

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

**Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)**

*Серия Уральская*

**Лист N-40 – Уфа**

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ (РОСНЕДРА)  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ  
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ  
им А. П. КАРПИНСКОГО» (ФГУП «ВСЕГЕИ»)  
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «БАШКИРГЕОЛОГИЯ» (ОАО «БАШКИРГЕОЛОГИЯ»)

# ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

*Серия Уральская*

Лист N-40 – Уфа

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 550.8.:528(084.3м1000)(470.55/57)

*Князев Ю. Г., Князева О. Ю., Сначев В. И., Жданов А. В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-40 – Уфа. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. 512 с.+6 вкл.

Обобщены новые геологические сведения по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, истории геологического развития, полезным ископаемым и закономерностям их размещения Уральской складчатой системы и восточного обрамления Восточно-Европейской платформы. Оценены прогнозные ресурсы главных видов минерального сырья территории – золота коренного и россыпного, платиноидов, марганца, хромитов, углеводородного сырья и других полезных ископаемых. Охарактеризовано геоэкологическое состояние территории. Работа отражает современный уровень изученности региона.

В комплект Госгеолкарты входит компакт-диск с полным объемом авторских цифровых материалов.

Материалы объяснительной записки рассчитаны на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией и полезными ископаемыми России.

Табл. 5, ил. 7, список лит. 294 назв., прил. 7.

#### Авторы

*Князев Ю. Г., Князева О. Ю., Сначев В. И., Жданов А. В., Каримов Т. Р., Айдаров Э. М., Масагутов Р. Х., Арсланова Э. Р.*

Научный редактор *Жданов А. В.*

Эксперты НРС^ *Водолазская В. П., Шкатова В. К., Нелюбин В. В.*

Рекомендовано к печати  
НРС Роснедра 7 июня 2011 г.

- © Федеральное агентство по недропользованию, 2013
- © Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского», 2011
- © Открытое акционерное общество «Башкиргеология», 2011
- © Коллектив авторов и редакторов, 2011
- © Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013

---

---

## ВВЕДЕНИЕ

Комплект Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение) составлен на основе обобщения геологических и геофизических данных, содержащихся в материалах Госгеолкарты-1000 (второе поколение) и -200 (первое и второе поколение). Работа выполнена по конкурсному проекту Федерального агентства по недропользованию МПР РФ двумя организациями: ФГУП «ВСЕГЕИ» и ОАО «Башкиргеология».

Лист N-40 – Уфа площадью 175 197 км<sup>2</sup> охватывает почти полностью территорию Республики Башкортостан, частично – запад Челябинской и север Оренбургской областей, фрагментарно – юго-восточную оконечность Республики Татарстан. Западная его часть принадлежит к Волго-Уральской антеклизе Русской плиты, восточная – к Уральской складчатой системе. Им соответствуют две орографические области – Русская равнина и Уральское горное сооружение. Первая включает приподнятые денудационные области (Уфимское плато и Общий Сырт) и денудационный рельеф Предуралья – Белебеевско-Стерлибашевскую возвышенность, Камско-Бельское, Присакмарское и Юрюзано-Айское понижения. Уральский кряж подразделяется здесь на приподнятые горные массивы, остаточные горы Западного и Восточного склонов, пенеплен Южного Урала и косоприподнятый пенеплен Зилаирского плато.

В гидрографическом отношении на площади листа N-40 выделяются три крупные речные системы: Волги, Урала и Оби. Большинство рек представляют первую систему, гораздо меньшее количество водотоков относится к бассейну р. Урал, очень незначительная их часть (крайний восток листа) – к системе р. Обь. Речной сток формируется за счет снеговых (60–80%) и дождевых (2–12%) осадков, а также подземных вод (13–38%). Среднегодовые меженные величины модулей стока изменяются от 4–5 дм<sup>3</sup>/с км<sup>2</sup> (реки Уфа и Сим) до 0,2–0,06 дм<sup>3</sup>/с км<sup>2</sup> (реки Сакмара и Таналык). Наиболее крупные озера располагаются в западной части листа: оз. Кандры-куль и оз. Асли-куль с площадью водного зеркала соответственно 12 и 18 км<sup>2</sup>. В Предуралье широко развиты старичные (на первых надпойменных террасах крупных рек), а также карстовые озера.

Климат района континентальный со значительными различиями между Предуральем и Уралом. Так, среднегодовая температура воздуха в окрестностях г. Белорецк составляет +0,4 °С, у г. Стерлитамак +2,8 °С. Наиболее холодным месяцем года является январь (абсолютный минимум температуры –50 °С), самым теплым – июль (абсолютный максимум +40 °С).

Период с положительными среднесуточными температурами воздуха продолжается 6–7 месяцев. Устойчивый снежный покров держится с первой (второй) декады ноября по первую–вторую декаду апреля; наибольшая его мощность отмечается в предгорной и горной частях территории (до 1,43 м при средних значениях 0,5–0,8 м). Максимальное количество атмосферных осадков выпадает на Урале и в высокоом Предуралье (до 700–900 мм в год). На остальной площади их годовое количество в основном составляет 400–600 мм, на крайнем юго-востоке – 300–400 мм.

Животный мир довольно разнообразен. Повсеместно распространены заяц, рябчик, глухарь, тетерев, лось, медведь, волк, лиса, рысь, козуля, кабан. В реках и озерах водятся хариус, форель, окунь, ерш, щука, плотва, лещ, налим, карась и другие виды рыб. На площади листа располагается большое количество очагов клещевого энцефалита.

Обнаженность территории в целом слабая. Выходы коренных пород обнаруживаются преимущественно на водораздельных поверхностях, денудационных и эрозионных уступах в пределах приподнятых частей Русской равнины и в Горном Урале, а также на склонах последнего. Экономика субрегиона хорошо развита. Ведущее место занимают нефте- и горнодобывающие, нефтехимическая и металлургическая отрасли промышленности, существенную роль играют машиностроение и металлообработка, химическая, легкая, пищевая, лесная и деревообрабатывающая отрасли, производство строительных материалов. Главными промышленными центрами являются города Уфа, Магнитогорск, Стерлитамак, Кумертау, Бирск, Златоуст, Сатка и др. Интенсивно функционируют зерновая, овощная и мясомолочная отрасли сельского хозяйства, транспортное, энергетическое и трубопроводное хозяйства. Транспортная сеть развита неравномерно. Многочисленные грунтовые дороги для автотранспорта либо труднодоступны, либо не пригодны для передвижения в отдельные сезоны. Улучшенные грунтовые дороги и магистрали федерального значения сравнительно редки. Горно-лесистая местность в любое время года труднодоступна даже для гусеничного транспорта. Территория населена в основном русскими, башкирами, татарами, в меньшей степени – другими национальностями. Подробные сведения о физико-географических и экономических особенностях территории содержатся в специальных сводках [20, 42].

В геологическом отношении регион с давних пор привлекал к себе повышенное внимание. Железо, золото, медь, драгоценные, полудрагоценные и поделочные камни – вот далеко не полный перечень минерального сырья, которым интересовались как Российское государство, так и отдельные промышленники. Начало геологического изучения района относится к эпохе первых «рудознатцев», датированной XVII в., а возможно, и более древними изысканиями, сведения о которых не сохранены. В это время создаются оригинальные схемы и кроки размещения тех или иных полезных ископаемых. Второй этап познания геологии Южного Урала напрямую связан с «петровской эпохой» – принятием 24 августа 1700 г. «Приказа Рудных дел» и созданием в 1719 г. «Горной привилегии». В этот период (связанный с интенсивным развитием в 30-х годах XVIII в. горного дела) начинается промышленное освоение минерально-сырьевых ресурсов

Урала. До середины XIX столетия геологические наблюдения ведутся учеными-академиками попутно с «естественнонаучными» экспедициями. Первые описания, представляющие исторический интерес, можно найти в работах П. А. Рычкова, И. И. Лепехина, П. С. Палласа, И. П. Фалька, Г. П. Гельмерсена и др. Ко второй половине XIX в. относятся исследования Р. И. Мурчисона, А. Кайзерлинга, Н. Г. Меглицкого, А. И. Антипина, Э. И. Гофмана, И. В. Мушкетова, А. П. Карпинского и др. В конце того же века уже предпринимаются попытки систематического изучения территории.

Современные представления о геологии Южного Урала и Предуралья базируются на планомерных геологических работах третьего этапа, начатого в XX в. и закончившегося в середине 1990-х годов. Результатом этого периода явилось создание комплекта Геологической карты Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан масштаба 1 : 1 000 000 (новая серия), изданной в 2002 г. [89]. История геологических исследований в истекшем столетии обширна и разнообразна. Остановимся лишь на наиболее значимых, «рубежных», по мнению авторов, её моментах. С первых пятилеток советской власти было развернуто среднemasштабное геологическое картирование и поиски полезных ископаемых, а с 1932 г. – и работы масштаба 1 : 50 000. К началу 1940-х годов накопились значительные сведения по стратиграфии и магматизму территории; в частности, установлено, что в геологическом строении принимают участие не только фанерозойские, но и протерозойские образования. В это же время сложились представления о том, что Урал сформировался в результате нескольких циклов и фаз орогенических движений. Определены общие закономерности распространения на площади ряда полезных ископаемых, выявлена приуроченность их к тем или иным комплексам пород. К середине 40-х годов съемками разного масштаба была покрыта значительная часть территории листа. Большое распространение получили специализированные палеонтолого-стратиграфические исследования: стратиграфией силура и девона занимались С. М. Домрачев, А. А. Рождественская, А. П. Тяжева, Д. В. Хмелевская; расчленением стратонев карбона и перми – А. Я. Виссарионова, З. А. Сеницына, Л. П. Гроздилова, Н. М. Кочеткова; мезозоем Восточного склона Урала – Н. И. Архангельский; четвертичными отложениями – Э. И. Раевский, В. Л. Яхимович. Поразительно, особенно с позиций сегодняшнего дня, но данные работы не прекращались и во время Великой Отечественной войны. В 1946 г. Е. Б. Бельтеновой были выполнены первые магнитометрические наблюдения с целью геокартирования масштаба 1 : 500 000 и 1 : 1 000 000.

Важнейшими результатами этого периода следует считать открытие нефти в платформенной Башкирии и разработку стратиграфии древних «немых свит» Южного Урала. Благодаря исследованиям крупнейших геологов страны: И. М. Губкина, А. Д. Архангельского, А. А. Блохина, К. Р. Чепилова, А. А. Трофимука, а также башкирских геологов-нефтяников Г. П. Ованесова, Х. П. Сырова, К. Р. Тимергазина, Н. И. Мешалкина, Ф. С. Куликова, А. Я. Виссарионова, Ф. Н. Шахова, Л. Н. Розанова и др. в 1932 г. обнаружено первое нефтяное месторождение – Ишимбайское,

приуроченное к карбонатным породам сакмарского–артинского ярусов перми. Это открытие сразу же выдвинуло Башкирию на первое место в СССР по эксплуатации нефти, что позволило в самый разгар войны значительно увеличить добычу и обеспечить горючим боевые действия Советской Армии. Разрез древних стратоноров Южного Урала был изучен настолько полно и основательно, что исследования последующих лет (до настоящего времени) не внесли в него принципиальных изменений. Н. С. Шатский в 1945 г., основываясь на общих историко-геологических данных и анализе последовательности осадочных формаций, слагающих немые подразделения Южного Урала, показал своеобразие последних и установил, что данный формационный ряд отвечает законченному мега-циклу осадконакопления и соответствует эре, которую он назвал рифейской (по древнему греческому названию Урала). В качестве стратотипа рифейской «группы» им предложен разрез древних свит Горной Башкирии. Циклическое строение частных разрезов было принято за основу расчленения докембрийских отложений на серии. Каждая серия рассматривалась как комплекс осадков законченного этапа седиментации, обладающего закономерной сменой пород по вертикали: от грубозернистых в основании к более тонкозернистым в средней части и карбонатным – в верхней. В пределах всего Башкирского антиклинория от р. Юрюзань на севере до широтного течения р. Белая на юге выделялся один и тот же набор свит: айская, саткинская, бакальская (бурзьянская серия); зигальгинская, зигазинско-комаровская, авзянская (юрматинская серия), зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская (каратауская серия); в ашинскую серию включались отложения одноименной свиты. А. И. Иванов (1937 г.) на востоке антиклинория ниже зигальгинской свиты выделял машакскую, а в верховьях рек Бол. и Мал. Инзер – большеинзерскую, суранскую и юшинскую свиты.

Начиная с 1960 г. в геологическую практику активно внедряются палеонтологические и радиологические методы, используются большие объемы горных и буровых работ, происходит совершенствование аналитической базы. В это время завершено составление и издание первого поколения Государственных геологических карт масштаба 1:200 000 на значительную территорию листа. В результате оформлены стратиграфические схемы отдельных блоков, установлены общие закономерности в строении допалеозойских и фанерозойских отложений, определены условия локализации полезных ископаемых. Создание геологических карт подводило своеобразный итог многолетних исследований того или иного района. Тогда же были изданы: Геологическая карта масштаба 1:1 000 000 листа N-40 (первое поколение) под редакцией Г. И. Водорезова (1961 г.); т. XIII (1964 г.) и т. XII (1969 г.) «Геологии СССР»; тома XIV и XV (1972 г.) «Гидрогеологии СССР» под редакцией А. В. Сидоренко; Металлогеническая карта эндогенных месторождений Урала масштаба 1:500 000 под редакцией А. В. Пуркина и П. В. Нечаева (1974 г.); Тектоническая карта Урала под редакцией И. Д. Соболева (1971 г.); Тектоническая карта Русской платформы и сопредельных территорий в масштабе 1:5 000 000 под редакцией Т. Н. Спичарского и В. П. Кирикова (1975 г.).

Со второй половины 1970-х и до начала 1990-х годов в субрегионе на обновленной методической основе проводились крупномасштабные (1:50 000 и 1:25 000) ГСР: групповая геологическая съемка, глубинное геологическое картирование и геологическое доизучение площадей с общими поисками. В картографирование вовлечены новые территории, в том числе районы, где продуктивные образования докембрия и палеозоя перекрыты сравнительно мощным чехлом мезозойских и кайнозойских отложений. При картировании широко использовались геофизические, геохимические, космо- и аэрогеологические исследования, горные и буровые работы. Главной задачей этих съемок являлась подготовка геологической основы для проведения специализированных поисков месторождений железа, меди, никеля, бокситов, золота, магнезита, барита, редких металлов, каменного и бурого угля, а также других полезных ископаемых. Новую и чрезвычайно ценную информацию для стратиграфии нижних частей чехла Русской плиты дало глубокое бурение, проводившееся в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции; оно же способствовало открытию ряда новых месторождений углеводородов.

На основе результатов геологосъемочных работ, а часто и одновременно (иногда – даже совместно) с ними проводились научные исследования, направленные на решение проблемных вопросов стратиграфии, тектоники, магматизма, метаморфизма и металлогении. Большое значение имели обобщающие картографические материалы по Уральскому региону в целом: Карта геологических формаций Урала масштаба 1:1 000 000 под редакцией О. А. Кондайна (1983 г.), Морфоструктурная карта Урала масштаба 1:1 000 000 под редакцией Н. Г. Чижовой (1983 г.), Тектоническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 под редакцией И. Д. Соболева (1986 г.), Металлогеническая карта Урала масштаба 1:1 000 000 под редакцией А. М. Маревичева и И. А. Петровой (1988 г.), Структурно-формационная карта Урала масштаба 1:500 000 под редакцией С. В. Автонеева и К. П. Плюснина (1991 г.), Карта глубинного строения земной коры Урала масштаба 1:1 000 000 под редакцией Н. Г. Берлянд (1993 г.). Итоги изучения геологии обоих регионов подводились на межведомственных стратиграфических совещаниях по Уралу (1956, 1963, 1967, 1977, 1990 гг.) и Восточно-Европейской платформе (1956, 1963, 1974, 1988 гг.).

Четвертый этап регионального изучения недр начал в 1993 г., когда были введены вначале «Временные положения...», а затем и новая инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Госгеолкарты-200/2, предусматривающая активное внедрение современных методов исследования вещества, использования средств дистанционного зондирования, а главное – внедрение компьютерных ГИС-технологий, позволивших не только принципиально увеличить производительность труда, но и повысить достоверность и точность геологических материалов; для складчатых областей регламентирован переход на зональное структурно-формационное (структурно-фациальное) районирование территорий. Были составлены и утверждены НРС Роснедра новые серийные легенды Госгеолкарты-200/2, в том числе Южно-Уральской и Средневожжской серий листов. Оглядываясь назад, следует особо подчеркнуть, что без этих кардинальных шагов



постсоветское существование региональной геологической службы России было бы плачевным и завершилось, вероятно, еще в прошлом веке.

С 2000 по 2009 г. в пределах площади листа НРС утверждено одиннадцать комплектов Госгеолкарты-200/2: N-40-XXIV, -XXX [78, 83], N-40-XVIII [72], N-40-XII [66], N-40-XXII [76], N-40-XXIII [77], N-40-XXIX, -XXXV [82, 86], N-40-XXVIII [81], N-40-XXXVI [87], N-40-XVII [71]. Подготовленные к изданию материалы отражают современный уровень знаний о геологическом строении конкретных районов, базирующийся на огромном фактическом материале, накопленном за время, прошедшее после создания ГК-200 первого поколения. В комплектах зачастую фигурируют среднемасштабные карты, впервые составленные для той или иной территории: четвертичных (плиоцен-четвертичных) образований, полезных ископаемых и закономерностей их размещения. По результатам ГДП-200 внесены изменения и дополнения в серийные легенды, в том числе: принципиально изменено структурно-формационное районирование Южного Урала, выделены новые местные стратиграфические и нестратифицируемые подразделения, возраст которых обоснован фаунистически и радиологически; на основе комплексной интерпретации данных, глубокого анализа вещества и впервые собранных органических остатков «суванякский комплекс» Уралаутского антиклинория получил новую стратификацию; по прецизионным определениям конодонтов значительно уточнен возраст ордовикско-девонских подразделений; существенно скорректированы границы и литологический (петрографический) состав многих таксонов; раскрыто тектоническое строение региона; по результатам полевых работ и лабораторных исследований пополнен массив данных, касающихся геохимических ореолов и потоков рассеяния, что позволило уточнить перспективы территории; созданы обновленные списки месторождений и проявлений минерального сырья; впервые составлены схемы минерагенического районирования территории; выполнена прогнозная оценка (категорий  $P_1$ ,  $P_2$  и  $P_3$ ) металлических и неметаллических, в том числе и остродефицитных полезных ископаемых; а также многое другое, не вмещающееся в рамки краткого обзора и фигурирующее в соответствующих записках и отчетах. Все эти сведения использованы при создании (2006 г.) и последующей актуализации (2010 г.) Легенды Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 (гл. редактор А. В. Жданов).

Не прекращались в этот период и научные изыскания, посвященные самым различным аспектам геологии. Среди наиболее значимых публикаций общегеологической направленности отметим обобщающую работу сотрудников ФГУП «ВСЕГЕИ» К. Э. Яковсона и А. П. Казака, много лет отдавших изучению древней плиты (первой) и смежной горно-складчатой области (второй) – «Эволюция геосистемы Русская платформа–Урал» (см. журнал «Региональная геология и металлогения» за 2004 г., № 20). Итог новейшим геолого-геофизическим исследованиям по одному из крупнейших трансектов России, выполненным ведущими специалистами научных и производственных организаций, подведен в коллективной монографии «Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс)», изданной в 2001 г. Четвертый этап продолжается и поныне, в

этом смысле история геологического изучения субрегиона не завершена; в частности, одновременно с созданием Госгеолкарты-1000/3 листа N-40 в его пределах осуществляются работы на ряде «переходящих» объектов ГСР-200. Остается надежда, что подобные комплексные исследования не будут прекращены.

Данная работа выполнена в соответствии с действующими нормативно-методическими документами по составлению Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000. Комплект основных графических документов представлен на неискаженной топографической основе регламентируемого масштаба. В его состав входят: геологическая карта доплиоценовых образований, геологическая карта плиоцен-четвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения полезных ископаемых, карта прогноза на нефть и газ, гидрогеологическая карта, а также размещаемые в зарамочном пространстве схемы и разрезы различных масштабов. Комплект дополняют объяснительная записка, сопровождающая электронная база данных, цифровая модель перечисленных материалов.

---

---

---

## СТРАТИГРАФИЯ

Все стратифицируемые образования территории листа укладываются в гигантский временной интервал от архея по квартал. Описание подразделений проводится в последовательности от древних к молодым, в единых возрастных уровнях – по элементам структурно-формационного (-фациального) районирования с запада на восток. Характеристика литологического (петрографического) состава и физических свойств тех стратонов, что детально освещены в общедоступных публикациях, сведена к минимуму.

### АРХЕЙСКАЯ АКРОТЕМА И НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

К наиболее древним стратиграфическим таксонам относятся глубоко метаморфизованные образования, слагающие фундамент Восточно-Европейской платформы (вскрыты бурением), а также основание Уральской складчатой системы; в пределах последней они обнажены в ядрах Башкирского и Уфалейского антиклинориев. Для большинства подразделений надежные доказательства возраста до сих пор отсутствуют.

Т а р а т а ш с к и й к о м п л е к с (*ARtr*) относится к Западно-Башкирской подзоне; выделен и описан М. И. Гаранем в 1938 г. Позднее он детально изучался большой группой исследователей [39, 62, 128, 139, 140, 167, 207 и др.].

Площадь выхода метаморфитов на дневную поверхность ограничена ядерной частью одноименной антиклинали на севере Башкирского антиклинория (северо-восточного угла листа, водораздел рек Уфа и Ай), где породы образуют скалистые обрывы наиболее высоких вершин (Тагаяк, Радостная, Тура-Таш, Бельдиш, Соколиная сопка и др.). Максимальная ширина обнаженной части достигает 12 км, длина – до 45 км. Породы комплекса метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и представлены амфибол-пироксен-плагиоклазовыми, магнетит-гиперстеновыми кристаллосланцами, очковыми гнейсами и плагиогнейсами различного состава, иногда графитсодержащими, амфиболитами, магнетитовыми или биотитовыми железистыми кварцитами, основными и кислыми гранулитами, гиперстенсодержащими мигматитами. Гранулитовый метаморфизм особенно ярко выражен образованием полосчатых гиперстеновых плагиогнейсов, слагающих мощные (до 200 м) тела, согласные с общим простиранием

пород, а также чарнокитов, образующих лейкократовую составляющую жильных и блоковых плагиопегматитов. Эти породы преобразованы под воздействием высокотемпературного диафтореза амфиболитовой фации и сопутствующей гранитизации. С последним процессом связано формирование очковых гнейсов, где «очки» представляют собой порфиробласты микроклина. В некоторых лейкократовых метаморфитах подобные изменения проявлены новообразованными ассоциациями калиевого полевого шпата и биотита. В зонах разрывных деформаций все породы претерпели дополнительные вторичные изменения с парагенезисами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Комплекс вмещает месторождения рудной формации железистых кварцитов.

Нижняя граница таксона неизвестна, верхняя устанавливается структурным несогласием с конгломератами перекрывающей айской свитой нижнего рифея, включающими гальку «тараташских» гранитов. По геофизическим данным суммарная мощность подразделения оценивается в интервале 4000–4800 м. Время его образования определяется позднearerхейским возрастом прорывающих пород одноименного интрузивного комплекса, а также возрастом гранулитового метаморфизма, близким к 2600 млн лет [128].

Большечеремшанская серия и унийская толща объединённые ( $AR_2-PR_1bc+up$ ) принадлежат к Камско-Бельской структурно-фациальной области. Вскрыты глубоким бурением на Татарском своде, где они залегают на глубинах от 1700 до 2800 м и более. Разрозненные данные единичных скважин не обеспечивают корректного глубинного картирования, вследствие чего выделено объединённое подразделение, слагающее кристаллическое основание платформы и показанное только на разрезе (кровля – по данным сейсмического зондирования). В его составе принимают участие андалузит-биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы и паракристаллосланцы переменного состава [187]. Вскрытая бурением мощность составляет около 800 м, а по сейсмозондированию достигает 8000 м. За пределами листа большечеремшанская серия считается отвечающей верхнему архею, а унийская толща – нижнему протерозою. Возраст принят по аналогии с другими петрографически сходными таксонами фундамента Русской плиты.

Александровский комплекс ( $PR_1al$ ) относится к Златоустовской подзоне Башкирской СФЗ, располагаясь поблизости (юго-восточнее) от области выходов тараташского комплекса; слагает узкий тектонический блок размером  $25 \times 2,5$  км у Караташко-Зюраткульского регионального разлома. Контакты с прилегающими породами тектонические. В состав комплекса входят гранатовые амфиболиты, двуслюдяные плагиогнейсы, гранитогнейсы, кристаллосланцы разного состава, графитистые кварциты и (реже) плагиоклаз-оливин-клинопироксеновые породы (израндиты), первичная природа которых спорна. Последние описаны Л. Н. Овчинниковым и В. А. Дунаевым в 1968 г. в районе горы Карандаш; выполнены они титанавгитом (65–75%), оливином (8–15%, Fa 42–43%), плагиоклазом (10–12%, 52% An), иногда роговой обманкой. Среди акцессорных минералов отмечены титаномagnetит и шпинель. По мнению А. М. Пыстина [181] и

А. А. Алексеева [13], израндиты представляют собой реликты плагиоклаз-оливиновых клинопироксенов, впоследствии почти полностью замещенных амфиболитами. По химизму они близки к океаническим меланократовым щелочным базальтам типа мадейрита и щелочным ультрамафитам (табл. 1). Среди амфиболитов (как с гранатом, так и без него) отмечены титанистые (2,5% TiO<sub>2</sub>) и низкотитанистые (около 1% TiO<sub>2</sub>) разновидности. Для клинопироксенов александровского комплекса характерными являются повышенные в целом щелочность и титанистость, что в совокупности с высокой железистостью вмещающих метабазитов (51–65%) позволяет сопоставлять их соответственно с базальтовой и щелочно-ультрамафитовой формациями платформенного типа или области постконсолидационной активизации.

Таблица 1

**Химический состав пород александровского комплекса**

№ п/п	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	2	50,82	1,01	13,84	1,80	10,83	0,18	7,00	9,86	1,93	0,42	0,17	1,81	99,67
2	9	49,85	1,10	14,23	3,85	9,40	0,21	6,82	9,26	2,79	0,52	0,14	1,18	99,35
3	3	48,75	2,55	13,27	5,66	9,18	0,19	6,30	9,16	2,33	0,52	0,18	1,03	99,12
4	3	48,35	2,53	13,15	3,48	14,64	0,53	5,66	8,82	1,48	0,42	0,34	0,15	99,55
5	3	45,36	1,92	7,42	0,83	11,30	0,25	13,70	17,18	1,16	0,19	–	0,94	100,25
6	3	44,65	1,57	5,89	2,04	10,95	0,21	17,56	13,79	1,05	0,19	0,08	1,40	99,38
7	8	45,49	1,55	6,37	3,77	9,04	0,17	16,09	14,80	0,87	0,19	0,06	1,10	99,50

1–4 – амфиболиты безгранатовые (1, 2) и гранатовые титанистые (3, 4); 5–7 – плагиоклаз-оливиновые клинопироксены (израндиты). Источник: 2–4, 7 – по А. М. Пыстину [181]; 5 – по Л. Н. Овчинникову и В. А. Дунаеву [157]; 1, 6 – по А. А. Алексееву [13].

Проблема возраста пород александровского комплекса решается уже на протяжении четырех десятков лет, начиная с исследований Л. Н. Овчинникова и др., когда для цирконов из гнейсов свинцовым методом получены цифры 1960±170 млн лет и 2050±190 млн лет. Близкие значения, основанные на измерениях изотопных отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb в цирконах, опубликованы в работе А. А. Краснобаева [127] – до 2330 млн лет. Позднее Ю. А. Пыстиной и А. М. Пыстиным [182] с помощью SIMS и термоионного методов изучения цирконов приводится диапазон <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb возрастов в интервале 970–2080 млн лет. Недавно А. А. Краснобаевым [217] получены даты (U-Pb метод по цирконам) в 2004±10 млн лет (отвечает метаморфизму высоких давлений) и 1890±20 млн лет (сопоставляется с плагиомигматизацией субстрата). По совокупности данных время накопления пород этого таксона условно принято раннепротерозойским. Мощность подразделения (в том числе по геофизическим данным) оценивается в 2500–4500 м.

С людяногорская свита (PR<sub>1</sub>s) принадлежит к Уфалейской СФЗ и составляет верхнюю часть одноименного комплекса, на площади листа распрастраненного ограниченно (крайний северо-восток), в междуречье Уфа–

Реча (верховья). Стратон сложен амфиболитами с маломощными телами амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов, прослоями и линзами слюдяно-кварцевых кристаллосланцев, кварцитов и гранитогнейсов. Нижний контакт подразделения здесь не известен, верхняя граница проводится по подошве среднерифейской куртинской свиты, залегающей с угловым и стратиграфическим несогласием. В параметаморфитах слюдяногорской свиты обнаруживается медная минерализация. Определения возраста уфалейского комплекса имеют широкие пределы: от 1100 до 2150 млн лет (U-Pb метод) [131], известна дата 1400 млн лет, полученная K-Ar методом [202, 204]. Исходя из общегеологических построений (включая и данные о метаморфогенном перерождении пород) возраст описываемого подразделения принят раннепротерозойским. Мощность его достигает 1700 м.

## ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Из всех допалеозойских образований территории верхний протерозой представлен наиболее широко и полно. В центре и на северо-востоке листа распространены стратоны рифея и венда, принадлежащие к Башкирской, Уралтауской и Уфалейской СФЗ; максимальное развитие эти отложения получили в пределах первой из них. На «Восточном Урале» в Сысертско-Ильменогорской и Пластовско-Суундукской зонах метаморфизованные рифейские породы известны в разрозненных тектонических блоках. В осадочном чехле Восточно-Европейской платформы верхнепротерозойские подразделения вскрыты глубоким бурением.

## НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Прикамская серия (RF<sub>1pk</sub>), распространенная в Камско-Бельской СФЦО, вскрыта глубокими скважинами в основании чехла древней платформы [187, 122]; показана только на разрезе. Для ее состава характерны разнородные мезомиктовые или аркозовые песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями аргиллитов, доломитов, мергелей и линзами гравелитов в основании. Подошва стратона проводится по гранитогнейсам кристаллического основания; контакт несогласный с выраженным размывом. Перекрывается подразделение доломитами калтасинской свиты; верхняя граница нормальная, без признаков стратиграфического несогласия. Мощность серии по данным сейсмозондирования изменяется от 600 м на западе листа до 5000 м в Восточном Предуралье. Формационным аналогом подразделения в Башкирской СФЗ Урала, вероятно, следует считать айскую свиту, однако четкие корреляционные связи все же отсутствуют.

Айская свита (RF<sub>1ai</sub>) впервые выделена М. И. Гаранем (1939 г.) на севере Башкирского антиклинория – в Тараташской антиклинали [37, 38, 39]. Выходы ее прослеживаются полосой шириной от 1,5 до 4,5 км по периферии образований тараташского комплекса. Южнее (бассейн р. Ай) свита слагает ядро Липовской антиклинали II порядка. Стратон относится к Западно-Башкирской подзоне Башкирской СФЗ. Разрез представлен

разнозернистыми аркозовыми, олигомиктовыми или кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов, темно-серых глинистых и углеродисто-глинистых сланцев и линзами доломитов. В нижней части зафиксированы прослои трахибазальтов, трахиандезитов и их туфов, красноцветных алевролитов и песчаников; в основании – конглобрекций и конгломераты. Местами описаны маломощные коры выветривания тараташских метаморфитов. С перекрывающей саткинской свитой наблюдается постепенный переход через пачку переслаивания углисто-глинистых сланцев и доломитов [140]. В линзе доломитов из верхов подразделения обнаружены микрофитоциты, которые, по заключению З. А. Журавлевой, относятся к группе *Vesicularites rotundus* Z. Zhur., типичных для нижнего рифея. В карьере у дороги горы Куся–пос. Магнитка, на правом берегу р. Бол. Навыш в сланцах определены акритархи *Protosphaeridium* sp., *Leiominuscula minuta* Naum., *Satka undosa* (Janek), *Leiosphaeridia crassa* (Naum.). Трахибазальты в районе д. Александровка (в 1,4 км северо-западнее горы Тагаяк) датированы U/Pb методом в  $1615 \pm 45$  млн лет (В. А. Коротеев и др., 1997 г.). Мощность свиты составляет 1700–2500 м. Фациальным и возрастным аналогом подразделения в Восточно-Башкирской подзоне является большеинзерская свита.

Большеинзерская свита (RF<sub>1bi</sub>) впервые установлена А. И. Ивановым [104] в основании рифейского разреза Ямантауской антиклинали, где прослеживается в ядерной её части непрерывной полосой шириной 0,5–5 км от р. Бол. Инзер на севере до р. Богряшка на юге. Стратотип расположен на левом берегу р. Бол. Инзер в 4,6 км северо-западнее устья р. Суран. Свита сложена ритмичным чередованием серых, светло-серых средне- и мелкозернистых кварцевых или олигомиктовых песчаников, алевропесчаников и алевролитов, содержит прослои известняков, доломитов, углисто-глинистых и кварц-хлорит-серицит-гидрослюдистых углеродсодержащих сланцев. В нижней части отмечаются единичные прослои и линзы гравелитов, мелкогалечных конгломератов и конглобрекций. В разрезе выделено четыре ритма II порядка, в основании которых преобладают песчаники, а в кровле – пачки переслаивания песчаников и сланцев; мощность ритмов до 500 м [76, 119, 121]. Подошва подразделения не известна, предполагается его резкое стратиграфическое и структурное несогласие с тараташским комплексом архея. Контакт с перекрывающей суранской свитой постепенный, нечеткий; верхняя граница проводится по резкому нарастанию карбонатов. В прослоях известняков собраны единичные микрофитоциты *Osagia libidinosa* Z. Zhur., характерные для нижнего рифея [119]. Мощность подразделения более 2200 м. Терригенные породы большеинзерской свиты вмещают оруденение золото-кварцевой малосульфидной формации и являются благоприятной средой для локализации объектов золоторудной черносланцевой формации.

Калтасинская свита (RF<sub>1kl</sub>) по своим физическим свойствам и литологическим особенностям является маркирующей в разрезе раннего рифея Камско-Бельской СФцО, где вскрыта скважинами; в материалах ГК-1000/3 показана только на разрезах. Представлена преимущественно однообразными доломитами с редкими прослоями (или пачками

чередования) олигомиктовых и аркозовых алевролитов, а также черных аргиллитов. Иногда встречаются протяженные линзы доломитовых мергелей и известняков. Кровля проводится в основании пласта песчаников перекрывающей надеждинской свиты. Контакт нормальный, без признаков несогласия. Мощность свиты по данным бурения и сейсмозондирования меняется от 850 до 3000 м; максимальные ее значения тяготеют к центральной части Камско-Бельской впадины. На Урале фациальным аналогом подразделения является саткинская свита.

Саткинская свита (RF<sub>1st</sub>) впервые выделена в северной части Башкирского антиклинория, где впоследствии детально изучена М. И. Гаранем [38, 39, 119 и др.]; относится к Западно-Башкирской подзоне. Стратотип расположен в окрестностях г. Сатка. Отложения свиты широко распространены в центральной части Тараташской антиклинали, небольшие выходы известны в ядре Кургасской антиклинали II порядка. Разрез представлен главным образом органогенными (водорослевыми) доломитами, реже песчаными или глинистыми их разностями, а также в различной степени доломитизированными обломочными известняками с прослоями мергелей и сланцев глинисто-карбонатных или углисто-глинистых (зеленоватых, черных, красных). Редко встречаются прослои алевролитов и песчаников, а в верхней части стратона – линзы магнезитов. Контакт с перекрывающей бакальской свитой постепенный, проводится по резкому нарастанию мощности углисто-глинистых сланцев, находящихся в тонком чередовании с алевролитами. В скважине, пройденной в районе г. Бакал, в глинистых сланцах определены акритархи *Protosphaeridium flexuosum* (Tim.), *Symplassosphaeridium undosum* Jan k., *Leiominuscula minuta* Na u m., *Kildinella tschahomica* (Tim.), *Eomarginata striata* (Jan k.), *Turuchanica ternata* (Tim.). В железнодорожной выемке (в 3 км северо-восточнее г. Бердяуш) встречены столбчатые строматолиты *Conophyton punctatus* (Kom ar); на левом берегу р. Бол. Навыш в 1 км выше устья обнаружены пластовые строматолиты *Crateria melodia* (Kom ar). На правом берегу р. Ай выше г. Куся в доломитах З. А. Журавлевой определены онколиты: *Osagia pulla* Z. Zhur., *Vesicularites rotundus* Z. Zhur. [119]. Мощность саткинской свиты колеблется от 2000 до 3500 м.

Водорослевые известняки, соседствующие в разрезе с магнезитами, зеленоцветными и красноцветными сланцами, свидетельствуют о мелководном субэвапоритовом морском режиме осадконакопления, которому, вероятно, соответствует прибрежная слоистая глинисто-карбонатная формация. Фациальным ее аналогом в Восточно-Башкирской подзоне выступает суранская свита. Описываемое подразделение вмещает месторождения железорудной сидеритовой и магнезитовой апокарбонатной формаций.

Айская и саткинская свиты объединенные (RF<sub>1aj+st</sub>) распространены крайне ограниченно на северо-востоке площади, где слагают тектонический блок в зоне Караташско-Зюраткульского разлома; объединены там по условиям масштаба картографирования. Айская свита в этом случае представлена интенсивно рассланцованными песчаниками, конгломератами, алевролитами, глинистыми и углеродисто-глинистыми



сланцами. Саткинская свита сложена доломитами, известняками, мергелями, глинистыми сланцами и алевролитами. Мощность таксона более 2000 м.

Суранская свита ( $RF_{1sr}$ ) впервые выделена А. И. Ивановым в 1937 г. [104]. Она слагает большую часть Ямантауской антиклинали, принадлежит к Восточно-Башкирской подзоне. Выходы на дневную поверхность известны на водоразделе и склонах хребтов Мал. Ямантау, Караташ, Юша, Юрматау и др. Наиболее полные разрезы наблюдаются в береговых обрывах рек Бол. Инзер, Нугуш, Кургас, Суран, Ишля и др. Свита имеет сравнительно пестрый терригенно-карбонатный состав, определяемый чередованием известняков, доломитов, углисто-глинистых и глинистых сланцев, а также кварцевых или олигомиктовых алевролитов. В кровле и подошве господствующее значение (около 95%) имеют известняки и доломиты, в средней части преобладают алевролиты (до 40%) в переслаивании с углисто-глинистыми или глинистыми сланцами (до 35%), содержащими прослой мергелей (до 20%), известняков (до 5%) и доломитов (до 5%); в верхах разреза появляются линзы магнетитов. С перекрывающей юшинской свитой суранские отложения связаны нечетким переходом, через постепенное, но быстрое нарастание мощности углисто-глинистых сланцев [76]. В доломитах на правом безымянном притоке р. Мал. Нугуш (в 1,5 км выше устья р. Алакуян) собраны микрофитолиды *Osagia lebidinosa* Z. Zhur., *O. pulla* Z. Zhur., *O. kotuicanica* Milst., относящиеся к нижнерифейскому комплексу [119]. Мощность подразделения меняется на территории листа от 1000 до 2800 м. Свита вмещает флюоритовую минерализацию и является благоприятной средой для развития поздних (кайнозойских) кор выветривания с бурожеlezняковой минерализацией.

Буганакская свита ( $RF_{1bg}$ ) распространена в более восточных разрезах нижнего рифея той же подзоны. Впервые выделена П. Н. Швецовым (1975 г.) в бассейне р. Буганак – в искусственных выемках железной дороги Белорецк–Кармаскалы [225]. В дальнейшем подразделение детально изучалось рядом авторов [24, 77, 274 и др.]. Кроме стратотипической местности свита локализована в долине р. Наяза, где выполняет ядро Сатринской антиклинали II порядка.

Генерализованный разрез представлен невыдержанным переслаиванием массивных и рассланцованных разнозернистых преимущественно кальцитовых мраморов, зеленых мусковит-биотит-хлорит-альбитовых сланцев и слоистых разнозернистых слюдистых кварцитов. Мощность слоев колеблется от 0,5 до 30 м. В верхней части стратона содержание мраморов увеличивается, постепенно они вытесняют из разреза кварциты, а затем и сланцы. Характерной особенностью подразделения являются редкие маломощные (до 2 м) не выдержанные по простиранию тела диафорированных апобазитовых эклогитов и амфиболитов, встречающиеся на всех уровнях разреза [11, 12, 36]. Соотношения с подстилающими отложениями не установлены. Перекрывается подразделение слоистыми мраморированными известняками кызылташской свиты. Контакт стратиграфически согласный постепенный, граница проводится условно по преобладанию сланцев в разрезе последней. Мощность буганакской свиты более 400 м.

Органические остатки в ней не найдены; радиоизотопный возраст зерна циркона из эклогитов (уран-свинцовый метод) соответствует концу раннего рифея (1360 млн лет) [11, 36].

Кусаканская свита ( $RF_1?ks$ ) относится к Пластовско-Суундукской СФЗ; впервые описана Г. И. Чайко и А. А. Бариновым [287, 288] по берегам р. Каменка и в районе поселков Андрианополь и Зеленодольск. Там она приурочена к восточному и южному экзоконтактам Суундукского гранитоидного массива. Наиболее полный разрез известен в Кваркенском выступе на правобережье р. Каменка в 4,5 км выше ее слияния с р. Суундук.

Свита сложена графит-слюдистыми кварцитами полосчатыми (местами бластопорфиrowыми), а также биотитовыми и амфибол-биотитовыми полосчатыми, иногда бластопорфиrowыми гнейсами с прослоями амфиболитов, слюдисто-плагиоклаз-кварцевых и слюдисто-кварцевых кристаллосланцев. Стратиграфические соотношения как с подстилающими, так и перекрывающими образованиями не известны, все границы подразделения тектонические. Контакты с гранитами Суундукского массива конформные, полосчатость гнейсов субпараллельна линии контакта. По данным В. И. Виноградова и др. [27], минеральная система гнейсов возникла при метаморфизме в конце среднего ордовика (Sm-Nd минеральные изохроны с возрастом  $463 \pm 40$  и  $460 \pm 7$  млн лет и  $\epsilon Nd = +4$ ). Восточнее листа возраст «захваченных» цирконов в прорывающих кусаканские метаморфиты палеозойских интрузиях датируется в диапазоне от 512 до 1817 млн лет. Отложения условно отнесены к раннему рифею, но не исключен как более молодой возраст (в том числе раннеордовикский) [87], так и более древний – раннепротерозойский. Мощность разреза (в том числе по геофизическим данным) составляет более 3000 м.

Надеждинская свита ( $RF_1nd$ ) принадлежит к Камско-Бельской СФЗО, вскрыта единичными скважинами. По результатам интерпретации многочисленных временных разрезов сейсморазведки (МОГТ) и увязки их с данными бурения установлено, что ее отложения широко распространены в пределах Волго-Уральской антеклизы [187].

Нижняя часть свиты сложена серыми, зеленовато-серыми, розовыми неравнозернистыми аркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями и линзами алевролитов, гравелитов, конгломератов и бурых аргиллитов; верхняя – чередованием аргиллитов, мергелей, доломитов, алевролитов, иногда мелкозернистых олигомиктовых песчаников. Перекрывается стратон песчаниками тукаевской свиты среднего рифея; контакт несогласный с размывом. Возраст пород, определенный по глинистым минералам, составил  $1366 \pm 6$  млн лет (В. Н. Горожанин 1983 г.). В картографических материалах листа N-40 свита выделяется только на разрезе. Мощность ее меняется в широких пределах: от полного выклинивания на западе до 1000 м в Предуральском палеопрогибе. Формационным аналогом подразделения в Башкирской СФЗ выступает бакальская свита.

Бакальская свита ( $RF_1bk$ ) относится к Западно-Башкирской подзоне, описана О. П. Горяиновой и др. (1931 г.) в карьерах г. Бакал [52, 53]. В стратотипе она представлена преимущественно глинистыми и углистоглинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками

и алевролитами с единичными маломощными прослоями доломитов и известняков. На южном замыкании Тараташской антиклинали подразделение прослеживается почти непрерывной полосой (до 5 км шириной) между кварцитами зигальгинской свиты и саткинскими карбонатными отложениями. С запада и востока свита срезается Зильмердакским и Караташко-Зюраткульским разломами. Обнаженность ее неудовлетворительная; как правило, выходы на дневную поверхность представлены разрозненными гривками устойчивых к выветриванию слюдистых песчаников. Фрагменты разреза наблюдаются по береговым обрывам рек Бол. и Мал. Бакал, Мал. Сатка и др., небольшие обнажения известны в ядре Кургасской антиклинали.

Отложения представлены тонкоритмичным чередованием черных углисто-глинистых и глинистых (монтмориллонит-хлорит-гидрослюдистых) сланцев и аргиллитов с кварцевыми алевропелитами, алевролитами, реже косослоистыми слюдистыми песчаниками (с «лепешками» аргиллитов на плоскостях напластования). В нижней части разреза фиксируются прослой доломитов и известняков. В карьере у г. Бакал И. Н. Крыловым описаны строматолиты *Conophyton cylindricus* Masl., *C. lituus* Masl. [134]. В скважинах Бакальского железорудного месторождения Т. В. Янкаускасом обнаружены многочисленные акритархи, среди которых преобладают *Symplastosphaeridium undosum* Jank., *Turuchanica ternata* Tim., *Leiominuscula minuta* Naum., *Protosphaeridium flexuosum* Tim. [203]. Перекрывается стратон кварцевыми разнозернистыми песчаниками зигальгинской свиты; соотношения несогласные, с размывом. Мощность подразделения составляет 1000–1200 м. Тонкослоистые текстуры, преимущественно алевропелитовый состав осадка и соседство в разрезе с прибрежной слоистой глинисто-карбонатной формацией (саткинская свита) свидетельствуют о застойных условиях осадконакопления в морском бассейне. Лепешковидные включения аргиллитов в песчаниках отражают накопление ила в «текстурных западинах» (знаки ряби), характерных для зоны волновой деятельности. Следовательно, свита может отождествляться с пелитовой формацией мелкого шельфа. Формационным ее аналогом в Восточно-Башкирской подзоне является юшинская свита. Описываемое подразделение вмещает объекты железорудной сидеритовой и магнезитовой апокарбонатной формаций.

Юшинская свита (RF<sub>1j</sub>š) впервые выделена А. И. Ивановым в 1937 г. [104] на крыльях Ямантауской антиклинали, где выходы протягиваются широкой полосой от д. Ишла на севере до р. Богряшка на юге. Имея значительную площадь распространения, свита обнажена недостаточно. Разрозненные выходы приурочены к участкам преимущественного развития устойчивых к выветриванию песчаников, а там, где в разрезе преобладают сланцы, обнажения практически отсутствуют. Отдельные фрагменты разреза можно наблюдать в береговых обрывах рек Лапышта, Мал. Бретяк, Богряшка, Юша и др.

По особенностям состава свита обычно расчленяется на три подсвиты, связанные между собой постепенными переходами. Нижняя (вязовская) подсвита сложена тонкослоистыми глинистыми и углисто-глинистыми

сланцами с подчиненными прослоями кварцевых алевролитов и песчаников; в основании – линзы и прослои известняков, редко сидеритов. Вторая (багарыштинская) подсвета представлена ритмичным чередованием массивных (преобладают) или параллельно-косослоистых кварцевых или олигомиктовых песчаников и алевролитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев. Третья (сухинская) подсвета – углисто-глинистые или серицит-кварцевые сланцы, а также алевролиты с прослоями кварцевых песчаников. По условиям масштаба на картах комплекта подсветы не выделены. Возраст подразделения определяется залеганием под вулканогенно-осадочными машаками отложениями, относящимся к низам среднего рифея; контакт несогласный с размывом. На южной окраине д. Лапышта – на левом берегу одноименной реки – в сланцах установлены обильные микрофоссилии *Leiosphaeridia crassa* (N a u m.), характерные в том числе для раннего рифея [76]. Мощность юшинской свиты меняется от 650 до 1050 м. Как и бакальская свита, этот таксон вмещает объекты железорудной сидеритовой формации.

Кызылташская свита (RF<sub>1</sub>kz) распространена в более восточных разрезах той же подзоны; впервые описана в 1949 г. А. И. Ивановым, который отнес к ней метаморфизованные карбонатные отложения и сланцы в долинах рек Бол. и Мал. Сюрюнзак [104].

Подразделение расчленено на четыре подсветы, которые могут картироваться при крупно- и среднемасштабных съемках. Первая (ахмеровская) сложена серыми слоистыми кальцитовыми мраморами и мраморизованными известняками, замещающимися по простиранию доломитами и крупнокристаллическими (зерна до 6 см) радиально-лучистыми магнетитами; в низах ее зафиксированы отдельные маломощные (до 2 м) невыдержанные тела амфиболитизированных эклогитов, сходных с описанными в буганакской свите. В строении второй (басканской) подсветы принимают участие серые карбонат-кварц-хлоритовые и гранат-плаггиоклаз-амфиболовые сланцы, реже мусковит-графит-плаггиоклаз-карбонатные, двуслюдяно-плаггиоклаз-кварцевые и плаггиоклаз-хлоритовые сланцы и кристаллосланцы; в ее нижней части наблюдаются прослои мраморизованных известняков. Третья (камерташская) подсвета представлена гнейсовидными кварц-биотит-амфиболовыми сланцами. Четвёртая (маярдаская) подсвета выполнена тёмно-зелёными очковыми или пойкило-порфиробластовыми амфиболитами с редкими прослоями зеленовато-серых кварцитов, а также серых кварц-углеродистых и слюдисто-углеродисто-кварцевых сланцев. Фациальная принадлежность и первичный состав пород, по которым образованы амфиболиты, до конца не ясны; наиболее вероятны лавы основного состава [274]. Породы преобразованы в амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фациях динамотермального метаморфизма [25]. Выше описываемый стратон перекрывается кварцитами аюсапканской свиты среднего рифея, залегающими с размывом и стратиграфическим несогласием.

Раннерифейский возраст подразделения определен положением в разрезе – выше буганакской и ниже аюсапканской свит, мощность его достигает 2000 м. В свите зафиксированы промышленно значимые залежи магнетитов, сланцы вмещают стратиформную золотую и платиноидную

минерализацию. Таксон является благоприятной средой для формирования бурых железняков в породах выветривания.

Заканчивая рассмотрение подразделений нижнего рифея, следует отметить близость состава разновозрастных стратонов. Типовым разрезом, по-видимому, следует считать свиты Западно-Башкирской подзоны; в этом элементе районирования наиболее полно проявлена «литологическая эволюция» бурзяны от псефитов и трахибазальтов в основании айской свиты к ритмично построенным терригенным породам ее средней и верхней частей, далее к саткинским карбонатам и (в завершении цикла) бакальским пелитам. Подразделения Восточно-Башкирской подзоны отличаются от упомянутых не очень значительно: литологически – главным образом в восточных разрезах (буганакская и кызылташская свиты ранее выделяемой Маярдакской зоны), а также более высокой степенью метаморфических изменений. Здесь в виде отдельных редких диафторированных апобазальтовых амфиболитов и эклогитов проявлен раннерифейский вулканизм. Платформенная часть листа (Камско-Бельская СФцО) на этом возрастном уровне обладает теми же закономерностями, но в «сглаженной» форме.

### СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Подразделения среднего рифея (юрматиния) распространены как в низах Русской плиты, так и на Урале («Западном» и «Восточном»). Его начало характеризуется активной магматической деятельностью в Башкирской и Сысертско-Ильменогорской СФЗ, связанной с континентальным рифтогенезом.

Машакская свита ( $RF_2m\check{s}$ ) выделена А. И. Ивановым в 1934 г. [104]. Относится к Восточно-Башкирской подзоне; занимает значительные площади в пределах восточного крыла Ямантауской антиклинали, где прослеживается (на протяжении почти 70 км) широкой полосой, достигающей 10 км. Стратотипическая местность расположена на хр. Машак. На крайнем северо-востоке своего распространения породы машакской свиты слагают ряд возвышенностей на водоразделах рек Тюлюк и Березяк, а также северные склоны горы Иремель. Разрез подразделения изучался многими исследователями; количество его составных частей доходило до восьми [272, 274]. Современные представления о строении таксона наиболее полно отражены на Госгеолкарте-200/2 листа N-40-XXII [76].

Выделено четыре подсвиты. Первая (кузьелгинская) представлена метаморфизованными олигомиктовыми песчаниками и алевролитами (с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов в основании), лавами миндалекаменных базальтов, риодацитов и трахириодацитов с прослоями их туфов и туфобрекчий. Вторая (казавдинская) подсвита сложена метапесчаниками с прослоями алевролитов, апелитовых сланцев, а также лав и кластолав базальтоидного состава. Третья (быковская) – серицит-кварц-хлоритовые сланцы и углеродсодержащие филлиты с прослоями кварцевых алевролитов. Четвертая (верхняя) подсвита выполнена пелитовыми железистыми сланцами (с прослоями и линзами песчаников, гравелитов и конгломератов) и потоками базальтовых лав, достигающих 80 м мощности; в кровле

и основании редкие линзы мраморизованных известняков. На ГК-1000/3 листа N-40 свита показана без разделения.

В скважине на западном склоне хр. Мал. Шатак в прослоях известняков собраны микрофитоциты *Radiosus tenebricus* Z. Zhur., *R. ovale* Zhur., *R. nekulechus* Milst., *R. kotuicanicus* Milst., *R. kussiensis* Zabr., *Osagia libidinosa* Z. Zhur., *O. uchurica* Nar., *O. kotuicanica* Milst., *Radiosus kussiensis* Zabr., *R. tenebricus* Z. Zhur. Возраст дацитов, определенный U-Pb (по цирконам) и Rb-Sr методами, составляет 1330–1346 млн лет [119, 127] и 1380–1381 млн лет [179]. Перекрывается подразделение зигальгинской свитой; контакт в региональном плане считается несогласным (с размывом). Западнее р. Мал. Инзер описываемый стратон из разреза среднего рифея выпадает: здесь на юшинской свите непосредственно залегают зигальгинские песчаники. Мощность подразделения до 3000 м, причем максимальные значения зафиксированы в восточных разрезах. Свита вмещает золотую, платиноидную и магнетитовую минерализацию. Фаціальным ее аналогом в более восточных разрезах является белетарская свита, в Златоустовской подзоне – субсинхронная кувашская свита.

Машакские субвулканические образования ( $v\beta'RF_2m\delta$ ). Штоки метагаббродолеритов, дайки и силлы метагаббро ( $v'$ ), метариолитов ( $\lambda'$ ), реже метадацитов тесно ассоциируют с основными и кислыми вулканитами машакской свиты, являясь их комагматами [13, 225 и др.]. Наиболее крупные (картируемые в масштабе карты) тела округлой или вытянутой формы площадью до 12 км<sup>2</sup> распространены на востоке Восточно-Башкирской подзоны, в Маярдакском тектоническом блоке. Здесь габбродолериты нередко метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации (гора Белятур и др.) [271, 272, 274]. Машакские метагаббродолериты внедрены в отложения одноименного стратона, прорывают аюсапканскую и белетарскую свиты. Контакты с хлорит-кварцевыми породами первой из них отчетливо рвущие; с metabазальтами белетарской свиты границы субвулканических образований проводятся условно. Как отмечал Н. Ф. Решетников, «по минералогическому и химическому составу апогабброидные и апобазальтоидные амфиболиты не отличаются» [271]. Исходя из сходства характеристик, З. М. Ротару субвулканические образования рассматривала в составе упомянутой свиты [272]. В целом же контакты с вмещающими породами диагностируются окварцованными сланцами с крупными лейстами мусковита или биотита и считаются крутыми «горячими». В экзоконтактах по карбонатным прослоям формируются актинолит-полевошпат-слюдистые сланцы. Метагаббродолериты и амфиболиты эндоконтактных зон рассланцованные, хлоритизированные с повышенным содержанием граната (до 10%). Мощность экзоконтактных изменений не превышает 2 м, эндоконтактных – 0,1–0,15 м. Амфиболиты – темно-зеленые массивные, реже сланцеватые, породообразующие минералы представлены амфиболом (в среднем 40%), плагиоклазом (до 50%) и эпидотом (до 15%). В отдельных шлифах фиксируется апогаббровая, реже аподолеритовая структура. Среди второстепенных минералов диагностированы биотит (до 3%), хлорит и цоизит; из аксессуарив определены сфен, апатит, циркон, рутил. Минеральный парагенезис вторичных минералов соответствует

прогрессивной эпидот-амфиболитовой фации [12]. Модальное содержание породообразующих окислов соответствует магматитам основного состава нормального ряда, натриевой щелочности и отождествляется с умереннощелочной серией. Амфиболиты характеризуются близкларковыми (для габброидов) концентрациями большинства микроэлементов.

Кроме штокообразных тел, к субвулканическим образованиям отнесены метагаббро и метариолиты, слагающие дайки протяженностью до нескольких километров при мощности до первых десятков метров, а также небольшие линейные тела метадолеритов. Метагаббро состоят из изометрических или призматических зерен плагиоклаза и авгита; клинопироксен в них нередко преобразован в бледно-зеленую роговую обманку, тремолит и хлорит, плагиоклаз неравномерно («пятнисто») замещен соссюритом, эпидотом, серицитом и хлоритом. В метариолитах (иногда с теньвыми микропойкилитовыми, микроаксиолитовыми и микрофельзитовыми структурами) до 10% объёма составляют вкрапленники олигоклаза. Породы серицитизированы и окварцованы с весьма существенной переработкой основной массы, в связи с чем, хотя их первичный химический состав диагностирован не очень уверенно, но в целом близок к излившимся машакским риодацитам.

Среднерифейский возраст машакских субвулканических образований определяется комагматичностью с одноименной свитой. Согласно ряду классификаций субвулканиты характерны для обстановок континентального рифтинга [76]. В вулканитах зафиксировано медное оруденение. С метагабброидами, вероятно, связана магнетитовая и золотая минерализация, а также находки алмазов.

Аюсапканская и белетарская свиты объединённые ( $RF_{2as+bl}$ ). Аюсапканская свита впервые описана на хр. Маярдак, распространение ее ограниченное. Белетарская свита выделена А. И. Ивановым в 1949 г. в районе горы Балятур [104]; к ней он отнес амфиболиты и метабазальты с прослоями метаморфизованных терригенных пород. Аналогичной точки зрения на стратификацию отложений придерживались О. А. Нестоянова и З. М. Ротару. Н. Ф. Решетников, а вслед за ним Ю. П. Краев вычленили из объема белетарской свиты апогаббродолеритовые амфиболиты, принадлежащие к машакским субвулканическим образованиям [271].

Разрез объединенного подразделения представлен внизу чередованием мощных (до 30 м) пластов зеленовато-желтых массивных слюдистых кварцитов и невыдержанных пачек переслаивания их с кварц-мусковитовыми сланцами, которые выше (с четкой границей) сменяются белетарскими рассланцованными амфиболитами (мощность пласта 250 м), а затем чередованием зеленых массивных амфиболитов, массивных кварцитов и темно-серых полосчатых углеродисто-хлорит-кварцевых сланцев. Основной объем верхней части таксона составляют темно-зеленые амфиболиты по метабазальтам с прослоями сланцев, реже мраморизованных известняков. В кровле описана пачка переслаивания мусковит-хлорит-кварцевых сланцев и массивных светло-серых кварцитов. Выше залегают кварциты уже зигальгинской свиты. Контакт с ней описываемого подразделения считается стратиграфически несогласным (с размывом). Суммарная мощность

объединённых свит достигает 750 м. Подразделение метаморфизовано в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациях динамотермального метаморфизма [271].

Кувашская свита ( $RF_2kv$ ) выделена М. И. Гаранем в 1950 г.; название – по р. Куваш [37]. Распространена в бассейне р. Березяк (правый приток р. Юрюзань); прослеживается широкой (8–10 км) полосой вдоль хребтов Нургуш, Зюраткуль и Уреньга от с. Тюлюк на юго-западе до г. Златоуст на северо-востоке. Свита обнажена также по рекам Бол. Сатка, Ай и на склонах хр. Таганай. Сложена метавулканитами основного состава, метатрахириолитами, метариолитами, метатрахириодацитами, реже слабо метаморфизованными их разностями, а также их туфами, метатуфами и метатуфобрекчиями, метаморфизованными вулканокласто-терригенными породами, кристаллосланцами двуслюдяно-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми (нередко эпидот- и гранатсодержащими), кварц-полевошпат-актинолит-хлоритовыми, кварц-полевошпат-эпидот-хлоритовыми, кварц-полевошпат-эпидот-роговообманковыми, сланцами графит-слюдисто-хлорит-кварцевыми, филлитовидными хлорит-серицит-кварцевыми, альбит-амфиболовыми, амфиболитами, кварцитами, метаконгломератами и доломитовыми мраморами. Соотношения с подстилающими образованиями не установлены, перекрывающая таганайская свита ложится на описываемом стратоне с размывом и стратиграфическим несогласием. Возраст свиты определяется серией близких датировок изотопного возраста: из риолитов –  $1350 \pm 30$  (Rb-Sr) [48], из трахириодацитов –  $1295 \pm 65$  (K-Ar) и 1312 млн лет (U-Pb) [72]. Мощностью ее от 1500 до 3000 м. Формационным аналогом подразделения на «Восточном Урале» выступает сайтовская серия.

Сайтовская серия и игишская свиты объединённые ( $RF_2st + ig$ ) принадлежат к Сысертско-Ильменогорской СФЗ. В сайтовскую серию сгруппированы метаморфизованные первично-вулканогенные и пирокласто-осадочные породы; при крупно- и среднемасштабном картировании могут быть отдельно выделены составляющие ее саракульская, нижнесайтовская и верхнесайтовская свиты. Подразделение здесь слагает центральную часть Ларинского купола. В первом издании геологической карты масштаба 1 : 200 000 данный таксон фигурирует в составе «нерасчлененных раннепалеозойских образований». Позднее эти отложения рассматривались как верхнепротерозойский «ларинский комплекс» [88]. Хороших разрезов подразделения на площади листа нет, выполняющие его компоненты образуют разрозненные коренные выходы и делювиальные развалы. Обобщенный состав серии представлен кварц-биотит-альбитовыми, кварц-слюдяно-гранат-альбит-амфиболовыми, гранат-слюдяно-кварц-альбитовыми сланцами и кристаллосланцами, метавулканитами основного и среднего состава, амфиболитами, метатуффитами. В виде прослоев встречаются слюдяно-кварцевые, графит-слюдяно-кварцевые сланцы и кварциты, количество и мощность которых в целом увеличиваются к кровле. Амфиболиты и амфиболсодержащие кристаллосланцы обладают повышенной титанистостью и имеют заметный щелочной уклон. Породы метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Соотношения с подстилающими образованиями



не ясны, перекрывается серия (с согласным контактом) игишской свитой. Органические остатки не обнаружены. Время формирования стратона принимается на том основании, что, с одной стороны, она залегает согласно под игишской свитой, в которой определены микрофоссилии среднего рифея, а с другой – имеет формационное сходство с кувашской и машакской свитами. Мощность на разных участках от 550 до 1400 м.

Игишская свита традиционно рассматривалась в качестве верхней части либо «ларинского комплекса» ордовика, либо среднерифейской саитовской серии; из последней она позднее была выведена.

Свита имеет довольно однородный литологический состав. Большая ее часть сложена слюдисто-графитистыми и графит-слюдистыми кварцитами, нередко фосфорсодержащими (концентрация  $P_2O_5$  в отдельных «горизонтах» достигает 15%), с частыми тонкими прослоями графит-слюдяно-кварцевых сланцев. В низах свиты встречаются более мощные (до первых метров), но редкие прослой светлых слюдистых кварцитов и линзы амфибол-слюдяно-кварц-альбитовых сланцев и кристаллосланцев. Как и в подстилающей верхнесаитовской свите, породы изменены в условиях зонального динамотермального метаморфизма от среднетемпературной субфации ФЗС до эпидот-амфиболитовой фации. Реконструкции исходного субстрата выявляют терригенное происхождение пород с гранулометрическим составом от алевропелитового до псаммитового. Верхняя граница свиты на территории листа не известна. В шести пунктах (средняя и верхняя части подразделения) выявлен среднерифейский комплекс микрофоссилий *Leiosphaeridia crassa* (N a u m.), *L. incrassata* (N a u m.), *L. jacutica* (Tim.) Mich. et Jank., *Stictosphaeridium pectinale* Tim., *St. implexum* Tim., *Satka granulosa* Jank., *Brevitrichoides bashkiricus* Jank., *Synsphaeridium solediforme* Tim., *Sy. conglutinatum* Tim., *Eomycetopsis tipicus* (Her mann), *Protosphaeridium holtedahlii* Tim., подобный тому, что отмечен в зигазино-комаровской свите [72]. Однако по составу подразделения наиболее близко к зигальгинской свите; зафиксированная его мощность 250–600 м. Игишская свита вмещает платино-палладиевую минерализацию. Суммарная мощность объединенных стратонов составляет 800–2000 м. В материалах ГК-1000/3 они показаны как единый таксон по условиям масштаба.

Тукаевская свита (PR<sub>2tk</sub>) установлена в центральной и южной частях Камско-Бельской СФцО, где вскрыта рядом глубоких скважин. Разрез представлен слюдисто-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, реже аркозовыми песчаниками (в низах с глауконитом) с прослоями алевролитов (близких по составу и облику к песчаникам) и аргиллитов. На глубине 5100 м в скв. Кабаково-62 Т. В. Янкаускасом определены *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. ripheica* Tim., *K. maculifera* Yank., *K. ternata* Tim., *K. tschapomica* Tim., *K. vesljanica* Tim., *K. lophostriata* Jank., *Satka elongata* Jank. Возраст отложений по глаукониту (K-Ar метод) 1297 и 1252 млн лет, по серициту – 1232 млн лет. [122]. Соотношения с аргиллитами перекрывающей ольховской свиты считаются согласными. Мощность подразделения до 630 м. Формационным его аналогом в Башкирской СФЗ является зигальгинская свита.

Зигальгинская свита ( $RF_2zg$ ) впервые описана О. П. Горяиновой в 1931 г. на хр. Зигальга [52]. Свита прослеживается на крыльях Тараташской и Ямантауской антиклиналей [52, 55]. Сложена кварцевыми песчаниками и алевролитами с линзами псефитов. Хорошо отпрепарированные псаммиты выделяются останцами в приводораздельных частях главных хребтов и обособленных вершин (Караташ, Базал, Масим, Машак, Зигальга и др.). По этой причине свита представляет собой один из немногих стратонив рифея, уверенно диагностируемый в обеих южных подзонах Башкирской СФЗ.

Основной объем разреза выполняют преимущественно пестроокрашенные разнозернистые (с хорошей окатанностью) массивные кварцевые, олигомитовые или аркозовые песчаники. В средней части свиты фиксируются редкие прослои и пачки кварцевых алевролитов (часто углеродистых) и аргиллитов с гиероглифами на плоскостях напластования, а также линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Местами отмечаются линзы и прослои доломитов и известняков. В восточных разрезах при зеленосланцевом перерождении распространены слюдястые кварциты и сланцы слюдяно-кварцевые, гранат-(ставролит)-кварц-слюдяные, кварц-слюдяно-хлоритовые. В Западно-Башкирской подзоне свита залегает с размывом на бакальской свите, в Восточно-Башкирской подзоне – на машакской или белетарской, редко юшинской свитах. Верхний контакт с перекрывающей зигазино-комаровской свитой согласный, постепенный, проводится по преобладанию в разрезе последней пачек переслаивания алевролитов, песчаников и аргиллитов. Общая мощность подраздела меняется в широких пределах – от 700 до 3000 м. Стратон сопоставляется со «шлировой формацией континентальной ступени» [81], вмещает рудопроявления урана инфильтрационного генезиса. На северо-востоке Башкирской СФЗ ее формационным аналогом выступает таганайская свита.

Таганайская свита ( $RF_2tg$ ) относится к Златоустовской подзоне, выделена М. И. Гаранем в 1950 г. [37]. Прослеживается узкими (0,5–1 км) полосами, слагая водоразделы и склоны хребтов Уреньга, Таганай, гор Курма и Юрма; при этом склоны, как правило, закрыты осыпями и лишены коренных выходов. Свита сложена слюдястыми кварцитами или кварцитовидными песчаниками со знаками ряби и косою слоистостью, включающими прослои гранат-ставролит-слюдяно-кварцевых и графит-слюдяно-кварцевых сланцев и подчиненные линзы конгломератов. Подразделение залегает на кувашской свите несогласно, с размывом. Контакт с перекрывающей уреньгинской свитой стратиграфически нормальный, проводится по подошве слюдяно-кварцевых сланцев. Мощность подраздела от 250 до 1000 м. Формационным аналогом свиты в Уралтауской СФЗ, вероятно, следует считать максютовскую серию.

Максютовская серия ( $RF_2mk$ ) описана в Уралтауской СФЗ и соответствует или нижней части выделявшегося ранее одноименного «комплекса» [89], или «галеевской серии» (метаформации), включающей юмагузинскую и якуповскую свиты [248]. Таксон представлен преимущественно кварцитами и метаморфизованными парасланцами, слагающими тектонические блоки на юге Уралтауского антиклинория. Состав подраздела

сравнительно однороден: разрез выполнен в основном массивными мелкозернистыми слюдистыми кварцитами с подчиненными хлорит-кварцевыми, хлорит-графит-кварцевыми или биотит-мусковит-кварцевыми сланцами, часто глаукофансодержащими; редко встречаются эпидот-, эпидот-амфибол- и амфибол-плагиоклаз-эпидотсодержащие разности. Вверх по разрезу содержание сланцев увеличивается, появляются прослои графитистых кварцитов. Выраженной закономерности в распределении литологических разновидностей по латерали нет. В полях развития подразделения встречены единичные тела темно-зеленых массивных мелкозернистых эцлогитоподобных пород, состоящих из омфацита (60–75%), гранатов (10–20%), основного плагиоклаза (10–20%) и оливина (10–15%). Петрохимические характеристики кварцитов однородны и близки к несортированным кварцевым песчаникам зигальгинской свиты [81]. Высокобарическое преобразование пород проходило при низко-среднетемпературных условиях. Возраст метаморфизма ( $372 \pm 3,8$ ;  $377 \pm 3,83$ ;  $387 \pm 4$  млн лет) соответствует завершающим стадиям развития Магнитогорской островодужной системы и началу коллизионных процессов [40]. А. И. Демчук (1967 г.) и В. И. Ленных (1977 г.) полагают, что кварциты образовались по кварцевым или олигомиктовым песчаникам, а сланцы по парапородам со значимой плагиоклазовой примесью (граувакки).

Органические остатки в подразделении не найдены. Судить о его возрасте можно лишь исходя из общегеологических соображений. На ранних картах отложения относились к основанию среднего рифея. В последнее время доминируют представления о палеозойском (ордовикско-силурийском) времени формирования пород. Основными причинами их возникновения послужили находки силурийской и девонской органики в карамалинской свите (ранее принадлежавшей, как и галеевская свита, к максютовскому «комплексу»), а также перевод стратонов ассоциирующего с упомянутым суваянского «комплекса» в ранне-среднепалеозойский уровень [131, 132 и др.]. Полученный в процессе работ по созданию Госгеолкарты-200/2 листа N-40-XXVIII фактический материал не подтвердил вещественную корреляцию галеевской свиты ни с докембрийскими образованиями, ни с палеозойскими разрезами [81]. В этой связи, учитывая приоритет преемственности геологической информации, сохранен среднерифейский возраст подразделения [117]. Следует лишь отметить, что «палеозойская гипотеза» исчерпала себя далеко не полностью. Соотношения таксона как с подстилающими, так и перекрывающими образованиями не ясны. Мощность его превышает 1000 м.

Зигазино-комаровская свита ( $RF_2zk$ ) распространена в Западно- и Восточно-Башкирской подзонах; впервые выделена О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой в 1935 г. на р. Прав. Амбарка [54]. Тогда же она была расчленена на нижнюю (серегинскую), среднюю (амбарскую) и верхнюю (туканскую) подсвиты. Отложения распространены на крыльях Юрматауской, Ямантауской антиклиналей, а также на южном замыкании Тараташской антиклинали. Фрагменты разрезов обнажены в береговых обрывах рек Мал. и Бол. Инзер, Зигаза, Алакуян, Юрюзань, и др.

Нижняя подсвита представлена однообразным тонким (до 0,03 м) пере-слаиванием черных аргиллитов и алевролитов с прослоями светло-серых мелкозернистых кварцевых, реже полевошпат-кварцевых песчаников, мощность которых увеличивается вверх по разрезу. В кровле отмечается слой тонкого параллельного чередования пестроокрашенных сланцеватых аргиллитов и серых кварцевых песчаников. Средняя подсвита сложена песчаниками с линзами и прослоями аргиллитов. Верхняя – тонким, ритмичным чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников. Нижние контакты песчаников четкие, резкие; верхние – постепенные через уменьшение зернистости материала. Часто отмечаются косослоистые текстуры, а также многочисленные гиероглифы, трещины усыхания и пр. Зафиксированная минимальная мощность элементарного ритма составляет 0,1 м. Редко в верхней части разреза фиксируются прослой и линзы известняков. Подразделение перекрывается авзянской свитой или кужинской толщей; контакт без признаков несогласия. В восточной части Башкирского антиклинория (при нарастании регионального метаморфизма) песчаники и алевролиты перерождаются в кварциты, а аргиллиты – в мусковит(серицит)-графит-кварцевые, графит-хлоритовидно-кварцевые, графит-мусковит(серицит)-альбит-кварцевые, серицит(мусковит)-хлорит-кварцевые сланцы. В районе г. Бакал в скважине Т. В. Янкаускасом установлены акритархи *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. ripheica* Tim., *K. tschapomica* Tim., *K. minuta* (Naum.), *K. bicrura* Jank.; реже встречаются *Kildinella* aff. *minor* Scher., *K. ternata* Tim., *K. maculifera* Jank. и др. [121]. Мощность свиты меняется по площади листа от 950 до 1200 м. Углеродсодержащие терригенные породы подразделения содержат золотую и платиновую минерализацию, в карбонатных породах кровли обнаружены залежи сидеритов.

Геодинамические аспекты формирования подразделения распознаются уверенно. Тонкослоистые полицикличные алевропелиты характеризуют спокойные обстановки. Соседство со шлировой формацией зигальгинской свиты ограничивают область осадконакопления мелководной зоной внутриконтинентальных бассейнов. Формационная характеристика близка или аналогична бакальской свите и соответствует пелитовой формации. Фациальным (и возрастным) аналогами подразделения в Златоустовской подзоне являются (отчасти) уреньгинская свита, а в Уралтауской СФЗ – тустинская толща.

Уреньгинская свита (RF<sub>2ur</sub>) выделена М. И. Гаранем [37] в восточной части упомянутой подзоны на одноименном хребте, где она прослеживается прерывистой полосой шириной от 2 до 12 км. Выходы свиты на поверхность известны также в бассейне р. Кушгумга (верхнее течение). Разрез представлен темно-серыми (до черных) мусковит-кварцевыми, двуслюдяно-кварцевыми и графит-слюдисто-кварцевыми кристаллосланцами с гранатом, ставролитом и хлоритом. В верхней части – прослой кварцитов, кальцитовых и доломитовых мраморов и магнезитов. Свита метаморфизована в зеленосланцевой, реже эпидот-амфиболитовой фациях. Наиболее метаморфизованные разности развиты в северной части Златоустовской подзоны, на отрогах хр. Уреньга. Сланцы по окраске и составу сходны с подобными породами подстилающей таганайской свиты (но отличаются более

широким развитием хлорита). С ней подразделение связано постепенным переходом, а перекрывается свита со стратиграфическим несогласием песчаниками уйташской свиты. Мощность разреза достигает 2000 м. Большая его часть литологически близка к зигазино-комаровской свите; карбонатные верхи разреза, вероятно, соответствуют авзянской свите. Свита благоприятна для локализации золотой и платино-палладиевой минерализации.

Тустинская толща (RF<sub>2ts</sub>) выделена Д. Г. Ожигановым в 1955 г. [159], под тем же названием картировалась при ГДП-200 [71]. Подразделение слагает большую северо-восточную часть хр. Уралтау, образуя сближенные скальные выходы и уступы. Многочисленные фрагменты разреза охватывают, как правило, небольшие по мощности отрезки, в которых часто чередуются близкие по составу парапороды. Они известны на гребнях южного склона горы Рясток, в верховьях р. Марат-Бай и ряде других гор и долин. В составе преобладают слюдяно-хлорит-плагиоклаз-кварцевые, слюдяно-хлорит-кварцевые, слюдисто-кварцевые, редко хлорит-плагиоклазовые сланцы в переслаивании с мономинеральными или слюdistыми кварцитами. Редко отмечается примесь графита. В средней и верхней частях свиты обнаружены микрофоссилии *Leiosphaeridia crassa* (Naum.) Jank., *L. ternata* (Tim.) Jank., *Satka undosa* Jank., *S. favosa* Jank., *Eomycetopsis robusta* Schopf., *Brevitrichoides bashkiricus* Jank. и др. Этот комплекс органических остатков близок к наблюдаемому в зигазино-комаровской свите [72]. Нижняя граница на территории не известна, верхняя – несогласная с кварцитами юлгаварской толщи. Мощность подразделения составляет 950–1000 м. Графитосодержащие сланцы вмещают платиново-палладиевую минерализацию.

Ольховская свита (RF<sub>2ol</sub>) распространена в Камско-Бельской СФЦО, где вскрыта глубоким бурением [122]. Разрез сложен аргиллитами с подчиненными прослоями алевролитов и песчаников полевошпат-кварцевого состава, а также доломитовых мергелей. В основании подразделения наблюдаются темноцветные аргиллиты с прослоями полевошпат-кварцевых алевролитов. В них Т. В. Янкаускасом определен комплекс микрофоссилий среднего рифея: *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. vesljanica* Tim., *K. tschapomica* Tim., *K. lophostriata* Jank., *K. minuta* (Naum.), *K. maculifera* Jank., *K. ternata* Tim., *Laxidium flexuosum* Jank., *Satka favosa* Jank., *S. elongata* Jank., *S. colonialica* Jank. Перекрывается свита с выраженным стратиграфическим несогласием и размывом песчаниками усинской свиты. Определенная сейсмондированием и вскрытая скважинами мощность стратона достигает 1400 м. Сходные образования (но не полные аналоги) в Башкирской СФЗ выделяются под названием зигазино-комаровской, авзянской свит, а также кужинской толщи.

Кужинская толща (RF<sub>2kž</sub>) относится к Западно-Башкирской подзоне. Впервые описана при поисково-разведочных работах на барит-полиметаллические руды в 1977 г. как «кужинские слои» зильмердакской свиты [212, 252, 282]. Позднее, без существенного изменения состава и мощности, таксон фигурирует уже в ранге одноименной свиты [76, 291]. Коренные выходы на дневную поверхность обнаруживаются по бортам долины р. Кужа и на восточном склоне хр. Базал.

Опорный разрез описан по керну скважин, пройденных в Кужинской синклинали II порядка. Он представлен светло-серыми и черными массивными волнистослоистыми разномерными (иногда органогенно-обломочными) доломитами в неравномерном чередовании с темно-серыми слоистыми (с трещинами усыхания) мергелями, мезомиктовыми мелкозернистыми темно-серыми тонковолнистослоистыми песчаниками, а также серыми тонкослоистыми кварцевыми, иногда доломитистыми алевролитами и черными аргиллитами; встречаются редкие прослои темно-серых магнезитов. В основании фиксируются разномерные мезомиктовые или аркозовые песчаники – серые однородные, реже слоистые (часто доломитизированные) с линзами кварцевых гравелитов. Выше по разрезу согласно залегают кварцевые песчаники биктимировской толщи. В доломитах на правом берегу р. Кужа собраны строматолиты *Conophyton metula* Kir., характерные для основания авзянской свиты среднего рифея [251]. Мощность подразделения достигает 450 м. Чередование обломочных доломитов, кварцевых песчаников и мергелей (с трещинами усыхания на плоскостях напластования) свидетельствует о мелководном динамически пассивном бассейне с повышенной соленостью; прослои магнезитов традиционно интерпретируются как эвапоритовые осадки. Описываемая толща может быть сопоставлена с субэвапоритовой формацией. Она вмещает объекты барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной, магнезитовой апокарбонатной рудных формаций. Фаціальным аналогом кужинской толщи может считаться первая подсвита авзянской свиты.

Биктимировская и бретьякская толщи объединённые (RF<sub>2</sub>bm+br). Биктимировская толща впервые выделена В. А. Филипповым в 1977 г. [283]. За опорный разрез принят профиль скважин в ядре Кужинской синклинали II порядка (на склонах горы Биктимир). Бретьякская толща описана Н. Н. Ларионовым [76]. Распространение объединенного таксона ограничено Юрматауской антиклиналью.

Биктимировская толща состоит преимущественно из ритмичного чередования аргиллитов, алевролитов и песчаников. Вверх по разрезу роль последних уменьшается, появляются пакеты переслаивания алевролитов, мергелей и доломитов. В основании отмечается прослой разномерных гравелистых кварцевых или олигомиктовых песчаников с линзочками темно-серых мергелей. В кровле – темно-серые тонкослоистые углисто-глинистые известняки, выше которых согласно залегают пестроцветные алевролиты бретьякской толщи. В биктимировских доломитах нижней половины стратона Р. С. Казаковым собраны строматолиты *Conophyton metula* (Kir), «типичные для первой подсвиты авзянской свиты». Мощность биктимировской толщи достигает 1000 м.

Разрез бретьякской толщи представлен карбонатно-терригенными пестроцветными осадками и расчленен на нижнюю – преимущественно терригенную (аргиллит-алевролит-песчаниковую) и верхнюю – преимущественно карбонатную (доломитовую) подтолщи. Кровля подразделения проводится в основании песчаников зильмердакской свиты, залегающей с размывом. Мощность толщи до 400 м.

Суммарная мощность двух объединённых таксонов достигает 1400 м. Эти подразделения являются благоприятной средой для локализации барит-свинцово-цинкового оруденения. Формационная их принадлежность не вполне ясна, аналоги неизвестны.

Авзянская свита (RF<sub>2av</sub>) выделена К. А. Львовым в 1933 г. на северной окраине пос. Верхний Авзян, где и расположен ее стратотип. Подразделение прослеживается от р. Белая на юге Башкирского антиклинория до г. Куся и далее на север; распространено в Западно-Башкирской и Восточно-Башкирской подзонах.

Состав свиты весьма разнообразный и характеризуется значительными вариациями. В ней выделяется шесть подсвит. Первая (катаскинская) подсвита имеет мощность до 480 м; представлена чередованием доломитов и известняков (с прослоями глинистых сланцев) и расчленена в свою очередь на два пакета – существенно карбонатный («подрудный») и терригенно-карбонатный («рудноносный»). Местами в низах разреза присутствуют прослои кварцевых песчаников. Перекрывается подразделение ритмичным переслаиванием псаммитов, алевролитов и глинистых сланцев, относимых ко второй подсвите. В доломитах И. Н. Крыловым определены среднерифейские строматолиты *Jacutophyton* sp., *Baicalia* sp., *Conophyton* sp., *Svetliella avzianica* Komag. и микрофитолиты *Vesicularites flexuosus* Reitl., *V. eunicatus* Nag., *V. compactus* Jaksn. [76, 118, 204]. Вторая (малоинзерская) подсвита большей частью сложена серыми глинистыми сланцами с прослоями и линзами серых олигомиктовых песчаников и серых микрокристаллических известняков, мощность ее до 200 м. Третья (ушаковская) подсвита состоит главным образом из доломитов (мощностью до 30 м), залегающих на второй подсвите согласно. Четвертая (куткурская) подсвита выполнена зеленовато-светло-серыми мелкозернистыми алевролитами с тонкой прерывистой линзовидно-полосчатой слоистостью, мощность до 130 м. Выше залегают светло-серые и розовато-серые доломиты пятой (реветской) подсвиты (до 260 м). Завершает разрез описываемого стратона шестая (тюльменская) подсвита, представленная переслаиванием сланцеватых алевролитов и серицит-хлорит-кварцевых сланцев; мощность ее меняется от 0 до 80 м. Перекрывается картируемое подразделение с разрывом зильмердакской свитой верхнего рифея. Мощность авзянской свиты меняется на площади листа от 1000 до 2000 м. Она вмещает оруденение свинцово-цинковой стратиморфной формации, а в корях выветривания – бурые железняки.

Итак, низы среднего рифея в восточных районах характеризуются вулканогенно-осадочными парагенезами (машакская, белетарская, кувашская свиты и сайтовская серия). Перекрывающие шлировые и близкие к ним осадки фиксируются как на платформе, так и в обоих секторах Палеоурала (тукаевская, зигальгинская, таганайская и игишская свиты, максютовская серия). Шлировое накопление сменяется пелитовым (ольховская, зигазино-комаровская свиты, нижняя и средняя части уреньгинской свиты, тустинская толща), далее (в Башкирской СФЗ) слоистыми карбонатами и субэвапоритами (кужинская толща, авзянская свита, верхняя часть уреньгинской свиты).

## ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Распространение верхнего рифея (каратавия) совпадает с полями развития среднего рифея; не сохранился он только на «Восточном Урале». Началу накопления отложений предшествовал региональный стратиграфический перерыв (длительность которого оценивается примерно в 200 млн лет [76]). На платформе в Камско-Бельской СФцО к этой эратеме относятся четыре картируемых подразделения [122], на «Западном Урале» – девять стратонов.

Усинская свита ( $RF_{3us}$ ) залегает с разрывом на разных уровнях подстилающих подразделений среднего и (реже) нижнего рифея. Наиболее представительные разрезы вскрыты бурением (на глубинах от 2500 до 4300 м). В них свита сложена розовыми, светло- и зеленовато-серыми, кирпично-красными мелко- и среднезернистыми аркозовыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов в верхней части. С перекрывающими песчаниками леонидовской свиты стратон связан постепенным переходом. Возраст определяется соотношениями с подстилающими и перекрывающими подразделениями. Прослеженная (по данным сейсмопрофилирования) мощность меняется от 30 до 420 м. Формационными аналогами подразделения считаются две нижние (бирьянская и нугушская) подсвиты зильмердакской свиты.

Леонидовская свита ( $RF_{3ln}$ ) также относится к Камско-Бельской СФцО; распространена в пределах Серноводско-Абдуллинской и Салмышской впадин платформы, где установлена бурением и прослежена сейсмопрофилированием. В её строении участвуют розовато-серые, красно-бурые разнозернистые слоистые и однородные кварцевые песчаники с вкраплениями белого каолинита. Иногда фиксируются редкие маломощные прослой алевролитов и аргиллитов, а также линзы гравийных песчаников и конгломератов. Возраст леонидовской свиты не охарактеризован ни палеонтологическими, ни радиологическими датировками. К перекрывающим осадкам приютовской свиты переход согласный, без признаков перерыва. Мощность подразделения от 110 до 800 м. Свита считается фациальным аналогом лемезинской подсвиты зильмердакской свиты Башкирского антиклинория.

Приютовская свита ( $RF_{3pr}$ ) выделена Л. Д. Ожигановой в 1972 г., за стратотип был принят разрез скв. 740 ШК [123].

Подразделение расчленено на три подсвиты. Нижняя (базлыкская) и средняя (кармалкинская) сложены чередованием алевролитов, аргиллитов и мергелей с маломощными прослоями доломитов и кварцевых песчаников. Верхняя (кожайская) подсвита представлена зеленовато-серыми, розоватыми, кирпично-красными кварцевыми или олигомиктовыми песчаниками и алевролитами, включающими редкие прослой аргиллитов и доломитов. Обломочный материал состоит из зерен кварца, кварцитов, микроклина, реже плагиоклаза. Среди аксессуариев отмечен глауконит. Цемент регенерационный кварцевый, в алевролитах – базальный железистый. Перекрывается стратон с нормальным стратиграфическим контактом карбонатными породами шиханской свиты.



Позднерифейский возраст описываемых отложений подтверждается радиоизотопными датировками аутигенного глауконита (843–896 млн лет), а также микрофитолитами [226]. Мощность меняется от первых метров в пределах выступов кристаллического основания до 2000 м в Предуральском палеопрогибе. Фациальным аналогом подразделения в Башкирской СФЗ, вероятно, является самая верхняя (бедерьшинская) подсвита зильмердакской свиты.

Зильмердакская свита (RF<sub>3zl</sub>) впервые описана в 1931 г. [53, 54]. Стратотип, расположенный на хр. Зильмердак (на р. Инзер выше д. Зуяково), уничтожен при строительстве железной дороги; поэтому в качестве парастратотипического принят разрез по береговым обрывам р. Мал. Инзер, в 0,2 км ниже д. Реветь [118]. Подразделение имеет широкое распространение на хребтах Зильмердак, Бирьян, Калу, Алатау и др., а также в междуречье Белая–Алакуян; относится к Западно- и Восточно-Башкирской подзонам. Состав и строение свиты в обеих структурно-формационных подзонах близок.

Разрез свиты выполнен довольно однообразными пестроокрашенными терригенными отложениями, расчлененными на четыре подсвиты. Первая (бирьянская) подсвита сложена преимущественно разнозернистыми кварцевыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами с подчиненным содержанием алевролитов и аргиллитов; характерной особенностью ее основания является присутствие пропластков «титано-гематитовых» песчаников мощностью от 0,1 до 1 м; мощность таксона достигает 1000 м. Вторая (нугушская) подсвита представлена пестроцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями доломитов и известняков; мощность 200–300 м. Третья (лемезинская) подсвита образована светлоокрашенными кварцевыми, преимущественно среднезернистыми песчаниками и имеет мощность 100–250 м. Четвертая (бедерьшинская) подсвита состоит из пестроцветных разнозернистых полевошпат-кварцевых, реже аркозовых песчаников, а также алевролитов и глинистых сланцев, часто содержащих примесь карбонатного материала; мощность ее до 150 м.

В придорожной выемке на автотрассе Инзер–Уфа обнаружены верхнерифейские акритархи *Leiosphaeridia crassa* (N a u m.), *L. ternata* (T i m.), *Satka elongata* J a n k.; нитчатые водоросли *Eomycetopsis robusta* S c h o r f, *Leiotrichoides typicus* H e r m., а также колониальные микрофоссилии *Muxococcoides minor* S c h o r f, *M. reticulata* S c h o r f. В нугушской подсвите описаны акритархи *Leiosphaeridia minutissima* (N a u m.), *L. jacutica* (T i m.), *L. laminarita* (T i m.), *Nucellosphaeridium minutum* (T i m.), овальные *Lomentuella solita* (J a n k.) и др. [29, 30]. С перекрывающей катавской свитой подразделение связано постепенным переходом через пачку переслаивания глинистых сланцев, песчаников и карбонатных пород; граница проводится в подошве водорослевых известняков. Мощность всего разреза колеблется от 1400 до 3000 м. Относительно незрелый псефито-пелитовый обломочный материал при хорошей окатанности характеризует динамически активные обстановки с существенно терригенным осадконакоплением. Область питания приближена, в ней располагались субкварцевые породы, а также

кислые (а возможно, и основные) интрузивные комплексы. Наличие карбонатной примеси ограничивает геодинамические условия мелководными морскими обстановками. Вероятно, большинство осадков соответствуют дельтовым фациям водотоков и отвечают шлировой формации [81]. Свита вмещает литифицированные титаноносные палеороссыпи и благоприятна для локализации оруденения барит-свинцово-цинковой формации.

Уйташская свита ( $RF_{3ut}$ ) выделена М. И. Гаранем в 1950 г. [37]. На площади листа подразделение распространено ограниченно, в северо-восточной части Златоустовской подзоны Башкирской СФЗ (бассейн р. Куштумга); площадь выхода не превышает 4 км<sup>2</sup>. Стратон завершает разрез рифейских отложений упомянутой подзоны; представлен кварцевыми или аркозовыми грубозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями слюдисто-хлорит-кварцевых сланцев и линзами конгломератов в основании. Верхняя граница свиты не установлена. Мощность более 420 м. Подразделение коррелируется с бирьянской подсвитой зильмердакской свиты.

Юлгаварская толща ( $RF_{3jl}$ ) выделена Д. Г. Ожигановым в 1955 г. [161]. Может считаться фациальным аналогом вышеописанных «башкирских» зильмердакской и уйташской свит в Уралтауской СФЗ. Фрагменты разреза обнажены по береговым обрывам рек Марат-Бай и Шагарка, в искусственных выемках дороги с. Махмутово—с. Кулушево, на вершинах гор в междуречье Тарлау—Курташ, по правобережью верховий рек Юлгавар и Бол. Тусту [71, 72]. В нижней части толщи развиты субмономинеральные, слюдистые и альбит-слюдистые кварциты с прослоями мусковит-кварцевых, мусковит-хлорит-кварцевых, мусковит-хлорит-плагиоклаз-кварцевых сланцев, в верхней – массивные кварциты и слюдисто-кварцевые (иногда графитсодержащие) сланцы. В обрамлении Мазаринской интрузии описана кровля толщи, в которой располагается прослой доломитовых мраморов; здесь же установлены карбонатсодержащие сланцы. Подразделение согласно перекрывается мазаринской свитой. Контакт проводится или по появлению эпидот-мусковит-плагиоклазовых сланцев, или метаэффузивов. Мощность толщи определяется условно (по построениям) в 400–900 м. Графитистые разности парасланцев вмещают платиново-палладиевую минерализацию.

Шиханская и леузинская свиты объединённые ( $PR_{3sh+lz}$ ) венчают разрез рифея восточной части Волго-Уральской антеклизы, относятся к Камско-Бельской СФцО. По данным бурения и сейсморазведки, они сохранились от размыва в полосе Предуральского палеопргиба и на отдельных небольших участках, прилегающих к нему с запада.

Наиболее полный разрез вскрыт глубокой скв. 5 ШХ, который и принят за стратотип свиты [187]. Верхняя и нижняя ее части сложены серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми массивными мелкокристаллическими и пелитомофными известняками с прослоями аргиллитов, мергелей и доломитов. Средняя часть представлена пестроцветными слоистыми известняками, иногда – глинистыми или строматолитовыми известняками, содержит прослой зеленовато-серых и красно-бурых тонкослоистых мергелей. Кровля объединенного подразделения проводится по гравелитам

основания вендских осадков. Контакт стратиграфически несогласный, с четко выраженным размывом, достигающим в ряде случаев 100 м и более. Позднерифейский возраст подтверждается определениями микрофоссилий из скв. 62 КБ (Янкаускас, 1982) и микрофитоцитов из скв. 5 ШХ. Последние обладают сходством с микрофитоцитами катавской свиты Башкирской СФЗ, являющейся фациальным аналогом подразделения [122]. Общая мощность объединённых свит меняется от крайне незначительной (в палеоподнятиях) до 2000 м в палеопрогибе.

Катавская свита ( $RF_3kt$ ) впервые описана в районе пос. Катав-Ивановск по береговым обрывам р. Катав, левого притока р. Юрюзань [52]. В связи с неудовлетворительным состоянием стратотипа (интенсивные градостроительство и отработка известняковых карьеров) В. И. Козловым предложено рассматривать как парастратотип разрез на р. Мал. Инзер в 1,8 км ниже д. Ревать [118, 120]. Подразделение распространено в Башкирской СФЗ (кроме Златоустовской подзоны). Наиболее широко отложения представлены в Инзерской синклинали, где протягиваются непрерывно вдоль ее восточного и западного крыльев. На север они прослеживаются до Бакало-Саткинского района, на юг – до бассейна р. Кужа. На западе Башкирского антиклинория свита участвует в строении большинства мелких структурных форм. Сравнительно широко она обнажена на склонах хребтов Калу, Алатау, Авдырдак, Салтыс и др.; неполные разрезы наблюдаются по береговым обрывам рек Зилим, Нугуш, Инзер, Катав, Сим и др.

Стратон разделен на две подсвиты. Нижняя характеризуется красноцветностью обломочных (иногда косослойчатых) известняков и выдержанной тонкой слоистостью, которая подчеркивается примесью глинистого материала и чередованием различно окрашенных разностей пород. В основании известняки содержат примесь (до 20%) кварцевого материала и гнезда слабо окрашенного глауконита. Вверх по разрезу обломочные известняки постепенно сменяются глинистыми разностями бордового цвета. Мощность нижней подсвиты от 100 до 250 м. Характерной особенностью верхней подсвиты является пестроцветность: чередование пачек розовато-зеленовато-серых, красно-бурых и серо-зеленых карбонатных пород. К другим заметным признакам можно отнести «струйчатые» текстуры, обусловленные неравномерным распределением глинистого материала в виде вытянутых сгустков или струй, ориентированных согласно слоистости. Мощность верхней подсвиты 100–150 м. В Западно-Башкирской подзоне в кровле стратона иногда выделяется подинзерская «подсвита» или самостоятельная одноименная «свита» (до 150 м мощности), сложенная полосчатыми, «узорчатыми», брекчиевидными «черно-белыми» известняками и доломитами с прослоями плоскообломочных брекчий. Масштаб картографирования не позволяет отразить ее на полотне ГК-1000.

В разрезах по рекам Зилим, Инзер, Мал. Инзер и др. в известняках собраны строматолиты *Inzeria tjomusi* K r y l., *Jurusania cylindrical* K r y l., *J. nisvensis* R a a b. В разрезе хр. Каратау в нижнекатавской подсвите присутствуют пластовые строматолиты *Malginella malgica* K o m. et S e m i k h. и *M. zipandica* K o m. [120]. В верхнем течении р. Бол. Шишняк (6 км к северу от пос. Кулгунино) в основании подинзерской «свиты» собраны

микрофоссилии; помимо обычного для рифея рода *Kildinella*, для этой биоты характерны крупные акритархи *Chuarina circularis* Wale., *Tasmanites ripheicus* Jank., *Leiosphaeridia kulgunica* Jank., *Pterospejtops* Jank., а также нитчатые водоросли *Eomycetopsis* aff. *rugosa* Sen. et Bl., *E. rumatus* Jank., *Heliconema uralensis* Jank., *Pelysphaeroides contextus* Herm., *Polythrichoides lineata* Herm., *Caudiculophycus acuminatus* Sen. et Bl., *Tortunema sibirica* Herm., *Glyptothrix alternata* Jank. и др. [110].

Изотопный возраст (К-Аг метод по глаукониту) для верхней части свиты варьирует от 970 до 938 млн лет [40]. Контакт с перекрывающей инзерской свитой стратиграфически нормальный, без признаков размыва и несогласий; проводится в основании пачки переслаивания терригенных пород. Общая мощность описываемого подразделения около 400 м, достигающая 800 м на западном крыле Башкирского антиклинория.

Тонкослоистые известняки характеризуют пассивные условия осадконакопления; пестроцветная или красноцветная окраска (обусловленная примесью окисных форм железа) типична для бассейнов с повышенной соленостью (субэвапориты). Соседство в разрезе со шлировыми песчаниками зильмердакской свиты ограничивает область осадконакопления прибрежным шельфом. В этой связи стратон в целом может быть сопоставлен со слоистой карбонатной формацией. Повышенная соленость сближает подразделение с авзянской свитой или кужинской толщей среднего рифея. Формационные разновозрастные аналоги в восточной части «Западного Урала» на территории листа не известны.

Инзерская свита (*R<sub>3in</sub>*) выделена в 1931 г. в береговых обрывах р. Инзер, вблизи одноименного поселка [52]. Свита распространена как в Западно-Башкирской, так и Восточно-Башкирской подзонах. Отложения выполняют значительные площади в бассейнах рек Кужа, Урюк, Зилим, Инзер, Лемеза. Хорошие разрезы фиксируются также по берегам рек Нугуш, Урюк, Бол. и Мал. Инзер и др.

Нижние слои залегают непосредственно на катавских (или подинзерских) известняках и представлены кварцевыми песчаниками, иногда известковистыми, с прослоями алевропелитов и глауконитсодержащих кварцевых песчаников. Средняя часть разреза состоит из ритмичного чередования зеленовато-серых полосчатых глауконитовых песчаников, темно-зеленых слюдястых алевролитов и аргиллитов. В кровле располагаются зеленовато-серые глауконитовые песчаники с линзами и прослоями известняков и доломитов, реже темно-красных карбонатных брекчий и карбонатных алевролитов. Перекрывается свита с нормальным стратиграфическим контактом доломитами и известняками миньярской свиты.

На правом берегу р. Сим в терригенных породах определены акритархи *Leiosphaeridia crassa* (N a u m.), *L. incrassata* (N a u m.), *L. bicrura* Jank., *Leiominuscula minuta* N a u m., *Nucellosphaeridium nordium* (T i m.), единичные колониальные коккоидные микрофоссилии *Muxococcoides minor* S c h o r f. В выемке железной дороги между станциями Миньяр и Бьянка найдены акритархи *Leiosphaeridia jacutica* (T i m.), *L. crassa* (N a u m.), *L. minutissima* (N a u m.), *Chuarina circularis* W a l c [29]. Возраст глауконита (К-Аг метод) составляет 921–853 млн лет [40].

Мощность инзерской свиты достигает 800 м. Она является благоприятной средой для локализации баритового оруденения. Фациальные субсинхронные аналоги стратона на прилегающих территориях не известны.

Мазаринская свита (RF<sub>3</sub>mz) выделена Д. Г. Ожигановым в 1955 г. [159]; распространена на северо-западном крыле Уралтауского антиклинория, где прослеживается полосой шириной от 1 до 5 км. Стратотип расположен северо-восточнее г. Белорецк на р. Мазара. Наиболее представительные разрезы обнажены в береговых обрывах рек Мазара, Городской Дол и руч. Кульбакский, на хр. Кунангуй и Какры-Карагай, в искусственных выемках автодороги Белорецк–Верхнеуральск [118].

На востоке области своего развития обнаженности свиты плохая: породы не дают даже фрагментарных разрезов и представлены разрозненными коренными выходами; в отдельных местах стратон вскрыт шурфами и картировочными скважинами. В его составе преобладают сланцы мусковит-хлорит-альбит-кварцевые, хлорит-мусковит-кварцевые, эпидот-полевошпат-кварцевые, хлорит-альбит-кварц-слюдистые (апопелитовые); в подчинении – метапесчаники (граувакковые, олигомиктовые и кварцевые), количество которых возрастает к кровле, а также метавулканы. В средней части спорадически встречаются линзы метатравертитов и мелкогалечных конгломератов [71, 72]. На разных уровнях разреза фиксируются прослои метавулкаников основного состава и их туфы.

Фаунистическая характеристика слабая. В единственном пункте в низах разреза определены микрофоссилии *Pterospermopsimopha pileiformis* Tim., *Glenobotrydion aenigmatis* Schopf., *Tortunema hermanni* Jank., *Majaphyton anticuum* Tim. et Herm., *Brevitrichoides tiulmensis* Jank. et Kozl., *Leiotrichoides tipicus* Herm., отвечающие, по заключению Л. И. Ильченко, позднему рифею [72]. Граница свиты с перекрывающей теронакской толщей считается согласной и проведена по переходу от существенно зеленоцветных сланцев к однородному светлому «кварцитовому» разрезу. Мощность таксона меняется от 600 до 850 м; фациальные одновозрастные его аналоги в других зонах не известны.

Миньярская свита (RF<sub>3</sub>mn) принадлежит к Западно-Башкирской и Восточно-Башкирской подзонам. Стратотип расположен в береговых обрывах одноименной реки в районе г. Миньяр [52, 183]. Отложения почти непрерывной полосой прослеживаются от водораздела рек Белая и Нугуш на юге до широты р. Ай на севере. Наиболее полные разрезы обнажены в районах пос. Инзер, д. Александровка, д. Кулгунино, по берегам рек Ямашта, Зилим, Осила, Юрюзань и др. Свита сложена однообразными светло-серыми массивными пелитоморфными доломитами, реже доломитизированными известняками с тонкими прослоями и линзами кремнистых алевролитов и кварцевых песчаников с глауконитом. Доломиты часто содержат столбчатые строматолиты. В карьере ст. Бьянка, в 2 км к востоку от г. Миньяр обнаружены микрофоссилии *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. incrassata* (Naum.), *L. kulgunica* Jank., *Protosphaeridium densum* Tim., *Muxococcoides grandis* Horodyski et Donaldson [30]. В разрезах г. Миньяр и г. Усть-Катав среди строматолитов определены *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Katavia karatavica* Kryl., *Parmites meridionalis* Raab

[142]. По данным М. А. Гаррис, изотопный возраст глауконита из миньярской свиты определяется К-Аг методом значениями 680–790 млн лет [40]. Мощность ее от 500 до 850 м; формационные субсинхронные аналоги не известны. Свита вмещает барит-полиметаллическое и (в корях выветривания) бурожелезняковое оруденение.

Укская свита (RF<sub>3uk</sub>) распространена в тех же элементах районирования, выделена С. М. Домрачевым [95] в Каратауском выступе. По его данным, в основании стратона залегают песчаники с маломощным прослоем конгломератов, а больший его объем выполнен чередованием известняков, доломитов и тонкозернистых терригенных пород; перекрывается свита с размывом и стратиграфическим несогласием девонскими отложениями. Позднее подразделение детально изучено Ю. Р. Беккером [22, 23], впервые обосновавшим его самостоятельное стратиграфическое положение. Отложения укской свиты распространены преимущественно в Западно-Башкирской подзоне, где прослеживаются узкой полосой (от 0,2 до 2 км) почти через всю площадь от р. Кужа на юге до широты р. Баса на севере. В Восточно-Башкирской подзоне выходы отмечены в Тирлянской и Криволукской синклиналях II порядка. Представительные фрагменты разреза можно наблюдать по рекам Баса, Юрюзань, Урюк и др.

Свита представлена переслаиванием пелитоморфных известняков, доломитов, кварцевых песчаников с глауконитом, алевролитов и аргиллитов (или их слабометаморфизованных аналогов: серицит-кварцевых, серицит-хлорит-кварцевых сланцев); в основании прослои и линзы конгломератов. В нижней части разреза у пос. Бакеево установлены обильные микрофоссилии: *Eomycetopsis psilata* M. et Sch., *E. rimata* Jank., *Polysphaeroides contextus* Herm., *Palaeolyngbia zilimica* Jank., реже встречаются *Leiothrichoides typicus* Herm., *Tortunema sibirica* Herm., *Polythrichoides lineatus* Herm., *Arctacellularia ellipsoidea* Herm., *Siphonophycus* ex gr. *costatus* Jank., *Calypthothrix alternata* Jank. [15]. В известняках собраны микрофитолиты *Ambigolmellatus horridus* Z. Zhur., *Volvatella zonalis* Z. Zhur., *V. vodosa* Z. Zhur., *Vesicularites enormis* Z. Zhur., *Ves. bothrydioformis* (Красноп.), *Ves. crassus* Z. Zhur., *Ves. ingens* Z. Zhur., *Ves. immensus* Z. Zhur., *Ves. stratosus* Z. Zhur., *Ves. lobatus* Z. Zhur., *Osagia corticosa* Nar [118].

Радиоизотопный возраст глауконитов из основания свиты 620–640 млн лет [40]. Подразделение венчает рифейский разрез Башкирской СФЗ. Контакт с перекрывающими вендскими отложениями стратиграфически несогласный с признаками размыва, зачастую существенного. Мощность колеблется от 280 до 600 м. Подразделение вмещает барит-полиметаллическое и бурожелезняковое (в корях выветривания) оруденение.

Теронакская толща (RF<sub>3tr</sub>) выделена М. И. Гаранем в 1969 г. [39] на северо-западном крыле Уралтауского антиклинория; относится к одноименной СФЗ. Породы образуют довольно многочисленные выходы на небольшой гряде северо-восточного простирания, расположенной севернее руч. Теронакский. Фрагменты разреза наблюдаются по ручьям Городской Ключ, Дол, Кульбакский, Рудный, Вишнёвый Дол и др. Толща сложена кварцевыми или олигомиктовыми «матричными» метапесчаниками,

метаалевролитами, метагравелитами, редко метаконгломератами с прослоями (альбит)-мусковит-кварцевых, (альбит)-хлорит-мусковит-кварцевых сланцев и единичными линзами доломитовых и кальцитовых мраморов. По руч. Городской доломиты содержат микрофитоциты *Nubecularites antis* Z. Zhur. [118]. В сланцах средней и верхней частей разреза установлены комплексы микрофоссилий *Polysphaeroides contextus* Herm., *Heliconema uralense* Jank., *Tortunema sibirica* Herm., *Palaeolynghya catenata* Herm., *Oscillatorites basillaris* Herm., *Majaphyton anticuum* Tim. et Herm., *Glenobotrydion aenigmatis* Schopf., *Leiosphaeridia tenkissima* Eisenack., *Brevitrichoides tiulmensis* Jank. et Kozl., указывающие на позднерифейский возраст [72]. С перекрывающей вендской аршинской свитой толща имеет стратиграфическое (локально – угловое) несогласие. Мощность толщи от 500 до 1000 м.

Заканчивая рассмотрение подразделений верхнего рифея, следует констатировать, что условия осадконакопления в пределах почти всех СФЗ закономерно сменяют друг друга. Субкварцевые «шлировые» песчаники (усинская, леонидовская, приутовская, зильмердакская, уйташская свиты и юлгаварская толща) замещаются преимущественно карбонатными разрезами (шиханская, леузинская и катавская свиты). Начиная со среднего каратавия обстановки дифференцируются: в Камско-Бельской СФЗ седиментация была надолго прекращена. В Башкирской СФЗ ритмично построенная инзерская свита сменяется карбонатной миньярской и далее терригенно-карбонатной укской свитами. В Уралтауской зоне вулканогенно-осадочная мазаринская свита замещается шлировой (фалаховой) формацией теронакской толщи.

## ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Представлена обоими отделами; картируемые подразделения развиты во всех элементах районирования «Западного Урала», кроме Уфалейской СФЗ. Отложения залегают с отчетливым стратиграфическим несогласием и существенным размывом на разновозрастных рифейских стратонах. Вендские свиты зачастую обладают незначительными мощностями; по этой причине, с учетом масштаба картографирования, они в большинстве случаев объединены.

Криволукская и кургашлинская свиты объединены ( $V_1kv+kg$ ) развиты в Восточно-Башкирской подзоне, их распространение ограничено Криловукской антиклиналью II порядка.

*Криволукская свита* выделена М. И. Гаранем и Н. П. Гилевой в разрезах по береговым обрывам р. Белая (урочище Кривая Лука). На дневной поверхности она обнажена также в междуречье Апшак–Белая. В стратотипической местности разрез представлен переслаиванием светло-серых мелкозернистых кварцевых, реже олигомиктовых песчаников, зеленовато-серых кварцевых алевролитов, а также аргиллитов. На контакте с подстилающим рифеем местами вскрыты коры выветривания мощностью до 130 м [291]. В низах и верхах свиты преобладает неритмичное чередование слоистых кварцевых алевролитов и песчаников; среднюю часть слагают

массивные кварцито-песчаники. Кровля описана в устье р. Апшак, там она представлена серыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов; перекрывается стратон конгломератами кургашлинской свиты. Контакт несогласный, с размывом, величина которого достигает 200 м [76, 144]. Мощность криволукской свиты составляет 200–300 м.

*Кургашлинская свита* как самостоятельное подразделение впервые описана А. В. Ключихиным в 1969 г. [254]. Стратотип располагается на правом берегу р. Белая, в приустьевой части р. Апшак [148, 222, 223]. В основании с размывом на песчаниках криволукской свиты залегают зеленовато-серые, лиловые однородные или с текстурами взмучивания разнозернистые граувакковые песчаники с прослоем конгломератов. Выше располагаются серые слоистые (часто с подводно-оползновыми текстурами) алевролиты, содержащие рассеянные неокатанные обломки доломитов и кварцитов и включающие прослой пятнистых массивных разнозернистых песчаников с редкими неокатанными, часто рваными («лохматыми») обломками кварцевых песчаников. Венчают разрез сиреневато-серые массивные песчаники (с отдельными включениями гравийных зерен и галек осадочных пород) и голубовато-серые ленточные глинистые алевролиты.

Наиболее характерным литотипом свиты являются тиллитоподобные алевролиты и песчаники. Их матрице состоит из алевропсаммитового материала на базальном углисто-глинисто-серицитовом, иногда карбонатном цементе с гидроокислами железа, скопления которого создают слоевидные выделения, подчеркивающие слоистость. Окатанность зерен алевропсаммитов разнообразная – от идеальной до угловато-сглаженной и «лапчатой»; состав обломков зависит от литологии подстилающих пород. На кварцевых песчаниках обычно залегают мезомиктовые или олигомиктовые разности, на габбро – граувакковые. Кластика тиллитов составляет до 5% объема пород, размер обломков – до 0,1 м. Характер их распределения в слое и концентрация неравномерные, состав разнообразен (габбродолериты, доломиты, кварцевые песчаники, кварциты, молочно-белый «жильный» кварц, глинистые или альбит-актинолит-хлоритовые сланцы). Часто фиксируются подводно-оползневые текстуры и фрагменты конседиментационной слоистости. В разрезах урочища Кривая Лука описаны текстуры друпстоунов. Именно по этому признаку породы диагностированы как тиллиты или тиллитовидные (редкогалечные) конгломераты. Традиционная гипотеза формирования тиллитов кургашлинской свиты претерпела существенную эволюцию от «глициомаринной» до «гравитационной» и даже «флишовой» моделей. По представлениям Н. М. Чумакова, данные отложения («гравититы») сформировались в результате переработки первичных водно-ледниковых образований. На это указывает присутствие в породе «друпстоунов» и доломитов, а также литолого-стратиграфическая устойчивость разреза – как в пределах стратотипической местности, так и в целом на обширных областях Урала, Восточной и Северной Европы. Альтернативные взгляды на происхождение свиты высказаны К. Э. Якобсоном. При детальном петрографическом исследовании вещественных и структурно-текстурных особенностей «тиллитов» сделан вывод об explosивно-гидротермальном



генезисе данных образований. В этой связи предложено отождествлять стратон с древними (вендскими) туффизитами.

С перекрывающей урюкской свитой подразделение связано постепенным переходом. Мощность кургашлинской свиты 150–250 м. Общая мощность объединённых таксонов 350–450 м. Полные формационные аналоги свит на площади листа отсутствуют.

Бакеевская, урюкская и басинская свиты объединённые ( $V_{1-2}bk-bs$ ) выделены в Западно-Башкирской подзоне.

*Бакеевская свита* впервые описана Ю. Р. Беккером в бассейне р. Зилим, вблизи д. Бакеево, в 650 м ниже устья р. Куртаза [22]. Стратон сложен песчаниками (преимущественно олигомиктовыми), алевролитами и аргиллитами (глинистыми сланцами), часто с глауконитом. Для его основания типичны прослой конгломератов и гравелитов, а в разрезах р. Зилим и хр. Каратау – пропластки и гнезда гематита. В глинистых сланцах из стратотипа собраны микрофосилии *Leiosphaeridia crassa* (N a u m.), *L. minutissima* (N a u m.), *L. jacutica* (T i m.), *L. incrassata* (N a u m.), *Eomycetopsis psilata* M i l s t., *E. rimata* J a n k., *Leiotrichoides typicus* H e r m., *Pellicularia ternata* J a n k., *Satka eolonialica* J a n k., *Polytrichoides* sp., *Pterospermopsimorpha carsulata* J a n k. [104]. Возраст глауконита из пород основания стратотипа – 605 и 609 млн лет (К-Аг метод) [232]. На подстилающих карбонатных отложениях урюкской свиты рифея подразделение залегает с размывом и стратиграфическим несогласием, с перекрывающей урюкской свитой переход постепенный без признаков несогласия [76]. Мощность бакеевской свиты от 100 до 200 м.

*Урюкская свита* выделена А. И. Олли в 1940 г. по берегам р. Урюк в районе с. Ялмаш [162]. Распространена ограниченно в обеих южных подзонах Башкирской СФЗ. Наиболее полный ее разрез наблюдается на правом берегу р. Зилим выше устья р. Сарышка (в 6,5 км северо-восточнее д. Бакеево). Здесь подразделение сложено однотипными светло-, желтовато- и розовато-серыми преимущественно кварцевыми или олигомиктовыми (редко аркозовыми или полимиктовыми) крупнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. С перекрывающей басинской свитой подразделение связано постепенным переходом; мощность его не менее 250 м.

*Басинская свита* описана тем же исследователем на р. Баса (левый приток р. Инзер) [162]. На западе Башкирского антиклинория (в зоне более интенсивной складчатости) отложения прослеживаются к северу от широтного течения р. Белая вплоть до р. Мендым; ширина выхода достигает 14 км. На востоке поперечный размер полосы распространения таксона меняется от 0,5–1 км на юге (у д. Кудашки) до 5 км на широте р. Бол. Инзер.

Полные и хорошо обнаженные разрезы свиты располагаются по береговым обрывам рек Нугуш, Баса, Зиган, Мендым, Инзер, Лемеза. Сложена она преимущественно полимиктовыми и кварцевыми песчаниками в переслаивании с алевролитами, аргиллитами или глинистыми сланцами. По преобладанию тех или иных пород она уверенно расчленяется на две подсвиты. Нижняя представлена зеленовато-серыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми алевролитами с тонкими прослоями аргиллитов и зеленовато-серых косослоистых мелкозернистых полимиктовых песчаников.

ОСНОВАНИЯ УРАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ "ЗАПАДНЫЙ УРАЛ"

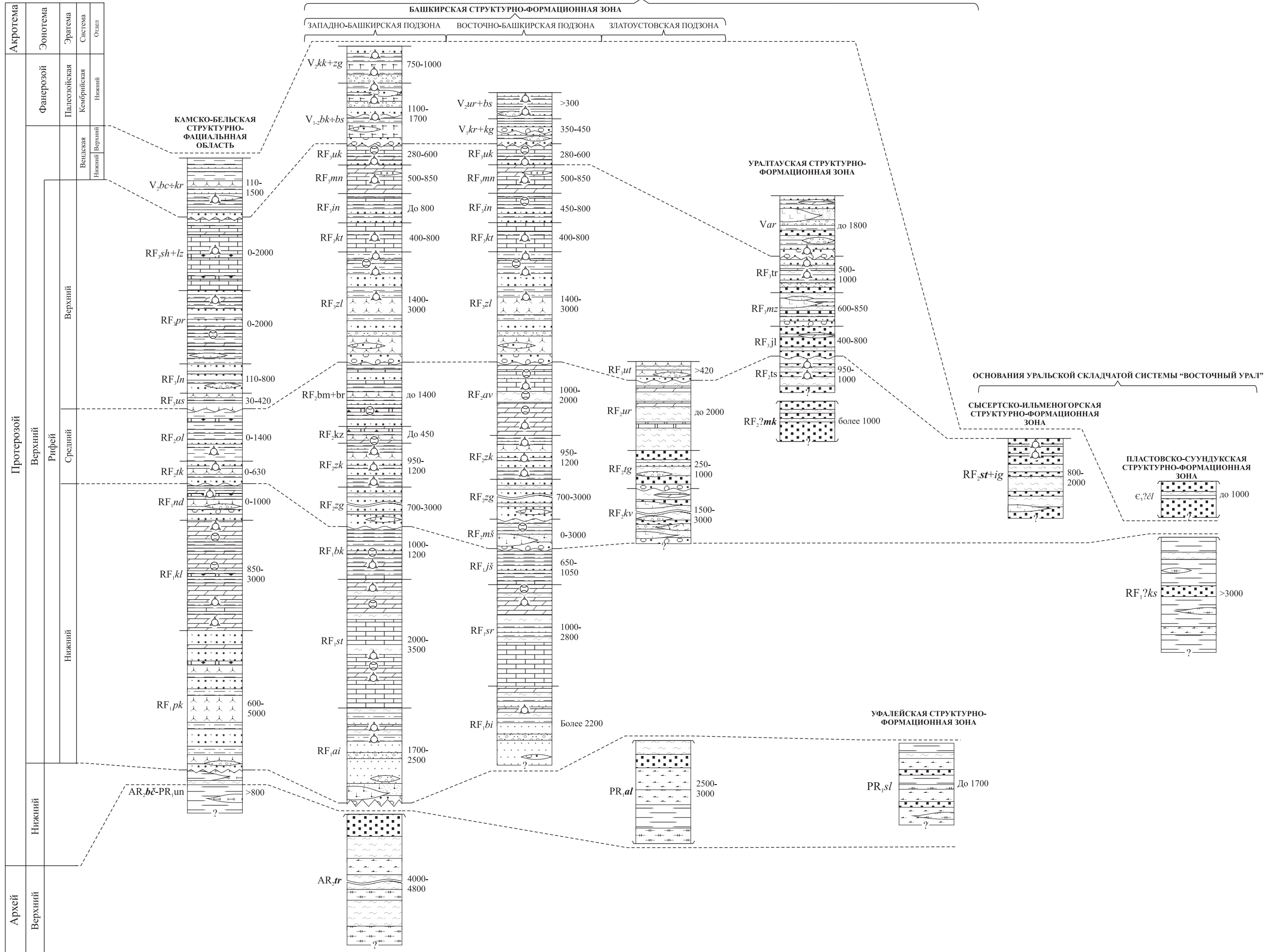



















































Рис. 1. Сопоставление разрезов стратиграфических подразделений архея-раннего кембрия.

## Условные обозначения

	Конгломераты: <i>a</i> – валунные, <i>b</i> – галечниковые		Микрофоссилии
	Гравелиты		Микрофитолиды
	Конгломерато-брекчии		Простейшие
	Песчаник граувакковый полимиктовый		Морские беспозвоночные
	Песчаники аркозовые		Конодонты
	Песчаники граувакковые		Пресноводные беспозвоночные
	Песчаник кварцевый		Наземные беспозвоночные
	Песчаники		Мелкие позвоночные
	Пески		Позвоночные (общий вид)
	Алевролиты		Споры и пыльца
	Алевриты		Микрофлора
	Аргиллиты		
	Глины		
	Карбонатные породы		
	Доломиты		
	Известняки		
	Мел		
	Известняки органогенные		
	Мергели		
	Каменный и бурый уголь, каустобиолиты		
	Гипсы, ангидриды, соли		
	Кремнистые породы, яшмы ( <i>a</i> ), опоки ( <i>b</i> ) и трепела ( <i>c</i> )		
	Сланцы (общий вид) ( <i>a</i> ), мусковитовые, серпичитовые, двуслюдяные ( <i>b</i> ), кристаллосланцы ( <i>c</i> )		
	Кварциты		
	Амфиболит биотитовый ( <i>a</i> ), гранатовый ( <i>b</i> )		
	Гнейсы		
	Гранито-гнейсы		
	Риолиты ( <i>a</i> ), их туфы ( <i>b</i> ), трахириолиты ( <i>c</i> )		
	Риодациты, трахириодациты ( <i>b</i> )		
	Дациты ( <i>a</i> ), трахидациты ( <i>b</i> ), их туфы ( <i>c</i> )		
	Андезиты ( <i>a</i> ), их туфы ( <i>b</i> ), трахиандезиты ( <i>c</i> ),		
	Андезибазальты ( <i>a</i> ), их туфы ( <i>b</i> ), трахиандезибазальты ( <i>c</i> )		
	Базальты ( <i>a</i> ), их туфы ( <i>b</i> ), трахибазальты ( <i>c</i> ), их туфы ( <i>d</i> )		
	Кластолавы основных ( <i>a</i> ) и средних ( <i>b</i> ) эффузивов		
	Аповулканы разного состава		
	Туфы разного состава		
	Вулканогенно-осадочные породы		
	Осадочный меланж		

**Рис. 2 . Условные обозначения к схемам сопоставлений разрезов подразделений.**

Верхнюю подсвиту составляют зеленовато-серые разномиктовые песчаники с прослоями зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов. В скальных выходах рек Мендым и Зилим собраны *Bavlinella faveolata* Spher. [203]. Изотопный возраст (К-Аг метод) глауконита из песчаников и алевролитов р. Баса (ниже хут. Кулмас) составил 600 млн лет, руч. Киселев Ключ – 557 млн лет [169]. С перекрывающей куккараукской свитой подразделение связано постепенным переходом. Мощность басинской свиты колеблется от 700 до 900 м. Суммарная мощность объединённых подразделений 1100–1700 м.

Байкибашевская, старопетровская, салиховская и карлинская свиты объединённые ( $V_2bb+kr$ ) выделены в Камско-Бельской СФЦО [187]. Подразделения вскрыты глубоким бурением и отражены только на разрезе.

*Байкибашевская свита*, являясь базальной для венда платформы, залегает на разновозрастных отложениях рифея. Разрез сложен неравнозернистыми полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми, аркозовыми, субаркозовыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями аргиллитов и линзами гравелитов в основании; мощность от 10 до 170 м.

*Старопетровская свита* выполнена аргиллитами с прослоями алевролитов и (реже) песчаников полимиктового, аркозового и полевошпат-кварцевого состава; мощность подразделения от 50 до 320 м. Контакт с перекрывающей *салиховской свитой*, сложенной разномиктовыми, аркозовыми, полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами (иногда известковистыми) – нормальный; мощность последней от 30 до 210 м.

Венчает разрез *карлинская свита*, представленная зеленовато-серыми аргиллитами с подчиненными прослоями полимиктовых и полевошпат-кварцевых алевролитов, реже песчаников; мощность ее от 20 до 200 м. Суммарная мощность объединённых свит 110–1500 м.

Урюкская и басинская свиты объединённые ( $V_{2ur+bs}$ ). В таком сочетании распространены в Восточно-Башкирской подзоне, там они завершают рассматриваемую систему. На дневную поверхность стратопны выходят на крыльях Криволукской антиклинали II порядка, где согласно наращивают разрез венда. Небольшие поля выходов известны также на левобережье р. Белая. По составу подразделения в целом сходны с теми же свитами в Западно-Башкирской подзоне.

*Урюкская свита* залегает согласно на кургашлинской свите и отличается от стратотипа малой мощностью (до 25 м). Соотношения с вышележащим таксоном стратиграфически нормальные.

*Басинская свита* локализуется в районе д. Мурадымово, где залегает либо согласно на урюкских песчаниках, либо с размывом на породах рифея. Здесь в основании разреза наблюдается тонкий пласт мелкогалечных конгломератов, а мощность свиты достигает 300 м. Суммарная мощность объединённых стратопнов превышает 300 м.

Куккараукская и зиганская свиты объединённые ( $V_2kk+zn$ ) завершают вендский разрез в Западно-Башкирской подзоне.

*Куккараукская свита* выделена А. И. Олли [162] по берегам руч. Кук-Караук (левый приток р. Сиказа) вдоль автодороги Белорецк–Стерлитамак. Отложения узкой полосой прослеживаются от бассейна р. Урюк (среднее течение) на север к р. Баса. Обнаженность свиты удовлетворительная, скальные выходы отмечаются и в других полях её распространения: в верховьях р. Такаты, в среднем течении р. Инзер и др. Разрез представлен крупнозернистыми и гравийными граувакковыми или кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, линзами гравелитов, мелко- и среднегалечных конгломератов. С перекрывающим стратоном подразделение связано постепенным переходом – через уменьшение крупности терригенного материала; мощность его 450–750 м.

*Зиганская свита* впервые описана А. И. Олли на р. Зиган, правом притоке р. Белая [162]. В. И. Козловым предложено рассматривать в качестве парастратотипа разрез в нижнем течении руч. Кук-Караук, вдоль дороги Белорецк–Стерлитамак [118]. В составе свиты здесь преобладают граувакковые песчаники и алевролиты в переслаивании с углисто-глинистыми аргиллитами. По данным Ю. Р. Беккера, в подчиненных прослоях и линзах отмечаются гравийные конгломераты и (очень редко) известняки [23]. В разрезе по р. Зиган собраны микрофоссилии *Bavlinella faveolata* S p h e r. и нитчатые водоросли из группы *Rudniana: Omalophyma gracilis* G o l u b, *Om. angusta* G o l u b, *Kapitophyma ovalis* G o l u b [143]. Выше располагаются разновозрастные отложения палеозоя, залегающие с выраженным угловым и стратиграфическим несогласием. Мощность зиганской свиты 300–400 м. Мощность объединённых подразделений 750–1000 м.

*Аршинская свита (Var)* относится к Уралтауской СФЗ, впервые описана А. И. Ивановым в 1956 г. Стратотипом считается разрез по р. Арша, северо-западнее пос. Тирлян. Свита распространена на севере зоны, протягивается полосой шириной до 2 км от д. Карагужино на севере до широты г. Белорецк на юге. Обнаженность удовлетворительная: разрозненные фрагменты разреза наблюдаются по рекам Тирлян, Бирса, ручьям Кульбакский, Городской, Вишневый, на водотоках и водоразделах к северу и западу от с. Кирябинское и в других местах; кроме того, подразделение вскрыто скважинами [72].

Стратон сложен серицит-хлорит-кварцевыми и карбонатно-кварцевыми сланцами переменного состава с прослоями их углеродистых разновидностей, рассланцованными алевролитами, массивными и сланцеватыми песчаниками, гравелитами, кварцитами с прослоями и линзами доломитов и известняков. Кроме вышеперечисленных разновидностей для свиты характерно присутствие в разрезе мощных пластов (до нескольких сот метров) основных метавулканитов, среди которых преобладают лавовые фации. В низах разреза устанавливаются грубообломочные редкогогалечные конгломераты, в подошве местами фиксируется 10-метровый горизонт сливных неотчетливо-слоистых (по цвету) кварцитов. Характерно присутствие в составе крупных обломков карбонатных пород, что объединяет их с тиллитоподобными конгломератами кургашлинской свиты [71]. В этих обломках установлены характерные для верхов рифея (в частности, миньярской и укской свит) микрофитоциты *Vesicularites raabeni* L a b r o d i n и *V. compositus* Z. Z h u r.

В маломощных прослоях графитосодержащих сланцев обнаружены микрофоссилии *Bavlinella faveolata* Scher., *Leiosphaeridia atava* (Naum.) Jan k., *Botuobia wernadskyi* (Scher.), *Baltisphaeridium (Sciagia) perrarum* Jan k. и др., которые, по заключению Л. Н. Ильченко, указывают на вендский возраст пород [72].

Свита с отчетливым стратиграфическим несогласием залегает на теро-накской толще верхнего рифея, а в Тирлянкой синклинали – с существенным разрывом – даже на зильмердакской, укской или миньярской свитах Башкирской СФЗ. Верхняя ее граница устанавливается по резко несогласному налеганию на нее палеозойских отложений; в восточных выходах контакты с более молодыми образованиями тектонические. Мощность подразделения достигает 1800 м. Формационные аналоги не известны. Свита является благоприятной средой для локализации месторождений и проявлений пьезоэлектрического кварца и платино-палладиевой минерализации.

Корреляция обобщенных разрезов досреднекембрийских подразделений отражена на рис. 1, 2.

## ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Представлена всеми системами. Многочисленные стратиграфические подразделения сложены породами самого различного генезиса и присутствуют во всех крупнейших таксонах структурно-формационного (-фациального) районирования: Волго-Уральской мегаобласти, Предуральной, Западно-Уральской, Магнитогорской, Тагильской и Восточно-Уральской мегазонах. Соотношения типовых для различных элементов районирования показаны на рис. 3–6 колонок палеозойских отложений.

## КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Представлена здесь только нижним отделом. Образования этого уровня, завершающие байкальский цикл тектогенеза на Урале, районированы в допозднекембрийском возрастном интервале. Нижнекембрийские отложения на территории листа характеризуются единственным стратоном, локализованным на «Восточном Урале».

Чулакская свита ( $C_1c/l$ ) относится к Пластовско-Суундукской СФЗ; выделена Н. Ф. Мамаевым с названием по р. Чулаксай [148] в районе восточного экзоконтакта Суундукского массива. Развита крайне ограниченно, слагая тектонические блоки размером до  $4 \times 30$  км; обнаженность слабая. Основную часть разреза образуют темно-серые, черные тонкопосчатые (часто тонкорассланцованные) мелко-среднезернистые графитистые кварциты (метапесчаники) с прослоями грубозернистых белых кварцитов, биотит-кварцевых, графит-слюдисто-кварцевых, графит-кварц-мусковитовых и биотит-плагноклаз-амфиболовых сланцев, а также метаалевролиты (в т. ч. углеродсодержащие). Углеродистое вещество распределено неравномерно, встречаются практически «чистые» разности кварцитов. Иногда наблюдается косая слоистость, выраженная чередованием разнозернистых

разноокрашенных полос. Породы интенсивно дислоцированы, часто смяты в узкие изоклинальные складки. Кембрийский возраст принят на основании радиоизотопных датировок углеродистого вещества из отложений данной свиты на смежном с востока листе. Стратиграфические ее границы здесь не известны, контакты с окружающими подразделениями тектонические. Мощность свиты достигает 1000 м. Она вмещает железорудные и золоторудные объекты.

## ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Стратоны, относящиеся только к этому подразделению общей шкалы, распространены лишь на востоке листа (в «Уральских» мезозонах) и в сумме охватывают все три его отдела. В палеоконтинентальном секторе (Западно-Уральская СФМЗ) отложения ордовика залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на разновозрастных верхнепротерозойских таксонах или слагают разрозненные «моногенные» тектонические блоки. Наиболее полно ордовик представлен в Зилаиро-Лемвинской зоне, где развиты рифтогенные обломочные осадки, а в конце периода – дистальные и проксимальные турбидиты континентального склона и удаленные силициты его подножия. Западно-Магнитогорская и Западно-Тагильская СФЗ характеризуются океаническими натриевыми базальтами и кремнистыми сланцами. Состав континентально-рифтовых образований Восточно-Уральской СФМЗ вулканогенно-осадочный, соответствующий внутренним частям линейной палеоструктуры. К сожалению, закономерности в вертикальных и латеральных осадочных формациях во многих случаях существенно затушеваны тектоническим скупиванием.

Арвьякская свита ( $O_{1ar}$ ) относится к Верхнеюрюзанско-Баркальской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Подразделение выделено Д. Г. Ожигановым первоначально под названием «укшук-арвьякской» свиты и относилось им к рифею [158]. Стратотип расположен в среднем течении р. Уткаль и на южных отрогах горы Арвьяк. Свита слагает ядра мелких антиклиналей на левобережье р. Миндяк, в среднем течении рек Арвьяк, Уткаль и Рязь; распространение ее ограничено.

В основании разреза на левобережье р. Укшук залегают массивные галечно-валунные конгломераты. Обломки (с совершенной окатанностью) имеют размер до 1 м в диаметре и представлены в основном кварцитами. Цемент поровый из несортированной алевро-псаммитовой смеси. Средняя и верхняя части свиты сложены градационным чередованием массивных разномерных псефитов (от конгломератов до гравелитов) и серых однородных кварцевых песчаников. Мощность элементарного ритма (прямого) от 1 до 2 м. Вверх по разрезу конгломераты замещаются гравелитами, мощность которых падает к кровле, где уже преобладают песчаники. Нижняя граница стратона не обнажена. Предполагается угловое и стратиграфическое его несогласие с вендскими отложениями. Кровля проводится условно по исчезновению в разрезе прослоев и линз псефитов и их замещению массивными однородными кварцитами или кварцевыми алевро-

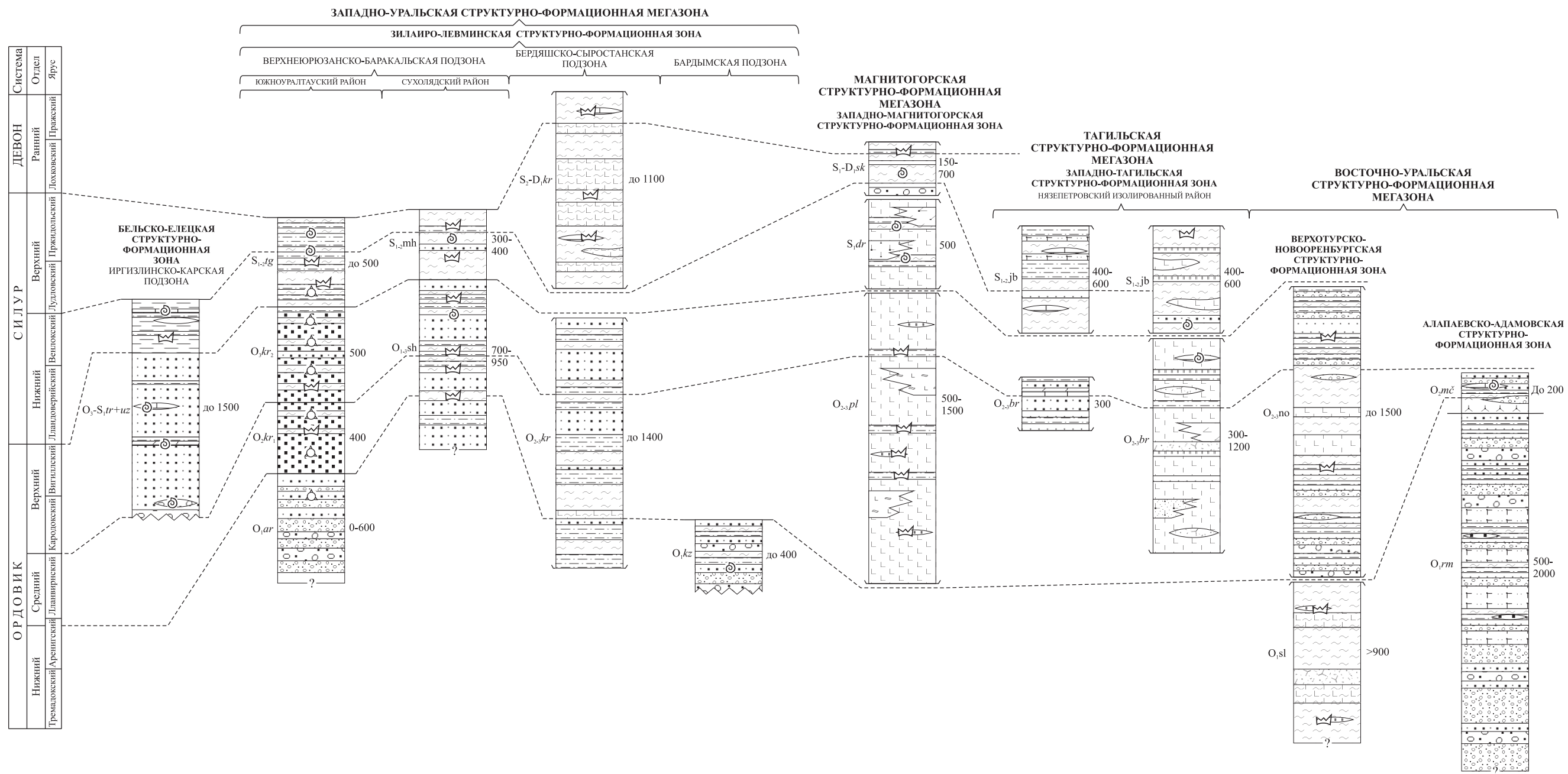


Рис. 3. Сопоставление разрезов стратиграфических подразделений ордовика–девона.



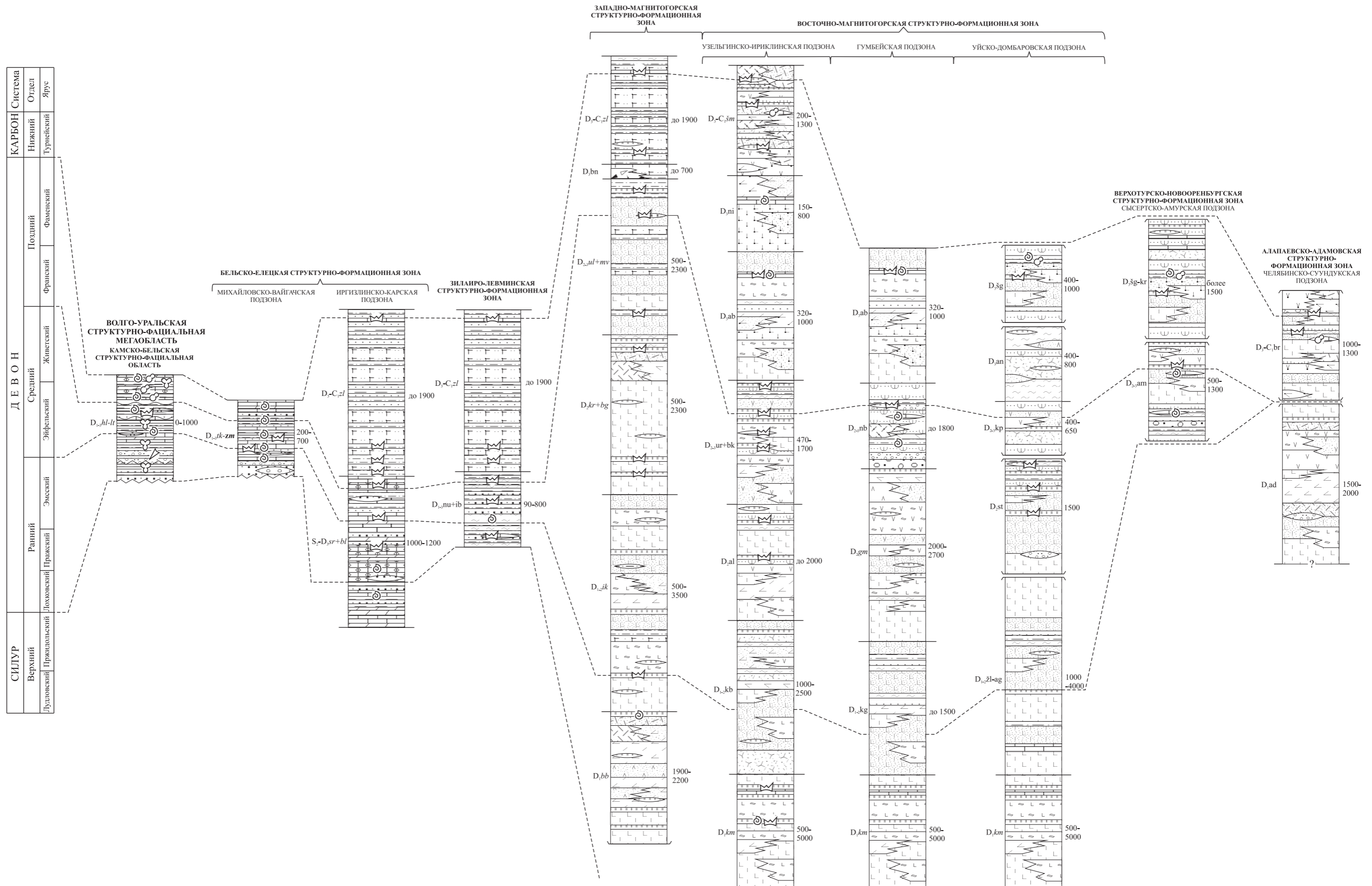


Рис. 4. Сопоставление разрезов стратиграфических подразделений силура-карбона.

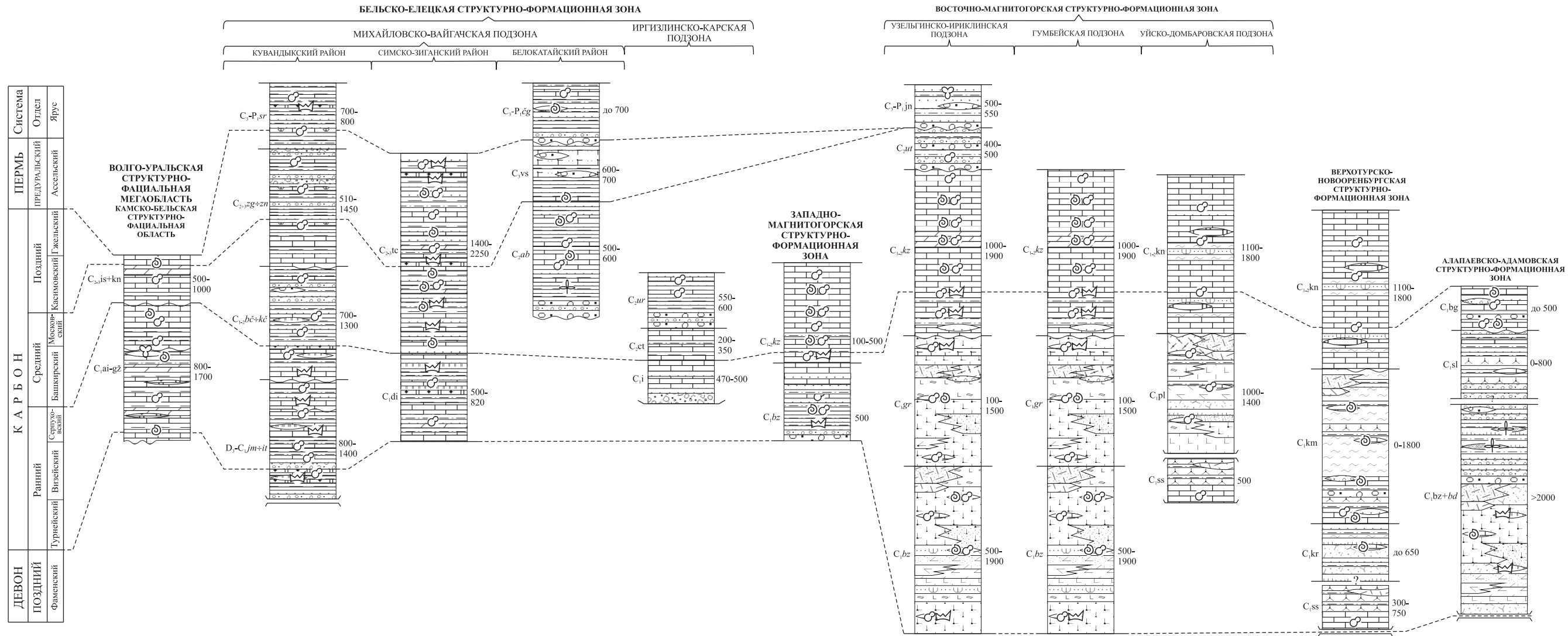
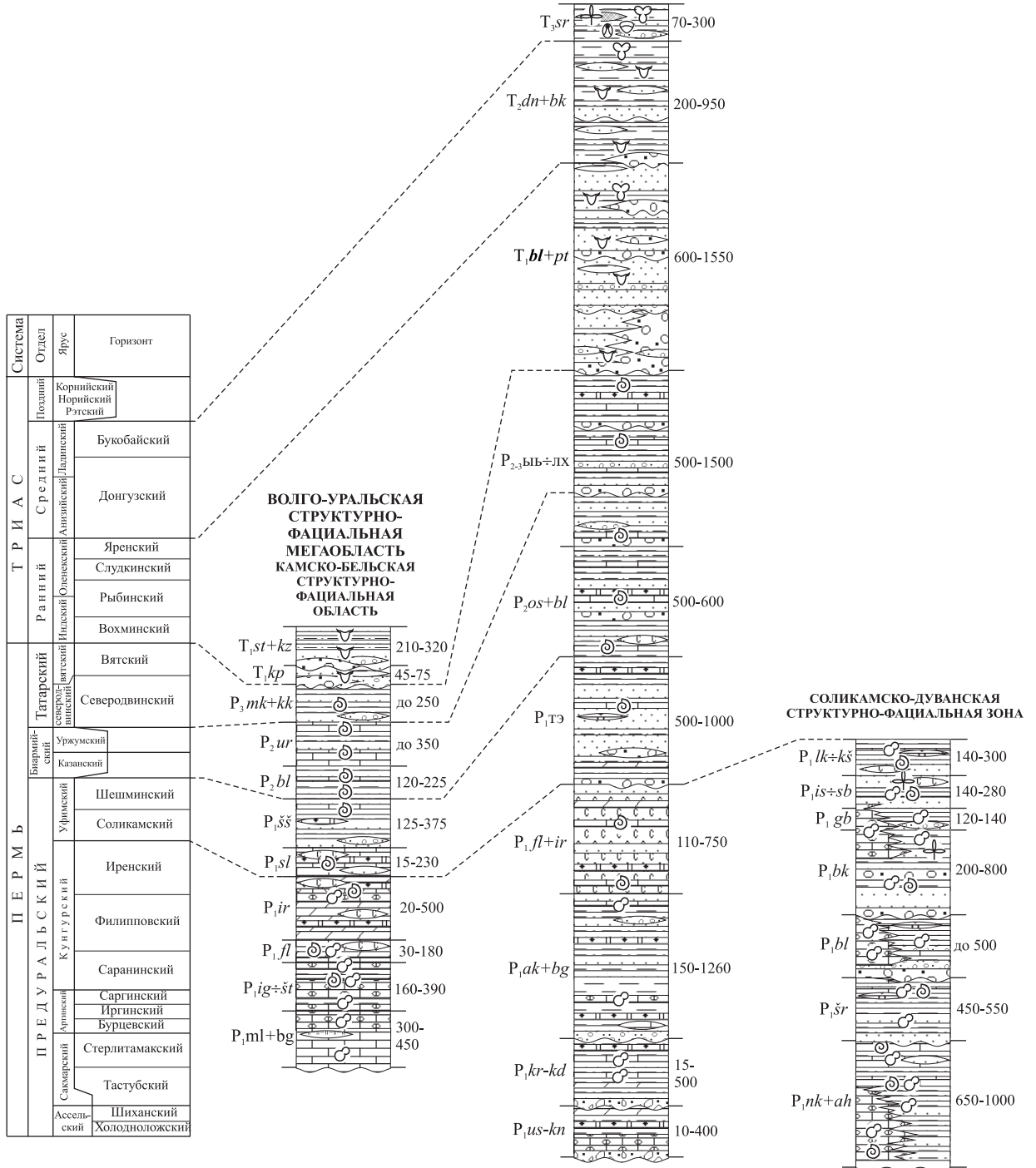


Рис. 5. Сопоставление разрезов стратиграфических подразделений девона–перми.

**ПРЕДУРАЛЬСКАЯ  
СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ  
МЕГАЗОНА  
АКБУЛАКСКО-КРОПАЧЕВСКАЯ  
СТРУКТУРНО-ФАЦИАЛЬНАЯ ЗОНА**



**Рис. 6. Сопоставление разрезов стратиграфических подразделений перми.**

песчаниками перекрывающей курташской свиты. Мощность описываемого подразделения до 600 м.

В верхней части свиты (разрез на горе Арвяк) обнаружены единичные углефицированные остатки высших растений и акритархи(?) палеозойского облика. Положение в разрезе под средне-верхнеордовикской курташской свитой ограничивает возраст таксона ранним ордовиком. Арвякские отложения соответствуют основанию идеализированной «турбидитной ритмо-серии» (флишоидная формация) – проксимальной части конусов выноса подводных вееров континентальной ступени [77].

Козинская свита ( $O_1kz$ ), которая считается фаціальным и возрастным аналогом вышеописанного подразделения, относится к Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Распространена крайне ограниченно на северо-востоке листа – в тектоническом блоке, площадь которого не превышает 0,5 км. Разрез обнажен фрагментарно. В его строении принимают участие среднегалечные конгломераты (с хорошоокатанными обломками кварца), кварциты, песчаники, а также пачки переслаивания конгломератов, гравелитов, кварцевых и полевошпат-кварцевых разнозернистых песчаников, алевролитов, филлитовидных серицит-кварцевых (реже хлорит-серицит-кварцевых и хлорит-кварцевых) сланцев. За пределами листа свита залегает с размывом, стратиграфическим и угловым несогласием на сланцах венда, а перекрывается средним ордовиком. Песчаники подразделения охарактеризованы фауной позднего ордовика. Мощность подразделения достигает 400 м.

Слюдинская толща ( $O_1sl$ ). Выходы ее на дневную поверхность зафиксированы на крайнем востоке территории в Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, где она представлена металавами и метатугами базальтоидов, кварц-эпидот-плаггиоклаз-роговообманковыми ортосланцами, углеродисто-кремнистыми метатугфитами, метасилицитами. В породы внедрены ультрамафиты куликовского комплекса; толща метаморфизована в зеленосланцевой (местами в эпидот-амфиболитовой) фации динамотермального метаморфизма. Разрез изучен по профилю скважин в районе пос. Слюда [78]. Доминирующие кристаллосланцы состоят из гранонематобластового агрегата роговой обманки и плаггиоклаза; последний обычно несдвойникован, зерна изометричные. Роговая обманка (до 70–90%) может образовывать и мономинеральные агрегаты, в них иногда встречаются реликты бесцветного амфибола. Кварц и эпидот развиты подчиненно, местами присутствует биотит. Часто по кристаллосланцам развиты диафориты, представленные тонкозернистыми хлорит-амфибол-эпидот-кварц-полевошпатовыми породами. Акцессорные минералы – рутил и сфен. Метасилициты слагают около 15% объема толщи. Основная масса ортосланцев по составу отвечает базитам (среди которых распространены апобазальтовые), встречаются также апоандезибазальтовые и апоандезитовые разновидности.

В метасилицитах известны находки радиолярий и обрывков граптолитов, свидетельствующие о палеозойском возрасте, а прорывающие толщу гранитоиды астафьевского комплекса, вероятнее всего, ограничивают время ее формирования ордовиком. Раннеордовикский возраст стратона

принят на основании тесной пространственной ассоциации и определенного литологического сходства с рымникской свитой. Стратиграфические соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями не ясны, границы тектонические. Мощность совокупного разреза более 900 м. На диаграмме  $FeO'-MgO-Al_2O_3$  породы толщи находятся в поле островодужных образований [78].

Рымникская свита ( $O_{1rm}$ ) принадлежит к Алапаевско-Адамовской СФЗ, распространена на крайнем востоке территории в обрамлении Суундукского массива. Субмеридионально вытянутые полосы выходов на дневную поверхность достигают 20 км по протяженности при ширине 2–5 км. Стратотип описан в береговых обрывах рек Суундук и Солончанка [87].

Нижняя часть разреза сложена полимиктовыми гравелитами с прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов (включающих в том числе уплотненные обломки углеродистых песчаников). Выше залегают биотитизированные граувакковые, реже аркозовые песчаники, пакеты дробного чередования песчаников, гравелитов, филлитов, глинистых сланцев и алевролитов с прослоями сахаровидных кварцитов. Встречаются меланократовые амфиболиты, кремнистые туффиты и кварц-хлорит-слюдяно-плагноклазовые сланцы. Юго-западнее пос. Андрианополь свита представлена переслаиванием углеродсодержащих туфопелитов, мелко-среднезернистых слоистых туфопесчаников, туфоалевролитов и псаммитовых туффитов. Верхи этого разреза сложены чередованием полимиктовых конгломератов, полимиктовых и аркозовых гравийных песчаников, глинистых алевролитов, а также олигомиктовых алевролитов; породы разнообразных цветов – от серых до сиреневых, вишневых и желто-зеленых.

Граувакковые метапесчаники содержат в полуокатанных обломках микрочастицы, основные эффузивы, кварц, полевые шпаты. Первичные алевролиты и алевропелиты зачастую превращены в кварц-хлорит-серицитовые, кварц-биотит-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы; в обломках (до 40%) кварц и плагноклаз. Углеродисто-глинистые и кварц-хлоритовые сланцы сложены субпараллельно ориентированными гидрослюдами, хлоритом, серицитом, удлиненным кварцем, графитоидными частицами. Конгломераты и гравелиты в обломках кроме минералов содержат разнообразные породы: кварциты, эффузивы среднего состава, полимиктовые и аркозовые песчаники. В экзоконтактах кислых интрузий отложения свиты превращены в гнейсы, амфиболиты, кристаллосланцы, которые часто приобретают полосчатый облик из-за послонных инъекций гранитоидного материала. Породы изменены преимущественно в зеленосланцевой фации динамотермального метаморфизма. Подстилающие свиту подразделения не установлены. Соотношения с перекрывающей маячной свитой на площади листа тектонические, восточнее территории стратиграфически согласные. Ранее описываемые отложения относились или к верхнему протерозою, или к нижнему–среднему ордовику [242].

В соответствии с серийной легендой и по общегеологическим соображениям (положение в разрезе, формационное сходство пород основания палеозоя в регионе, степень метаморфических преобразований) возраст

свиты принят раннеордовикским. Мощность подразделения (в том числе по геофизическим данным) от 500 до 2000 м. Свита благоприятна для локализации золотоносных и хрусталеносных кварцевых жил.

Сухолядская толща ( $O_{1-3sh}$ ) слагает водораздельные пространства в междуречье Кага–Сухоляд; относится к одноименному району Верхнеюрюзанско-Баракальской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ, где представлена чередованием терригенных пород разного гранулометрического состава. Опорный разрез описан по берегам р. Сухоляд. Нижние слои, вскрытые скважиной, представлены неравномерным переслаиванием черных углисто-глинистых сланцев, серых кварцевых (или кремнеземистых) алевролитов и олигомиктовых или кварцевых песчаников. Вышележащая часть разреза наблюдается в естественных выходах. Здесь фиксируется переслаивание разнозернистых кварцевых песчаников и зеленовато-серых глинистых сланцев с прослоями темно-серых кремнистых алевролитов, в которых определены конодонты *Protopanderodus insculptus* Branson et Mehl., распространенные в караоке и ашгилле, а также аренигские граптолиты *Dydimograptus* sp., *Expansograptus* sp. Вблизи руч. Каменный Ключ собраны среднеордовикские конодонты *Panderodus mutatus* (Branson et Mehl.), *Periodon* cf. *aculeatus* (Hadd.), *Protopanderodus* aff. *insculptus* (Branson et Mehl.) [76].

С учетом согласных соотношений с перекрывающей михалкинской толщей силура возраст стратона в целом принят ранне-позднеордовикским. Граница сухолядской толщи с подстилающими образованиями не известна. Мощность ее от 700 до 950 м.

Маячная свита ( $O_2m\check{c}$ ) выделена в Алапаевско-Адамовской СФЗ; на территории локализована в восточном обрамлении Суундукского массива, в тектоническом блоке протяженностью более 15 км при ширине до 3 км. Основные поля распространения свиты и ее стратотип находятся за рамкой листа. Разрез представлен кварцевыми, олигомиктовыми, реже граувакковыми песчаниками, полимиктовыми конгломератами и гравелитами с прослоями кремнисто-глинистых и углеродисто-глинистых сланцев, алевролитов и линзами известняков. Для нижней части стратона характерны вишнево-красные, сиреневые, лиловые цвета алевролитов и песчаников. К верхам увеличивается количество углеродистого вещества. В стратотипе в подчиненном количестве отмечены туфоалевролиты, туффиты, линзы metabазальтов. Верхняя граница подразделения не известна.

Среднеордовикский возраст маячной свиты обоснован в стратотипическом разрезе (гора Маячная) многочисленными сборами органических остатков [16, 18]. Мощность ее достигает 1300 м, но на территории листа не превышает 200 м.

Курташская свита выделена на горе Курташтау [7, 115, 116, 159]; относится к Верхнеюрюзанско-Баракальской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Характерный состав и сложение, особенно ее нижней части, позволяют идентифицировать подразделение в пределах всего Уралтауского антиклинория. А. В. Клочихин [112] расчленил свиту на две подсвиты: нижнюю – существенно кварцитовую и верхнюю – кварцито-сланцевую; обе они выделяются на ГК-1000/3 листа N-40.

Нижняя подсвета курташской свиты ( $O_2kt_1$ ) слагает как господствующие вершины (гора Курташтау, гора Арвяк и др.), так и слабовыпуклые водораздельные поверхности хр. Уралтау. Разрез представлен однородными желтовато-серыми, серыми, зеленоватыми массивными или рассланцованными преимущественно алевропсаммитовыми кварцитами. В случаях отсутствия зеленосланцевых изменений породы диагностированы как кварцевые или олигомиктовые песчаники и алевролиты. В верхней части подсветы появляются редкие прослои хлорит-кварцевых сланцев. Нижняя граница с арвякской свитой описана выше, верхняя проводится по появлению седиментационной слоистости, обусловленной ритмичным чередованием парасланцев и кварцитов верхней подсветы. Мощность таксона не превышает 400 м.

Аналогом подсветы является «акбиикская свита», впервые описанная О. Г. Ожигановым южнее стратотипа курташской свиты в районе горы Акбиик [158]. В дальнейшем это подразделение иногда картировалось при ГС-50 в пределах Уралтауского антиклинория южнее широты с. Старосубхангулово; в настоящее время упразднено как синонимичное и в серийной легенде не фигурирует. Отличия от описываемой подсветы заключаются в преимущественном отсутствии зеленосланцевого перерождения осадка. При сопоставлении литолого-петрографических, петрохимических, геохимических, петрофизических характеристик выявлена их идентичность и полная корреляция [77]. В кварцитах нижней подсветы на горе Вишневая собраны акритархи, сколекодонты, хитинозои и обломки конодонтов, по заключению Р. Р. Якупова характеризующие ранний палеозой.

Верхняя подсвета курташской свиты ( $O_3kt_2$ ) распространена относительно широко в пределах антиклинория, где совместно с подстилающими и перекрывающими осадками слагает моноклинальные тектонические блоки или участвует в строении крыльев разнопорядковых складок. В стратотипе (гора Курташтау) ее основание представлено ритмичным переслаиванием кварцитов или кварцевых песчаников с хлорит-кварцевыми, мусковит(серицит)-кварцевыми или альбит-хлорит-кварцевыми сланцами. К этой же части разреза отнесены отложения, вскрытые в районе железнодорожной станции Уралтау, где обнажено частое переслаивание зеленовато-серых однородных или параллельнослоистых кварцитов (нередко с сохранением первичных структур – гравелитовой, разнозернистой псаммитовой и др.) и зеленых листоватых хлорит-кварцевых сланцев; мощность слоев от 0,1 до 0,5 м. Верхняя часть подсветы изучена вдоль проселочной автодороги пос. Узьянбаш–с. Салават. Здесь вскрывается ритмичное переслаивание пятнистых (от светлых до темно-серых) массивных первично-песчаных или алевритовых кварцитов и зеленых хлорит-кварцевых сланцев. Верхняя граница подразделения (и курташской свиты в целом) проводится по подошве слоя с черными углисто-слюдисто-кварцевыми сланцами тупоргасской свиты. Переход постепенный, стратиграфически согласный. Мощность подсветы достигает 500 м. Синонимом ее является выведенная из легенды Уральской серии «белекейская свита», чьи свойства идентичны подразделению.

На левобережье р. Ятва (верхнее течение) в сланцах верхней подсвиты обнаружены акритархи, сколекодонты и хитинозои. Среди них В. А. Олли и Е. В. Чибриковой определены *Baltisphaeridium* cf. *echinodermum* Stockm. et Will., *Micrhystridium nannacanthum* Defl., *M.* cf. *heurcki* Stockm. et Will., *M. coronatum*(?) Stockm. et Will., *M. ornatum* Stockm. et Will., *M. tornatum* Volk., характеризующие возраст отложений в интервале от ордовика до силура [163, 219]. В основании верхней подсвиты собраны конодонты *Prioniodus* sp., *Periodon* cf. *aculeatus* (Hadding), *Protopanderodus* aff. *varicostatus* (Bergström); в бассейне р. Кана найдены верхнеордовикские хитинозои *Cyathochitina calix* Eisenack, *C.* cf. *hunderumensis* Grahn, Nolvak et Paris, *Conochitina* sp., *Plectochitina* sp., *Kalochitina* sp. С учетом палеонтологических данных, а также раннесилурийского возраста основания перекрывающей тупоргаской («уткальской») свиты возраст верхнекурташской подсвиты принят позднеордовикским.

Курташская свита нерасчлененная ( $O_{2-3kt}$ ) выделена у южной рамки площади по причине гораздо меньшей изученности там и плохой обнаженности описываемого таксона. Ее состав характеризуют кварцевые песчаники и алевролиты с прослоями хлорит-кварцевых сланцев; мощность до 900 м. Стратон принадлежит к Южноуралтаускому району Верхнеюрюзанско-Баракальской подзоны. Фациальным аналогом свиты в Сухоялдском районе является одноименная толща, описанная выше.

Формационная принадлежность нижнекурташских песчаных кварцитов соответствует основанию конусов выноса подводных вееров континентальной ступени (идеальной ритмосерии). В позднекурташское время область осадконакопления перемещается в среднюю часть конусов выноса. Литологический набор стратона типичен для флишоидной формации [77]. Верхняя подсвита вмещает месторождения марганцевой терригенно-кремнистой и золото-кварцевой малосульфидной рудных формаций.

Курганская свита ( $O_{2-3kr}$ ) относится к Бердяско-Сыростанской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ; выделена Е. В. Лермонтовой и Н. К. Разумовским в 1933 г. южнее территории. На площади листа в северной части Уралтауского антиклинория закартирована в процессе ГДП-200 [72] в связи с заметным литологическим сходством со стратотипом; подразделение расчленено на две части. К нижнекураганской подсвите относятся пестроцветные филлиты, метаалевролиты, углисто-глинистые и кремнисто-глинистые сланцы. Реже (в виде маломощных и редких прослоев) встречены метасилициты, метапесчаники и апобазальтовые зеленые сланцы. Контакты с верхней подсвитой большей частью тектонические; лишь юго-западнее д. Юлдашево и в нижнем течении р. Кургаш предполагаются стратиграфические соотношения между обеими частями стратона. Верхнекураганская подсвита преимущественно локализована в тектонических пластинах; разрез ее представлен кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и алевропесчаниками, кремнистыми и кварцевыми алевролитами, глинистыми, углисто-глинистыми, реже кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами.

Органические остатки на территории листа N-40 не найдены. Возраст подразделения принимается по аналогии со стратотипом, где конодонты и



макрофауна позволяют датировать ее средним–поздним ордовиком. Общая мощность кураганской свиты достигает 1400 м. И. С. Анисимовым при ГДП-50 «ордовикские отложения», соответствующие описываемому подразделению, сгруппированы в четыре «толщи»: с преобладанием песчаников в первой, примерно равным соотношением песчаников, алевролитов и сланцев – в третьей, и доминированием последних – во второй и четвертой частях разреза. Мощность каждой такой пачки («толщи») – первые сотни метров.

Поляковская свита ( $O_{2-3pl}$ ) принадлежит к Западно-Магнитогорской СФЗ; выделена в 1933 г. В. С. Коптевым-Дворниковым вблизи д. Поляковка. В дальнейшем объем и возраст подразделения неоднократно подвергались ревизии [145]. На площади листа обнажена в тектонических блоках зоны Главного Уральского разлома (ГУР).

Свита представлена преимущественно натриевыми афировыми базальтами и их лавокластитам с прослоями глинисто-кремнистых, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев, линзами кремнистых алевролитов и кремнистых туффитов. Контакты как с подстилающими, так и с перекрывающими отложениями не известны, границы тектонические. Выходы свиты на поверхность довольно многочисленны, но непрерывный разрез изучен преимущественно по данным картировочного и поискового бурения. Базальты, слагающие основную часть разреза, имеют афировое сложение, нередко вариолитовые структуры; характерна подушечная отдельность. Лавокластиты часто слагают краевые части потоков или «подушек». Сланцеватые силициты (реже массивные фтаниты) плитчатые, иногда тонкослоистые, часто углеродсодержащие с остатками радиолярий. В зонах меланжа и около тектонических нарушений осадочные породы бывают изменены. Мономинеральные силициты превращены в микрокварциты, а кремнисто-глинистые породы – в серицит-кварцевые и хлорит-серицит-кварцевые сланцы. Мощность пачек с преобладающей осадочных отложений – от первых метров до 80 м [72]. В кремнистых прослоях обнаружены многочисленные конодонты *Pygodus serrus* (Hadding), *P. cf. anserinus* Lamont et Lindström, *Prioniodus variabilis* Bergström, *Protopanderodus cf. insculptus* Branson et Mehl., *P. aff. rectus* Lindström, *Periodon aculeatus* Haddig, *Drepanoistodus* sp., *Keislognathus* sp., *Acodus* sp. и др., позволяющие датировать подразделение средним–поздним ордовиком (от позднего аренига по ранний карадок). Мощность поляковской свиты от 500 до 1500 м. Составы основных вулканитов на диаграммах находятся в полях толеитовой серии. По соотношению Mn, Ti и P, повышенным значениям  $TiO_2/Al_2O_3$  и другим параметрам они близки к современным океаническим базальтам. Подразделение вмещает медную минерализацию.

Бардымская свита ( $O_{2-3br}$ ) участвует в строении Нязепетровского изолированного района Западно-Тагильской СФЗ [249] и имеет сложный многовариантный состав. Осадочно-вулканогенный разрез представлен потоками (от 10 до 150 м мощности) шаровых лав и кластолав витрофировых толеитовых базальтов, реже трахибазальтов, андезибазальтов с редкими прослоями вулканических песчаников и алевролитов, кремнистых сланцев, фтанитов, линзами туффов, туффитов, туфоконгломератов, туфопесчаников,

туфоалевролитов. Базальты состоят из плагиоклаза (основного или среднего), авгита (или титан-авгита) и титаномагнетита; плагиоклаз часто альбитизирован. По химическому составу основные вулканы соответствуют натриевым недифференцированным базальтам. Мощность подразделения достигает 1200 м. Существенно осадочный фрагмент разреза обнажен в виде узкой, некартируемой в мелком масштабе полосы на юго-западном склоне горы Маяк-Тау, где состоит из чередования олигомиктовых или кварцевых песчаников на карбонатном цементе, алевролитов, песчаных известняков и доломитов с прослоями вулканокласто-терригенных пород. В нижней части стратона собраны среднеордовикские трилобиты *Estoniops* cf. *latus* Anс., *Conolichas* sp. indet., криноидеи *Trigonocyclicus vaigatschensis* Yelt. et Stuk.; в верхней – табуляты *Rhabdotetradium ridleyanum* (Bossler), *Palaefavosites* cf. *alveclaris* (Goldf.) и строматопоры *Cystostroma* ex gr. *concinnum* (Ivanov). Стратиграфические соотношения свиты как с перекрывающими, так и с подстилающими отложениями не установлены. Подразделение вмещает объекты медноколчеданной формации.

Новооренбургская толща (O<sub>2-3</sub>no) относится к Верхотурско-Новооренбургской СФЗ; на территории листа слагает узкий меридионально вытянутый тектонический блок длиной около 50 км вблизи Чебаркульского разлома. Опорным считается разрез в верховьях р. Мал. Караганка северо-западнее пос. Новооренбургский [235]. Здесь вскрываются ритмично переслаивающиеся кремнистые алевролиты и кремнисто-глинистые сланцы с прослоями углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, филлитов, полимиктовых песчаников, туффитов, линзами гравелитов и конгломератов (в том числе с уплощенными обломками углеродисто-кремнистых сланцев). Мощность этого разреза 44 м. Вблизи пос. Солончанка в средней части стратона среди углеродисто-кремнистых сланцев и полимиктовых гравелитов скважинами вскрыты прослойки плагиофировых карбонатизированных и хлоритизированных базальтов мощностью до нескольких десятков метров. На северном берегу р. Мал. Караганка в подразделении описаны сильно окремненные песчаники и алевролиты в переслаивании с углеродисто-кремнистыми сланцами. Породы толщи изменены в условиях латерально-зонального метаморфизма – от пренит-пумпеллиитовой до зеленосланцевой (редко – эпидот-амфиболитовой) фаций. Глинистые разности филлитизированы, кремнистые сланцы и алевролиты часто превращены в микрокварциты. Вблизи кислых интрузий сланцы, алевролиты и песчаники нередко затронуты метасоматозом: интенсивно пиритизированы, лимонитизированы и окварцованы.

В карьере, расположенном в 1,5 км северо-восточнее пос. Новооренбургский, в прослое серых кремнистых алевролитов были найдены ордовикские конодонты *Acotiodus* cf. *rectus* Lind., *Oistodus* cf. *abanduns* Br. et Mehl., *Oistodus* cf. *forceps* Lind., *Prioniodina macrodentata* (Grawes et Ellison), *Periodon* cf. *acaleatus* (Hadd.). Кроме этого, известны сборы лланвирнских–раннекарадокских конодонтов *Pygodus* cf. *aculeatus*, а также аренигских–лланвирнских хитинозой [87]. Соотношения толщи с окружающими образованиями на территории листа тектонические. Общая рассчитанная мощность стратона достигает 1500 м.

## ОРДОВИКСКАЯ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

Стратифицируемые образования с «переходным» возрастом представлены единственным таксоном. Объединение подразделений выполнено по формальным признакам, в связи с малой мощностью «элементарных» стратонов и мелким масштабом картографирования.

Тирлянская и узьянская свиты объединённые ( $O_2-S_1tr+uz$ ) принадлежат к Иргизинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ. Обладая небольшой мощностью, свиты имеют индивидуальный «контрастный» состав, выделяющий их из всего разреза палеозоя.

*Тирлянская свита* впервые описана А. И. Ивановым в районе пос. Тирлянский; стратотип находится на левом берегу пруда, выше устья р. Тирлян [250]. Свита прослеживается в виде узких (от 200 до 3000 м) полос в центре Башкирского антиклинория (на западе Тирлянской и востоке Юрюзанской синклиналей), а также на восточном его крыле и южном замыкании. Синонимами подразделения являются «набиуллинская» и «бактинская» свиты, в серийную легенду не вошедшие по этой причине, а также из-за других факторов. В кровлю первой из них были ошибочно включены известковые алевролиты перекрывающей узьянской свиты, за счет которых стратиграфический интервал расширен до низов силура; вторая была выделена как самостоятельный стратон за счет непропорционального увеличения мощности разреза.

В тирлянской свите преобладают светло-серые, серые, желтовато-серые, реже буро-желтые и буровато-красные косоволнистослоистые разнотекстурированные кварцевые (реже олигомиктовые) песчаники, иногда с многочисленными члениками криноидей. В подчиненном положении находятся песчаники (с карбонатным цементом) и песчаные доломиты, встречаются линзы известняков. В основании разреза фиксируются прослои и линзы галечных конгломератов, в верхах – черные тонкослоистые углито-глинистые алевролиты. Позднеордовикский возраст определен на основании многочисленных сборов криноидей, брахиопод, гастропод, конодонтов и трилобитов [76, 77, 227]. На подстилающих докембрийских породах свита лежит со стратиграфическим и угловым несогласием; перекрывается она согласно аргиллитами узьянской свиты. Мощность стратона меняется от первых метров западнее г. Белорецк до 300 м (в районе пос. Тирлянский и с. Старосубхангулово) и до 1500 м на хр. Бакты. Условия осадконакопления вполне типичны для глубоководной части шельфа и характеризуют «базальные» горизонты континентальной ступени, или шлировую формацию [77]. Одновозрастные полные формационные аналоги свиты не известны. Фациальным «близнецом» с некоторой долей условности может считаться такатинская свита нижнего девона.

*Узьянская свита* впервые описана Д. Г. Ожигановым (1949 г.) в 2 км южнее с. Узьян [160], там она представлена глинистыми сланцами, углито-глинистыми или известково-глинистыми аргиллитами с подчиненными прослоями глинистых известняков в верхах. На территории листа ее распространение совпадает с тирлянской свитой; представительные разрезы подразделения многочисленны. В искусственной выработке вдоль автодороги в междуречье Яндык–Козьелга вскрыты черные и темно-серые

слоистые листоватые углистые аргиллиты (часто лимонитизированные), включающие редкие (через 2–4 м) тонкие (до 0,05 м) прослой серых углито-глинистых алевролитов. Встречаются единичные «неконтрастные» линзы (до 0,1 м мощности и до 2 м в длину) массивных зеленовато-серых мелкозернистых кварцевых песчаников. Верхняя граница свиты проводится в подошве пласта серых битуминозных известняков (или светлых доломитов) перекрывающей серменевской свиты.

На левобережье р. Белая в основании подразделения найдены конодонты *Delotaxis? petila* (Nicolli et Rexroad), *Ozarkodina excavata* (Granson et Mehl), *Pseudooneotodus bicornis* Drygant позднего лландовери–раннего венлока, а в базальном слое битуминозных известняков вышележащего стратона Н. Ф. Решетниковым собраны брахиоподы *Parmorthis* ex gr. *crassa* (Lind.), *Atrypa reticularis* var. *nieczlawiensis* Kozl., *Eospirifer* cf. *radiatus*., характеризующие, по заключению Е. И. Колтышевой, возрастной интервал от венлока до лудлова. Кроме них, в разрезе присутствуют брахиоподы, граптолиты и трилобиты [76, 77, 227]. Мощность подразделения меняется от 100 до 300 м. Неритмичные гидролизатные глинистые отложения характеризуют пассивный застойный режим осадконакопления. Соседство в разрезе с тирлянской базальной шлировой формацией ограничивает глубину образования шельфовой зоной. Следует полагать, что подразделение формировалось на застойном участке глубокого шельфа перед барьерным рифом и соответствует пелитовой формации. В узьянской свите выявлены линзы и желваки фосфоритов. Суммарная мощность объединённых тирлянской и узьянской свит до 1500 м.

## СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Районы распространения отложений этого возраста, как правило, те же, что и для подстилающих ордовикских стратонов. Суммарная мощность разреза и количество выделяемых подразделений невелики.

Дергаишская свита (*S<sub>1dr</sub>*) относится к Вознесенско-Присакмарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ; впервые описана в 1978 г. на р. Дергаиш [278]. Выходы на площади листа ограничены меридионально вытянутыми тектоническими блоками в зоне ГУР.

Свиту слагают зеленовато-серые массивные трещиноватые базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты (иногда с шаровой отдельностью) с прослоями черных кремнисто-глинистых алевролитов, углито-кремнистых и углито-глинистых сланцев. В парапородах собраны граптолиты *Hedrograptus* cf. *scalaris* (His.), *Monoclimacis* sp. indet. и многочисленные остатки радиолярий. Этот комплекс, по заключению Б. М. Садрисламова, характерен для лландоверийского времени [77]. Соотношения стратона с иными подразделениями не ясны, границы тектонические. Суммарная мощность разреза достигает 500 м. Афиновые и порфиновые базальтоиды интенсивно хлоритизированы, эпидотизированы и актинолитизированы. Соотношение эффузивов умереннощелочного и нормального ряда оценивается как 1:1. В составе парасланцев присутствуют кварц, мелкочешуйчатые слюды и углеродистое вещество. Все образования метаморфизованы в

низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации. По содержанию породообразующих окислов вулканиты относятся к умеренно- и высокоглиноземистым, принадлежат к натриевой петрохимической серии, ограничены пределами известково-щелочной генетической группы. Согласно классификации Pearce (1977 г.), они характерны для океанической ступени, формируются в океанических рифтах и на дне океанов. Тренд распределения редких элементов типичен для толеитов Срединно-Атлантического хребта [77]. Формационным аналогом подразделения может считаться мостроевская толща нижнего девона.

Тупоргасская свита ( $S_{1-2}tg$ ) выделена Д. Г. Ожигановым в 1941 г. с разрезом в береговых обрывах р. Тупяргас. По его описанию, она сложена преимущественно черными и светло-серыми листоватыми слюдясто-графит-кварцевыми сланцами и (в подчинении) графитистыми кварцитами. Подразделение относится к Зилаиро-Лемвинской СФЗ, распространено на западном и восточном крыльях Уралтауского антиклинория и в ядрах синклиналиных складок его центральной части. В стратотипе на алевропелитах верхнекурташской подсвиты согласно залегают тонко чередующиеся светло-серые кварцевые алевролиты и черные углисто-глинисто-кварцевые фтанитоподобные апоалевропелитовые сланцы со знаками ряби и следами придонного течения. В алевропелитах собраны верхнелландоверийские граптолиты *Spirograptus* cf. *turriculatus* (Barrande), *Steptograptus* cf. *crispus* (Larw.), *Cochlograptus veles* (Richter), *Torquigraptus* cf. *proteus* (Barrande), *Monograptus* ex gr. *marri* (Perner), конодонты и хитинозои. На западе упомянутого антиклинория свита представлена темно-серыми (до черных) графитисто-кварцевыми сланцами с лландоверийскими граптолитами *Oktavites spiralis* (Geinitz), *Monograptus* ex gr. *priodon* Bronn, *Retiolites* sp. indet., *Monoclimacis* sp. indet., *Cyrtograptus* cf. *centrifugus* Bousek, *Streptograptus* sp. indet. [81]. Эти породы вверх по разрезу постепенно замещаются более глинистыми разностями. Западнее пос. Надеждинский выше плитчатых глинистых алевролитов (с нижнесилурийскими граптолитами *Stomatograptus* ex gr. *grandis* (Suess), *Oktavites* cf. *spiralis* (Geinitz), *O.* cf. *falx* (Suess), *Monoclimacis* ex gr. *kettneri* (Bousek), *M.* ex gr. *vomerina* (Nicholson), *M.* ex gr. *linnarssoni* (Tullb), *Torquigraptus* cf. *tullbergi* (Bousek) и др.) после значительного необнаженного интервала залегают девонские (новоусмановские) кварцевые песчаники с алевролитами и линзами гравелитов. Эта граница считается стратиграфически согласной; мощность тупоргасской свиты до 500 м.

На северо-востоке антиклинория картировались синонимичные подразделения – уткальская и миндякская свиты. Они залегают моноклинально (с падением на восток) и стратиграфически согласно на курташских кварцитах. Несмотря на разрозненность фаунистических сборов, возраст стратона устанавливается довольно надежно. Нижняя его часть соответствует лландовери, а верхи, хотя и не обнаруживают органических остатков, однако перекрываются фаунистически охарактеризованным ранним девоном. По этой причине время формирования свиты в целом соответствует силуру. Условия осадконакопления также распознаются уверенно. Образование углеродисто-кремнистых фтанитоподобных отложений в переслаивании

с глинистыми алевропелитами, несущими следы подводных течений, типично для удаленных гемипелагических обстановок; петрогеохимические характеристики свидетельствуют о достижении глубин предела карбонатонакопления. Учитывая соседство в разрезе с дистальными флишоидными образованиями курташской свиты, можно предполагать, что область «ступоргасской» седиментации располагалась в наиболее удаленных частях подножия палеоконтинентального склона, где обычно формируется аспидная формация [77, 81]. Первично углисто-глинистый состав подразделения благоприятен для локализации объектов марганцевой терригенно-кремнистой, фосфоритовой терригенной и золоторудной черносланцевой формаций. Фациальным его аналогом является одновозрастная михалкинская толща.

Михалкинская толща ( $S_{1-2}mh$ ) распространена ограниченно в Сухолядском районе Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Выходы ее на дневную поверхность отмечены к западу и северо-западу от с. Кага и с. Узян. Разрез представлен кремнисто-глинистыми, углисто-глинистыми сланцами с прослоями кварцевых песчаников и алевролитов. В сланцах обнаружены конодонты *Astropentagnathus cf. irregularis* Mostler, *Aspelundia cf. fuegeli* Walliser зон celloni и amorphognatoides (верхи лландовери–низы венлока). А. В. Ключихиным в 1969 г. установлены лудловские граптолиты. Соотношения с подстилающими сухолядскими отложениями и маломощными (не картируемыми в масштабе карты) кремнистыми алевролитами хуторской толщи раннего–среднего девона считаются согласными [76]. Мощность стратона 300–400 м.

Кремнисто-базальтовая толща ( $S_{1-2}jb$ ) относится к Нязепетровскому изолированному району Западно-Тагильской СФЗ; обнажена в долине р. Мал. Ургала, (средняя часть Маяктауского аллохтона), а также северо-западнее г. Нязепетровск в одноименном аллохтоне. Фрагмент разреза толщи в первом случае представлен серыми, бледно-зелеными глинистыми, глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, кварцевыми и известковистыми песчаниками, песчанистыми известняками; выше сланцы наращиваются плитчатыми пестроцветными кремнистыми алевролитами с прослоями кварцевых алевролитов, граувакковых песчаников и редкими линзами известняков. Нижняя и верхняя граница подразделения здесь не установлены. Во втором разрезе толща сложена кремнисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами с прослоями кремнистых брекчий и маломощными покровами вариолитовых базальтов; в низах встречаются линзы кварцевых и олигомиктовых песчаников. Сланцы содержат отпечатки граптолитов *Climacograptus rectangularis* (M'Co y), *Cl. calaris* (H i s.), *Pseudoclimacograptus hungesi* (N i c h.), *Pseudoplegmatorgraptus aff. obesus* (L a r w.), *Monograptus lobiferus* (M'Co y), *M. sedgwickii* (P o r t l.), *M. gemmatus* B a r r. и др., отвечающих средней и верхней частям лландовери и низам венлока. В известняках собраны венлокские граптолиты *Camarotoechia aff. bieniassi* K o z l., *Streptomena* sp., а в кровле стратона – позднепржидольские конодонты *Ozarkodina remscheldensis* зоны eosteinhornensis [249]. Стратиграфические соотношения с окружающими докайнозойскими отложениями не известны, границы тектонические. Мощность толщи 400–600 м.

## СИЛУРИЙСКАЯ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

Сакмарская свита ( $S_1-D_1sk$ ) на листе N-40 принадлежит только к Западно-Магнитогорской СФЗ, где закартирована в единичных тектонических блоках зоны ГУР. Кроме того, южнее рассматриваемой площади известны ее выходы в Зилаиро-Лемвинской зоне. Свита сложена преимущественно кремнистыми, углисто-кремнистыми, углисто-глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами и фтанитами с редкими прослоями и линзами известняков, песчаников, кремнистых алевролитов, иногда кремнистых брекчий и базальных конгломератов. Возраст подразделения определен на основании многочисленных сборов граптолитов и конодонтов. Соотношения свиты с выше- и нижележащими подразделениями здесь повсеместно тектонические. Мощность ее от 150 до 700 м.

Дергайшская и сакмарская свиты объединённые ( $S_1-D_1dr + sk$ ) выделены совместно по условиям масштаба картографирования. В согласных соотношениях между собой наблюдаются в разрозненных тектонических блоках в зоне ГУР, единственный из которых нашел отражение на полотне карты. Состав и строение подразделений близки к приведенным выше описаниям. Суммарная мощность таксона достигает 500 м.

Булатовская толща ( $S_1-D_1bl$ ) имеет ограниченное распространение на востоке площади, относится к Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. В состав подразделения входят базальты и metabазальты, их туфы, метатифы, андезибазальты и метаандезибазальты, вулканомиктовые песчаники и метапесчаники с прослоями углисто-кремнистых (в верхней части – углисто-глинисто-кремнистых) сланцев. В «вулканогенной» части разреза преобладают основные эффузивы с афировой и мелкопорфировой структурой. По петрохимическим параметрам базальты относятся к умереннокалиевым, умеренномагнезиальным и низкотитанистым вулканитам со средней железистостью. По распределению РЗЭ они сопоставимы с известково-щелочными базальтами островных дуг и активных континентальных окраин. Возраст толщи обоснован находками граптолитов и конодонтов силура, а также спор раннего девона. Стратиграфические соотношения как с более древними, так и с более молодыми отложениями палеозоя не известны, границы тектонические. Мощность стратона достигает здесь 900 м.

Карамалинская свита ( $S_2-D_1kr$ ) описана С. С. Гороховым в 1958 г. по берегам р. Карамалы, где отложения представлены орто- и парасланцами (среди последних – графит-слюдисто-кварцевые и слюдяно-кварцевые разности) с редкими линзами мраморизованных известняков. В стратотипе нижняя часть разреза сложена преимущественно апотерригенными породами с прослоями метавулканитов мощностью до 150 м. В средней части (150–200 м) метавулканиты доминируют, а в верхней их содержание начинает снижаться на фоне возрастания роли парасланцев (до 550 м). Согласно современным представлениям, подразделение отвечает единому вулканогенно-осадочному циклу [99, 101].

На площади листа свита слагает тектонические блоки в юго-восточной части Уралтауского антиклинория. Метаморфические изменения пород обусловлены в основном стрессовым перерождением первично

существенно осадочного комплекса. Разрез изучался главным образом по данным бурения и в разрозненных коренных выходах. Облик метавулкани- тов карамалинской свиты определяют лепидогранобластовые ортосланцы, состоящие из скоплений неправильной формы минералов группы эпидо- та (10–40%), удлинённых лейт (до 3–5 мм) хлорита (15–30%), альбита (20–40%), игольчатого актинолита (20–30%). Карбонаты (0–10%) выпол- няют гнезда и отдельные прожилки, стильпноелан образует петельчатые выделения по плоскостям рассланцевания, глаукофан (встречающийся ред- ко) обычно замещен актинолитом или хлоритом, гранаты (0–5%) – хлоритом, сфен (0–5%) присутствует в бесформенных мелких скоплениях. Среди акцессорных минералов диагностированы рутил, циркон, апатит. Довольно часто встречаются тела мощностью до 30 м сравнительно слабо изменённых метаэффузивов, представляющих собой темно-зелёные интен- сивно рассланцованные базальты с реликтами миндалекаменной текстуры. Динамотермальное преобразование пород осуществлялось преимущест- венно в зеленосланцевой, редко эпидот-амфиболитовой фациях. Возраст метаморфизма ( $372 \pm 3,8$ ;  $377 \pm 3,83$ ;  $387 \pm 4$  млн лет) соответствует зрелой стадии развития Магнитогорской островной дуги [99] и субсинхронен внедрению юлукского габбро-долеритового комплекса.

В линзе известняков в районе д. Юлук обнаружены конодонты *Pandorinellina expansa* U y e n o M a s o n, *Ozarkodina* sp. indet., позволяю- щие датировать известняки ранним девонем. Севернее д. Юмашево найде- ны конодонты *Trichonodella* cf. *exavata* (B r a n s o n e t M e h e); *Hindiodella* sp. indet., *Synprinioidina* sp. indet., *Spathognathodus* sp. indet., возраст кото- рых не древнее пржидольского. Здесь же (непосредственно у северной ок- раины д. Юмашево) собран богатый комплекс конодонтов (*Spathognathodus optimus*, *Sp. mial*, *Sp. steihorensis* sp. *expansus* U y e n o M a s o n, *Yncriodus* ex gr. *corniger* Wittk i n d t), характерный для раннего девона. Кроме дан- ных пунктов, известны и иные места со сборами нижнепалеозойской ор- ганики [100].

Радиоизотопный возраст цирконов из метабазальтов, определенный по валовой пробе U-Pb методом и уточненный с помощью Hf-Nd систематики, составляет 567 и 371 млн лет. Первая цифра, вероятно, соответствует до- кембрийскому основанию, из которого цирконы были «захвачены». Второе значение близко к времени становления юлукского комплекса, с которым вулканиды подразделения, вероятно, комагматичны. В целом возраст свиты принимается позднесилурийско-раннедевонским. Стратиграфические соотношения таксона с другими подразделениями не известны, границы тектонические. Мощность его, судя по графическим построениям и гео- физическим данным, достигает 1100 м. Химический состав ортопород со- ответствует известково-щелочным (натриевым) океаническим базальтам. Свита вмещает медное и золотое оруденение.

Серменевская и бельская свиты объединённые ( $S_2$ – $D_3sr + bl$ ) показаны совместно по условиям масштаба картографирования; характе- ризуются близким литологическим составом. Относятся к Иргизлинско- Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ; широко распространены на запад- ном крыле Зилаирского синклиория.



*Серменевская свита* впервые описана в 1955 г. по берегам р. Яндык вблизи с. Серменево; в дальнейшем она изучалась большой группой авторов [1, 211, 227, 254, 271 и др.]. Разрез представлен темно-серыми массивными часто битуминозными доломитами и плитчатыми серыми известняками, включающими пачки чередования слоистых или однородных мелкозернистых песчаников и черных известковых аргиллитов. В аргиллитах и известняках собраны верхнесилурийские брахиоподы *Conchidium* cf. *lichensis* Khod., *C. ex gr. vogulicum* Vern., *Cypidula integer* Barr., *C. cf. uralicus* Tschern., *C. cf. incurve* Knod., *C. cf. lichensis* Khod., *Atrypa reticularis* L., *Uorinda* cf. *pseudolinguifera* var. *Osch. Nik.*, *Pentamerus* cf. *oblondiformis* Nik., *Lissatrypa* cf. *camelina* Buch. и др. Кровля проводится по появлению в известняках нижедевонской фауны. Мощность подразделения до 300 м.

*Бельская свита* выделена В. А. Ивановой в 1949 г.; описана в разрезе по р. Белая под названием бурзянской свиты. Позднее (в 1955 г.) Д. Г. Ожиганов девонские известняки и терригенные породы, обнажающиеся из береговых обрывах упомянутой реки, переименовал в бельскую свиту. Нижняя часть подразделения изучена на правом берегу р. Белая у с. Серменево, где выходят однородные светло-серые массивные органогенно-обломочные известняки с кораллами *Cladopora* cf. *actuosa* Yanet, *Neomphyma* cf. *originata* Soshk., *Pseudomplexus fascicularis* Soshk. и брахиоподами *Gypidula optata* (Barr.), позволяющими отнести их к лоховскому ярусу. Вблизи притока р. Ямашла на доломитах серменевской свиты залегают массивные серые или желтые разномасштабные кварцевые песчаники мощностью до 200 м. Выше по разрезу в органогенно-обломочных известняках с пражскими табулятами *Favosites subtarejaensis* Chekh., *F. intricatus* Regn., *Thamnopora* aff. *plumosa* Yanet и брахиоподами *Gypidula nucalis* Khod., *Ivdelinia procerula* Barr., *I. remota* Kulk., *Losvia operosa* Khod., *Karpinskia conjugula* Tschern. появляются прослой кварцевых песчаников. В районе с. Серменево в пелитоморфных известняках фиксируется пачка переслаивания кварцевых песчаников, аргиллитов и органогенно-обломочных известняков (ваняшкинские слои) с многочисленными раннеэмскими остракодами, брахиоподами и табулятами [77]. Выше залегает пачка чередования черных или темно-серых массивных пелитоморфных известняков и светлых органогенно-обломочных известняков. Еще выше эти породы сменяются плитчатыми известняками (содержащими эйфельскую фауну) с редкими прослоями черных аргиллитов. Живет-франская часть разреза представлена темно-серыми массивными пелитоморфными известняками с конодонтами *Polygnathus* cf. *varcus* Stauf., *P. xylus* Stauf., *P. angustidiscus* Young., *P. cf. pennatus* Hinde, *P. cf. timanicus* Ovn., *P. cf. dibius* Hinde, *Palmatolepis* cf. *proversa* Ziegl., *Pa. cf. hassi* Müll. et Müll. Перекрывается подразделение аргиллитами и граувакковыми алевролитами зилаирской свиты. Контакт четкий без признаков размыва и несогласий. Мощность свиты 600–900 м.

Суммарная мощность объединенных стратонов от 1000 до 1200 м. Для режима осадконакопления характерно чередование эпизодов нормальной (известняки) и повышенной (доломиты) солености морского бассейна.

Многочисленные органические остатки (в том числе и прикрепленных форм), «стерильность» химического состава свидетельствуют о мелководных условиях шельфа континентальной ступени, где формируется лагунно-доломитовая формация рифогенной группы. Формационные разновозрастные аналоги на площади листа отсутствуют [81].

## ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения представлены всеми отделами системы и распространены во всех выделяемых СФЗ. Образуемые ими формационные ряды в значительной степени определяют индивидуальные свойства субрегиональных таксонов районирования.

Аптечногорская свита ( $D_{1ap}$ ), относящаяся к Нязепетровскому изолированному району Западно-Тагильской СФЗ, в стратотипической местности (севернее площади листа) представлена лавами и туфами базальтов, трахибазальтов, риодацитов, риолитов с прослоями туффигов, граувакковых песчаников и глинистых сланцев [249]. На рассматриваемой территории ее распространение ограничено тектоническими блоками Нязепетровского шарьяжа. В разрезе свиты преобладают ритмичнослоистые «псаммитовые» и «алевритовые» туфы с обломками и линзами порфировых (пироксеновых, плагиоклазовых или пироксен-плагиоклазовых) андезитов, андезибазальтов и базальтов. В прослоях встречены туффиты алевритовой, песчаной и псефитовой размерности, а также кремнистые, глинисто-кремнистые и карбонатно-кремнисто-глинистые сланцы. Отмечены отдельные межпластовые тела трахибазальтовых туфах найдены обломки известняков с пражскими конодонтами *Polygnathus pirenae* Voegs, а также кораллы *Heliolitoidea*. Соотношения с окружающими подразделениями тектонические. Мощность свиты (в основном по графическим построениям) составляет 350–400 м.

Мазовская свита ( $D_{1mz}$ ) выделена В. Т. Тищенко и В. Л. Черкасовым в 1985 г. со стратотипом в междуречье Губерля–Дергаиш; название – по д. Мазово; распространена в обеих подзонах Западно-Магнитогорской СФЗ [72, 278 и др.]. Синонимами подразделения на площади листа выступают ранее картировавшиеся однотипные по составу и положению в разрезе рыскужинская и ускульская «свиты», ильтибановская, мансуровская толщи. На рассматриваемой площади свита выходит в тектонических блоках зоны ГУР. Она представлена граувакковыми песчаниками или алевролитами, органогенно-обломочными известняками с линзами и прослоями вулканомиктовых псефитов, глинисто-кремнистых или углисто-кремнистых сланцев. В северных разрезах превалирует терригенная составляющая, в южных – карбонатная. Соотношения с более молодыми и более древними отложениями тектонические. Лохковско-эмский возраст свиты (в интервале от верхней части саумского по низы тальгийского времени) определяется многочисленными находками конодонтов, табулят и брахиопод [72]. Мощность стратона 200–700 м. Полные формационные его аналоги на территории не известны.

Мостостроевская толща ( $D_{1ms}$ ) впервые описана В. Т. Тищенко в 1969 г. в районе пос. Мостостроевский [278]; там она представлена базальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, шошонитами, реже дацитами с линзами туфов и единичными прослоями (до 5 м) черных кремнистых алевролитов и темно-серых массивных граувакковых песчаников. Толща распространена в тектонических блоках осевой части зоны ГУР. Структурно-текстурные особенности, соотношения между литологическими разностями в связи с наложением более поздних стрессметаморфических преобразований затушеваны и не всегда определяются уверенно. Зеленые массивные, иногда порфирировые, но чаще однородные трещиноватые базальтоиды составляют основную часть разреза. Породы нередко миндалекаменные, местами флюидалные с пойкилофитовой или офитовой основной массой; состоят из плагиоклаза, пироксена и продуктов их замещения. Плагиоклаз, как правило, представлен альбитом, альбит-олигоклазом, кислым (реже средним и основным) олигоклазом. Туфы кристалло-витрокластические, состоят из осколков интенсивно хлоритизированного вулканического стекла и обломков кристаллов моноклинного пироксена. Песчаники массивные разнозернистые несортированные, выполнены окатанными и полуокатанными обломками базальтов (до 80%) и зернами полевых шпатов (до 30%) на пленочном железисто-глинистом цементе. Минеральная ассоциация вторичных минералов (хлорит, альбит, эпидот, кварц, серицит) соответствует зеленосланцевой фации динамотермального метаморфизма. Дациты светло-зеленые или серые, иногда розовые массивные однородные, реже порфирировые, трещиноватые. В разрезе, судя по элементам залегания, они располагаются выше базальтов; мощность кислых эффузивов достигает 300 м. В кремнистых алевролитах собраны нижнеэмские конодонты *Belodella* sp., *Pandorinellina* cf. *postexcelsa* Wang et Ziegl., *Pand.* ex gr. *miae* Bult., *Pand.* ex gr. *steinhornensis* Ziegl., *Polygnathus* cf. *excavatus* Carls et Gandl., *Pol.* cf. *mashkovae* Bardashev. Границы толщи тектонические, мощность стратона достигает здесь 800 м.

Согласно классификациям (Pearce, 1977; Mullen, 1983) вулканы характерны для океанической ступени. Тренд распределения редкоземельных элементов типичен для щелочных базальтов трахиандезибазальтовой субформации океанических островов Срединно-Атлантического хребта [77]. Стратиграфические или фациальные соотношения эффузивов с биогермными мазовскими известняками непосредственно не наблюдались; предполагается замещение одних другими по простиранию.

Б а й м а к - б у р и б а й с к а я с в и т а ( $D_{1bb}$ ) принадлежит к Западно-Магнитогорской СФЗ, выделена Ф. И. Ковалевым в 1944 г. [114] из «ирендыкской свиты» Л. С. Либровича (первоначально рассматривавшейся в гораздо большем объеме). Она протягивается полосой от южной рамки листа на север до оз. Талкас, слагая центральную часть Таналыкской антиклинали II порядка.

Стратотипический разрез расположен в районе пос. Хворостянское; там свита прослеживается по берегам р. Таналык и разделена на две части. Нижняя подсвита сложена базальтами и их гиалокластитами. Основные

эффузивы представлены потоками шаровых или подушечных лав, реже кластолав; базальты афировые, нередко миндалекаменные или вариолитовые. В верхней части встречены прослои яшм, кремнистых алевролитов, потоки дацитов и риодацитов. На востоке антиклинали кислые вулканы замещаются чередованием базальтовых, андезибазальтовых и андезитовых лав. Максимальная мощность этой части разреза достигает 1500 м. Верхняя подсвита характеризуется разнообразием состава слагающих ее пород, фациальной невыдержанностью разреза и большими вариациями мощностей. Она сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами, андезидацитами, дацитами, риодацитами, риолитами, туфами основного, среднего, кислого и смешанного состава, вулканокласто-осадочными и кремнистыми породами. С подстилающими образованиями соотношения согласные. Резкая смена фаций обусловлена зональным строением многочисленных вулканических построек центрального типа и одновременным извержением пород разного состава из близко расположенных аппаратов. Несмотря на пестроту стратона, в большинстве мест наблюдается четкая гомодромная последовательность вулканитов. Нижние части подсвиты сложены преимущественно андезибазальтами, верхние – андезитами, дацитами и риодацитами.

В окрестностях Баймакского рудного поля наиболее представительный разрез описан в левом борту долины р. Бол. Бузавлык у горы Шейняк [82]. Здесь в основании залегает 500-метровая пачка эффузивов и туфов среднего состава с прослоями пирокласто-терригенных пород. Центральная часть подсвиты (мощностью 560 м) сложена кислыми лавами, верхняя – лавами среднего состава мощностью до 220 м. Суммарная мощность подсвиты достигает 1400 м (в бассейне р. Таналык) и резко уменьшается в юго-юго-западном направлении. На южном берегу оз. Талкас в горизонте красных яшм («сагитовская толща») собраны верхнеэмские конодонты зон *serotinus* и *patulus*: *Polygnathus cf. costatus patulus* Klap., *Pol. cf. serotinus* Telf., *Pol. cf. foliformis* Snig., *Pol. cf. linguiformis bultyncki* Wed. и др. [19, 82]. Орографически выше располагаются андезибазальты ирендыкской свиты. В. А. Маслов и О. В. Артюшкова считают их соотношения согласными, а силицитовый горизонт – маркирующим кровлю подразделения. Другими исследователями эти соотношения интерпретируются как тектонические, а яшмы стратифицируются в нижней части ирендыкской свиты [81, 82]. В этом случае определенных органических остатков в баймак-бурибайской свите нет. Авторам настоящей записки ближе первая точка зрения. Суммарная мощность описываемого (и картируемого) стратона меняется от 1900 до 2200 м. Накопление базальтов, слагающих основную часть подразделения, сопоставляется с предостроводужным этапом развития [33, 197]. К формационным его аналогам условно можно отнести киембаевскую свиту. С баймак-бурибайской свитой ассоциируют одноименные субвулканические образования.

Баймак-бурибайские субвулканические образования ( $\zeta D_1 bb$ ) выполняют штоки, купола вулканитов, среди которых доминируют дациты и риодациты. Подтверждается гомодромный характер совместного развития свиты и нестратифицируемых элементов при существовании двух

ритмов вулканизма – контрастного базальт-риолитового и более позднего непрерывного базальт-андезит-риолитового [82, 86, 197]. Наиболее широко распространены связанные между собой постепенными переходами экструзивно-субвулканические умереннокислые разности, которые занимают обширные площади на правом берегу р. Таналык, слагаая штокообразные тела, мощные силлы и купола. В очень небольшом количестве встречаются мелкие (не картируемые в масштабе карты) штоки андезибазальтов, андезитов, плагиогранит-порфиров. Описываемые образования в основном участвуют в строении вулканоструктур центрального типа, фиксируя корневые зоны и верхние части построек, с которыми связаны все известные здесь колчеданные месторождения и проявления. Вулканические структуры зачастую приурочены к узлам пересечения систем субмеридиональных и северо-западных трещин синвулканического заложения. На поверхности вскрываются экструзивные и субвулканические тела кислого состава сложной конфигурации, образующие поля площадью до 20 км<sup>2</sup>. Они нередко сопровождаются кольцевыми разломами, подчеркивающими очертания построек центрального типа. Мощность силлообразных залежей риодацитов, внедренных в стратифицируемые породы, иногда достигает 200 м.

С кварц-плагиоклазовыми крупнопорфировыми риодацитами ассоциируют тела почти полностью раскристаллизованных пород – порфиroidных плагиогранитов. В дацитах и риодацитах установлены пегматоидные и гранофировые выделения (часто в виде шпиров), аналогичные встречающимся в плагиогранитах, что свидетельствует об их генетической связи. Вероятно, плагиограниты представляют собой застывший палеомагматический очаг, «питавший» извержения кислых лав верхних уровней баймак-бурибайской свиты. Субвулканические тела среднего состава встречены лишь в ядрах антиклиналей, сложенных породами низов верхней подсвиты описанного выше стратона. По петрохимическим и геохимическим характеристикам в составе эффузивов нижней подсвиты баймак-бурибайской свиты (и, вероятно, наиболее ранних субвулканических образований) выделены толеитовая, магнезиальная базальт-бонинитовая и магнезиальная известково-щелочная генетические серии [197]. Первая из них представлена, в частности, силлами и дайками порфировых базальтов.

С баймак-бурибайской свитой и синхронными субвулканическими образованиями связано оруденение полиметаллически-колчеданной (с золотом) и медно-цинковоколчеданной формаций.

Киембаевская свита ( $D_1km$ ) слагает тектонические блоки во всех подзонах Восточно-Магнитогорской СФЗ; представлена лавами и туфобрекчиями базальтов, реже андезибазальтов, очень редко – риолитов и риодацитов. В виде прослоев присутствуют гиалокластиты, апобазальтовые зеленые сланцы, кремнистые, глинисто-кремнистые и углисто-кремнистые парасланцы, микрокварциты, иногда мраморизованные известняки. Доминирующие базальтоиды афировые или микропорфировые (с вкрапленниками сосюритизированного плагиоклаза). Структура спилитовая, апогиалопилитовая, в центральных частях потоков – долеритовая. Микролиты в основной массе представлены плагиоклазом и пироксеном. Количество пироксена во вкрапленниках обратно пропорционально количеству

плагиоклаза. Хлорит-карбонат-кварц-соссюрит-альбитовая ассоциация вторичных минералов типична для зеленокаменного перерождения.

Раннедевонский возраст свиты принят по находкам фауны в прослоях известняков. В самом нижнем прослое определен комплекс пражского яруса, выше диагностированы характерные для верхов пражского и эмсского времени конодонты *Pandorinellina steinchornensis miae* (Vult). Из мраморизованных известняков вблизи пос. Амамбайка выделены конодонты *Polygnathus* aff. *dehiscens* Philip et Jackson, специфичные для нижней половины эмса (верхи тошемского–низы карпинского горизонтов, зона gronbergi). Таким образом, время формирования стратона пражско-раннеэмсское.

Контакты подразделения с подстилающими отложениями не известны. Перекрывается свита каргайской толщей. На поверхности большинство границ имеет тектонический характер. Мощность (преимущественно по графическим построениям) составляет от 500 до 5000 м. Породы нормальнощелочные, реже умереннощелочные натриевые, относятся к толевой серии. По соотношению Mn, Ti и P их средние составы близки к океаническому, но отличаются от них пониженной магниезальностью и повышенными концентрациями фосфора, а от типично островодужных – более низким отношением  $Al_2O_3/TiO_2$  [78, 83].

Айдырлинская толща (D<sub>1ad</sub>) распространена в Алапаевско-Адамовской СФЗ, на площади листа локализована на крайнем юго-востоке, где слагает узкие тектонические блоки субширотного и северо-восточного простирания. Сложена базальтами, реже андезибазальтами и их туфами с прослоями туффитов и силицитов. Нижняя часть разреза обычно выполнена лавами, верхняя – туфами. Эффузивная составляющая образована чередованием миндалекаменных базальтов (реже плагиофировых андезибазальтов, андезитов, редко дацитов) и лавобрекчий основного состава с округлыми включениями шлаков и кварц-серицитовых сланцев. Туфовая часть представлена преимущественно псефитовыми туфами базальтов, андезибазальтов и андезитов, вулканокласто-терригенная – псаммито-псефитовыми туффитами. Фаунистическая характеристика пород на площади листа отсутствует. А. Г. Галимов айдырлинские вулканиды относил к живет-турнейской базальт-андезит-риолитовой формации [244]. В обломках известняков на смежной территории собраны табуляты карпинского горизонта эмса. Учитывая также формационное сходство таксона с вулканидами баймак-бурибайской свиты, возраст толщи принимается раннедевонским. Стратиграфические соотношения с окружающими подразделениями здесь не известны. Суммарная мощность стратона 1500–2000 м. С толщей ассоциируют одноименные субвулканические образования.

Айдырлинские субвулканические образования (ΣD<sub>1ad</sub>) представлены пластовыми телами малоуглубинных кислых магматитов; наиболее крупное из них расположено в районе горы Афонь-Камень. Скальные выходы и глыбовые развалы массивных дацитов (реже риодацитов), вероятно, представляют собой жерло палеовулкана или центр извержений. По данным А. Г. Галимова, это крупная вулканическая постройка центрального типа, в прикратерной зоне которой развиты «пузырчатые»

базальты, плохосортированные базальтовые туфы, а также глыбовые агломератовые туфы дацитOIDов [244]. Кроме этого пластового тела известны мелкие силлоподобные выходы дацитов, которые в некоторых разрезах «подстилают» айдырлинские вулканиды.

С толщей и субвулканическими образованиями связано оруденение медноколчеданной и золото-сульфидно-кварцевой формаций.

Азьяшская толща ( $D_{1-2}^{?az}$ ) относится к Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ, развита в узком тектоническом блоке на северо-востоке листа у его рамки. Она сложена белыми, голубоватыми, серыми доломитами и доломитовыми мраморами, часто с амфиболом, пироксеном и тальком. Карбонатные породы толщи на поверхности обнажены слабо и наблюдались преимущественно в скважинах; границы тектонические. Ранне-среднедевонский возраст подразделения принят на основании сопоставления ее с карбонатными породами у пос. Нижний Уфалей, охарактеризованными фауной, а также по находкам в доломитовых мраморах органических форм, обликом напоминающих перекристаллизованные стебли криноидей. Мощность подразделения достигает 1500 м.

Ирендыкская свита ( $D_{1-2}^{ir}$ ) впервые описана в 1936 г. Л. С. Либровичем [138]. Со временем взгляды исследователей на ее объем претерпели существенную эволюцию. Из нижней части выделены существенно вулканогенная баймак-бурибайская свита, из верхней – базальты и риолиты карамалыташской свиты. В настоящее время к описываемому стратону принято относить лишь вулканиды довольно однообразного состава, принадлежащие к известково-щелочной генетической серии. Свита широко развита в обеих подзонах Западно-Магнитогорской СФЗ, особенно в Узынкыро-Сибайской, где слагает меридиональную полосу шириной от 8 до 15 км, приуроченную к водоразделу хр. Ирендык. Она представлена в основном туфами, реже тефроидами, лавами и кластолавами порфировых андезибазальтов, базальтов, иногда андезитов с прослоями туффитов, вулканомиктовых песчаников, конглобрекчий, туфоконгломератов, алевролитов, яшмовидных силицитов. В резко подчиненном количестве присутствуют пикробазальты, дациты, риодациты, риолиты, туфы кислого состава и известняки. Основание свиты хорошо фиксируется на юге площади, д. Мерясово, где отмечена частая смена лав андезибазальтов (мощностью до 15–20 м) и их туфов мощностью до 10 м [77]. В центральной части листа восточнее д. Амангильдино среди вулканидов вскрываются сургучные, красные параллельнослоистые яшмы с прослоями красных листоватых кремнисто-глинистых сланцев. В яшмах собраны позднеэмские конодонты *Polygnathus ex gr. costatus* Klapp., *P. cf. linguiformis bultyncki* Wedd., *P. aff. mashkovaе* Bard., *P. cf. serotinus* Telf. (зона *serotinus*). На силицитах залегают лавы зеленовато-серых массивных порфировых базальтов с тонкими (до 0,02 м) редкими прослоями зеленых кремнистых алевролитов, которые выше по разрезу исчезают.

Средняя часть разреза описана вблизи д. Ново-Абзаково, на хр. Куркак. Здесь в коренном залегании вскрывается чередование гравийно-глыбовых (несортированных) кластолав и лав порфировых базальтов, андезибазальтов, иногда с шаровой отдельностью. В кластолавах угловатые и

изометричные обломки погружены в базальный (до 50% объема пород) цемент, идентичный по своему составу кластическому материалу. Мощность слоев от первых метров до сотен метров.

Верхняя часть свиты наблюдается в опорном разрезе западнее с. Аскароро. Здесь на лавах и кластолавах базальтов и андезибазальтов залегают зеленовато-серые массивные туфы псаммитовой размерности с редкими разрозненными прослоями красных яшм. В подобных туфах у д. Муракаево Е. В. Чибриковой найдены споры эйфельского возраста. Кровля ирендыкской свиты проводится в основании слоистых красных яшм ярлыкаповской свиты или массивных темно-зеленых базальтов карамылаташской свиты. Севернее д. Салаватово в кровле описан маломощный (до 10 м) прослой мелкозернистых гравелитов, а вблизи д. Ново-Балапаново – песчаники с обломками известняков, включающие эйфельские криноидеи [77]. Данные невыдержанные прослои ранее выделялись в «гадилевский микститовый горизонт». В целом контакт с перекрывающими осадками нормальный, без признаков перебива или несогласий.

Базальтоиды имеют однородный облик во всём объёме свиты. Это отчетливо порфиновые породы с гиалопилитовой или микролитовой (в отдельных случаях офитовой) основной массой; текстуры миндалекаменные, часто флюидальные. Фенокристы плагиоклаза и клинопироксена слагают до 40% объёма пород; стекло (полностью девитрифицированное, с новообразованиями хлорита, палагонита) составляет до 10–15%. Обломочный материал кластолав имеет псефито-псаммитовую размерность, остроугольную изометричную форму и представлен порфировыми базальтоидами. Туфы слоистые (иногда неяснослоистые) алевритовой и псаммитовой размерности, состоят из остроугольных или округлых обломков пород (преимущественно – порфировых базальтов и андезибазальтов – до 80% объёма) и минералов: плагиоклаза (до 15%), клинопироксена (до 3%). Цемент поровый, реже соприкосновения, в его составе хлорит с кварцем, пренитом, эпидотом и карбонатом.

Петрохимические особенности свиты изучались многими авторами. Средневзвешенные содержания породообразующих окислов (%):  $\text{SiO}_2$  – 51,53;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  – 3,41;  $\text{K}_2\text{O}$  – 0,43;  $\text{TiO}_2$  – 0,79;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 16,23;  $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$  – 4,24;  $\text{MgO}$  – 5,27;  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,09;  $\text{CaO}$  – 9,73 [77].

Следует отметить пониженную титанистость и повышенную карбонатность пород. Базальты и андезибазальты обладают нормальной щелочностью и повышенной глиноземистостью [201]. Геохимическая специализация подразделения на медь реализована в многочисленных пунктах минерализации, представленных налетами малахита, мелкой вкрапленностью сульфидов и самородной меди в вулканитах основного и среднего состава. По заключению О. В. Артюшковой и В. А. Маслова [18, 145], свита в стратотипе соответствует конодонтовым зонам *patulus*, *partitus* и *costatus* (нижней части), то есть интервалу от верхов эмса до низов эйфеля (большая часть тальтейского и основание лангурского горизонтов). Мощность свиты варьирует от 500 до 3500 м.

Согласно классификациям (Pearce, 1977; Mullen, 1983) комплекс вулканитов характерен для островных дуг базальт-андезибазальтовой формации.



Сопоставляя их с силурийскими и раннедевонскими существенно вулканогенными подразделениями, следует отметить отчетливо выраженную эволюцию базальтоидов от субщелочных разностей океанических островов к толеитам островодужных систем [77]. Фациальные и возрастные аналоги свиты распространены, а также на востоке листа.

К а р а г а й с к а я т о л щ а ( $D_{1-2}kg$ ) развита на севере Гумбейской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ, в обрамлении Нижегородского и Уйскоборского массивов. Фрагменты разреза обнажены на Урлядинских и Черепановских горах, по берегам р. Кидыш. В толще преобладают туфы, лавы и кластолавы базальтов, редко пироксен-плагиофировых андезибазальтов; присутствуют туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, аповулканогенные сланцы, яшмоиды и углеродистые силициты. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации, но часто сохраняют первичные текстурные и структурные особенности. Вблизи интрузивных массивов иногда отмечается интенсивная актинолитизация и эпидотизация. Вулканикам толщи присущи низкие концентрации Ti, Na, весьма низкие – K и крайне низкие – P, умеренно высокие – Fe и Ca. Для нормативного состава пород характерны высокие содержания плагиоклаза, диопсида и гиперстена, что определяет близость их к вулканикам известково-щелочной серии энсиматических островных дуг [78]. На левом берегу р. Кидыш в 4 км ниже пос. Петропавловка в яшмах собраны конодонты зон *serotinus*–*costatus*, что соответствует верхам эмса–низам эйфеля. Кроме того, известны находки радиолярий широкого возрастного диапазона. Контакты подразделения с подстилающими отложениями не известны, с перекрывающей гумбейской свитой – согласные. Общая рассчитанная мощность стратона достигает 1500 м. Толща является благоприятной средой для локализации полиформационного золотого и серебряно-золотого оруденения.

Ж е л к у б а е в с к а я и а й д ж е р г а н с к а я т о л щ и н е р а с ч л е н ё н н ы е ( $D_{1-2}žl-ag$ ) распространены ограниченно (в нескольких тектонических блоках) в пределах Уйско-Домбаровской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ; подразделение представлено лавами афировых или порфирированных базальтов, их туфами, туффитами, кремнистыми алевролитами, фтанитами, яшмами и радиоляритами. В кровле отмечаются прослойки песчаников, углисто-глинистых и углисто-кремнистых сланцев, в основании – линзы известняков. Представительный разрез обнажен по берегам р. Курасан. Здесь выходят базальты, реже трахибазальты, андезибазальты и трахиандезибазальты с прослоями туфов, туффитов, яшм, радиоляритов, иногда мраморизованных криноидных известняков. В нижней части среди эффузивов преобладают подушечные лавы афировых и плагиофировых базальтов; в верхах доминируют пироксеновые и плагиоклаз-пироксеновые порфирированные базальты. Вулканики часто подвержены зеленокаменному перерождению. На правом берегу р. Желкубай в известняках собраны кораллы нижнего девона и криноидеи, характерные для интервала от эмса по средний девон. Соотношения с подстилающими стратонами не известны, со средне-верхнедевонской копаловской толщей – тектонические. Мощность нерасчлененного картируемого таксона до 3500 м.

Низкие содержания Ti и P определяют петрохимическое сходство вулканитов с аналогичными породами карагайской толщи. Соотношения Ti–Mn–P и Fe–Mg–Al в совокупности с повышенными содержаниями Mn, Fe, Mg и Al при довольно высоких значениях  $Al_2O_3/TiO_2$ , а также значительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми типичны для островодужных образований [83].

Хлебодаровская, такатинская, вязовская, койвенская, бийская, афонинская, воробьевская, ардатовская, муллинская, пашийская, кыновская, саргаевская, доманиковская, мендымская, аскынская, макаровская, мурзакаевская, кушелгинская и литвинская свиты объединённые ( $D_{1-3}hl \div lt$ ) распространены в Камско-Бельской СФцО, где представляют собой основание палеозойской части осадочного чехла Восточно-Европейской платформы, вскрытой многочисленными скважинами, и отражены только на разрезе к карте. В низах (хлебодаровская и такатинская свиты) преобладают терригенные породы: кварцевые песчаники и гравелиты с линзами конгломератов; в кровле такатинской свиты появляются прослой алевролитов и аргиллитов, реже – маломощные линзы известняков и доломитов. Выше последней девонские осадки представлены разнообразными известняками (обломочными, органогенно-обломочными, органогенными, часто битуминозными), а также доломитами с прослоями алевролитов и аргиллитов. Разрез хорошо охарактеризован фаунистически. Контакт с подстилающими верхневендскими отложениями стратиграфически несогласный, с выраженным размывом. Перекрывается этот таксон раннекаменноугольными осадками, соотношения с которыми или согласные, или несут следы локального размыва. Мощность объединённых свит достигает 1000 м.

Такатинская, ваяштинская, вязовская, койвенская, бийская, афонинская, чувовская, чеславская свиты, ряузьякская и зилимская серии нерасчлененные ( $D_{1-3}tk-zm$ ) выделяются в основании палеозойского разреза Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ; картируются совместно по условиям масштаба.

*Такатинская свита* впервые выделена Э. Х. Алксне и А. И. Олли в 1936 г. как «пятая (силурийская) толща ашинской свиты». Позже в работах Д. В. Наливкина (1945 г.) и Б. М. Келлера (1946 г.) подразделение уже имеет ранг свиты и фигурирует под собственным географическим названием. За стратотип принят разрез по береговым обрывам р. Таката (приток р. Зилим). Здесь подразделение представлено плохосортированными кварцевыми песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, мелкогалечных конгломератов, залегающими с размывом и структурным несогласием (до  $10^\circ$ ) на разновозрастных допалеозойских породах; мощность стратотипического разреза около 200 м. Свита широко распространена на западном крыле Башкирского антиклинория, протягиваясь от бассейна р. Белая на юге до г. Куса на севере. В отдельных случаях в ее составе описаны прослой аргиллитов и доломитов [130]. Содержание обломков кварца (реже микрокварцитов) в песчаниках достигает 97%. Полевые шпаты

представлены микроклином и слюдизированными плагиоклазами. Среди акцессорных минералов отмечаются глауконит, циркон, турмалин, сфен, рутил и лейкоксен. В мелкозернистых разностях цемент базальный слюдисто-глинистый. Состав обломочной части гравелитов и мелкогалечных конгломератов близок к песчаникам.

Сборы органических остатков в большинстве разрезов Западного склона Урала отсутствуют, поэтому возраст подразделения определяется не совсем уверенно. Наиболее детальные палеонтологические исследования проведены Е. В. Чибриковой [220]: по ее мнению, время формирования стратона соответствует «ваняшкинскому» (подвязовскому) уровню. С. Н. Краузе в процессе литолого-фациальных исследований и палеогеографической реконструкции пришел к выводу, что такатинская свита соответствует иргизлинскому горизонту эмса более восточных районов [130]. Данную позицию поддерживает А. Г. Иванушкин; кроме того, он допускает вероятность ошибочного формального включения рядом авторов в состав свиты силурийских и даже ордовикских отложений, которые систематически фиксируются в основании палеозойского разреза «зоны передовой складчатости», но обладают малыми мощностями [106]. Перекрывается свита фаунистически охарактеризованными органогенно-обломочными и пелитоморфными известняками, реже доломитами верхней части эмса. Граница выдержанная, с отчетливыми признаками локального стратиграфического перерыва. Геодинамические условия формирования подразделения определены достаточно уверенно [129]: косослоистые разнонаправленные текстуры, высокая зрелость осадка, незначительная и изменчивая мощность, региональное положение позволяют отождествлять свиту со шлировой формацией. Во всем палеозое известны лишь два стратона (тирлянская и хлебодаровская свиты) с аналогичными условиями осадконакопления. Отсутствие примеси обломков подстилающих докембрийских пород (среди которых отмечались в том числе и основные вулканиты) свидетельствует о том, что область питания была удалена и, вероятно, располагалась вне пределов современного Урала.

Распространение вышележащих подразделений девона совпадает с областями выходов такатинской свиты. Они выделены на основе биостратиграфического метода, их состав не отличается разнообразием. Подавляющее большинство свит отвечает одноименным таксонам региональной шкалы.

*Ваняшкинская и вязовская свиты* представлены темно-коричневато-серыми тонкозернистыми слоистыми известняками с отдельными пропластками тонколистоватых черных аргиллитов (мощность которых больше в основании разреза) и мергелей; в известняках отмечается фауна остракод.

*Койвенская свита* сложена песчаными мергелями, глинистыми и полидетритово-криноидными известняками; обилие фауны резко отличает ее от подстилающих осадков, в разрезе собраны руководящие формы ругоз и брахиопод, в средней и верхней частях присутствуют колонии строматопорат и многочисленные остатки криноидей. В разрезах бассейна р. Инзер стратон сложен преимущественно серыми и темно-серыми битуминозными известковистыми песчаниками; в низах терригенной пачки над кровлей вязовских известняков фиксируется прослой песчанистых аргиллитов,

переполненный прекрасно сохранившимися остатками девонских медуз *Palaeonectris concentrica* Ваг., известных в отложениях Германии.

*Бийская свита* выполнена темно-серыми, а в верхах – светло-серыми (почти белыми), реже розовато-серыми однородными тонкозернистыми или полидетритово-криноидными известняками.

В *афонинской свите* распространены темно-серые, почти черные известняки с прослоями черных карбонатно-глинистых битумсодержащих сланцев; в ряде интервалов отмечается дробное переслаивание известняков и тонкозернистых терригенных пород.

*Чусовская свита* сложена темно-серыми глинисто-известковистыми песчаниками, в подошве ее наблюдаются разнозернистые кварцевые песчаники с галькой и окатанными гравийными обломками светло-серых известняков бийской свиты. Наиболее типичные разрезы чусовской свиты известны в западной половине Каратауского выступа, где она образована светло-серыми кварцевыми и глинистыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, реже темно-серых битумсодержащих песчаников; в верхах появляются маломощные прослои глинистых и песчаных известняков.

*Чеславская свита* представлена темно-серыми известняками с линзами желтовато-серых кремнистых алевролитов.

*Рязькая серия* объединяет отложения, соответствующие интервалу от пашийского по мендымский горизонты. В разрезе участвуют пестроцветные глинистые песчаники с прослоями светло-серых кварцевых песчаников, гравелитов и алевролитов, а также буровато-серых или темно-серых слоистых известняков, редко карбонатно-глинистых сланцев.

*Зилимская серия* сложена алевролитами и глинистыми известняками с пластами бобово-оолитовых шамозит-бёмитовых бокситов (мощностью до 0,3 м) и светло-серых кварцевых песчаников (мощностью до 1 м), а выше – доломитами и известняками (часто доломитизированными), относящимися к макаровскому горизонту; разрез фаунистически охарактеризован полно [106].

Суммарная мощность всех перечисленных подразделений колеблется от 200 до 700 м.

Такатинская свита – благоприятная среда для локализации (вторичный коллектор) палеороссыпей золота и алмазов. Существенно карбонатные подразделения вмещают месторождения и проявления бокситовой карбонатной формации и горючих сланцев.

Новоусмановская и ибрагимовская толщи объединены (D<sub>1-3</sub>пц+ib) рассматриваются совместно по условиям масштаба картографирования. Подразделения распространены в Верхнеюрюзанско-Баракальской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ, где наращивают силуру Южно-Уралтауского района [81].

*Новоусмановская толща* получила название по с. Новоусманово, к ней отнесены ранне-среднедевонские терригенные отложения, имеющие нормальные стратиграфические контакты как с подстилающими, так и перекрывающими осадками. Опорный разрез располагается в бассейне р. Бетеря. Нижняя его часть представлена разнозернистыми (часто гравелитистыми) плохосортированными кварцевыми песчаниками (слои от

0,5 до 5 м) в чередовании с зеленовато-серыми кварцевыми алевролитами и черными углисто-глинистыми сланцами. Вверх по разрезу мощность и содержание песчаников уменьшаются. Довольно часто в пачке фиксируются линзы и прослой темно-серых известняковых псаммитов и псефитов мощностью от 0,1 до 0,5 м. Псефитовые разности включают также терригенные обломки сланцев, кварцитов и серпентинитов, составляющие до 50% объема кластики. В этих прослоях собраны лоховские конодонты *Ozarkodina confluens* (Branson et Mehl), *Icriodus* aff. *woschmidti* Ziegler, *Panderodus recurvatus* (Rhodes), *P. unicostatus* (Branson et Mehl) и др. Выше в алевролитах найдены эмские криноидеи *Amerocrinus* ex gr. *imatchensis* Yelt et Dubat, *Hexacrinites?* sp. indet. и конодонты *Oulodus* sp., *Ozarkodina excavata excavata* (Branson et Mehl), *O. confluens* (Branson et Mehl), *Pandeorinellina* sp., *Icriodus* aff. *woschmidti* (Ziegler), *Panderodus recurvatus* (Rhodes), *P. unicostatus* (Branson et Mehl). Еще выше стратиграфически в разрозненных обнажениях вскрываются темно-серые и черные углефицированные кварцевые алевролиты (с тонкими прослоями кварцевых песчаников), содержащие животские конодонты *Polignathus* cf. *limitaris* Ziegler et Klapper, *Pol.* cf. *ovatinodosus* Ziegler et Klapper, *Pol.* cf. *pseudofolius* Wittekindt. Кровля толщи описана по коренным выходам на правобережье р. Бетеря, где залегают светло-серые массивные разнозернистые кварцевые песчаники в чередовании с темно-серыми параллельнослоистыми мелкозернистыми кварцевыми песчаниками и темно-серыми кремнистыми (иногда углефицированными) алевролитами. Выше располагается пачка переслаивания зеленовато-серых граувакковых песчаников и алевролитов (с маломощным – до 5 м – прослоем кремнистых алевролитов), относящаяся уже к ибрагимовской толще. Кроме вышеназванных органических остатков в средней части разреза определен эйфельский конодонтовый комплекс: *Belodella* cf. *resima* (Philip), *Icriodus* sp., *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *Pol.* cf. *pseudofolius* Wittekindt, *Tortodus* aff. *kockelianus kockelianus* (Bischoff et Ziegler). Признаки даже незначительных стратиграфических перерывов как в кровле, так и в подошве стратона отсутствуют. С учетом силурийского возраста подстилающей тупоргасской свиты и франского возраста перекрывающей ибрагимовской толщи время формирования этого подразделения определяется ранним–средним девоном. Мощность новоусмановской толщи от 300 до 600 м.

Ибрагимовская толща ранее относилась к основанию вышележащей зилаирской свиты [254] либо включалась в состав бетринской свиты [256]. Подразделение наращивает новоусмановский разрез на западном крыле Уралтауского антиклинория или слагает узкие тектонические клинья в зоне Западно-Уралтауского разлома. Опорные разрезы располагаются вблизи с. Ибрагимово. Площади выходов стратона на поверхность ограничены; естественные обнажения встречаются в береговых обрывах рек Бетеря, Суваняк, Зилаир. Как в опорном разрезе, так и иных выходах толща представлена параллельнослоистыми кремнистыми алевролитами (с характерной контрастной черной и белой окраской) в переслаивании с граувакковыми или углисто-глинистыми алевролитами и песчаниками.

В алевролитах собраны конодонты *Polygnathus* aff. *dengleri* Bischoff et Ziegler, *Icriodus* cf. *symmetricus* Branson et Mehl, *Mesotaxis* cf. *asymmetricus* (Bischoff et Ziegler). В районе с. Яумбаево в толще обнаружены *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassler, *Palmatolepis linguiformis* Müller, *Pa.* cf. *subrecta* Miller et Youngquist, *Pa. timanensis* Klapper, Kuzmin et Ovnatanova, *Polygnathus aequalis* Klapper et Lane, *Pol. azygomorphus* Aristov, *Pol.* aff. *brevilaminus* Branson et Mehl, характеризующие аскынский горизонт верхнего франа. Контакт с перекрывающей зилаирской свитой относительно уверенно фиксируются на правобережье р. Бетеря у с. Новоусманово, где с постепенным переходом, но быстро (в интервале до 1 м) начинают преобладать граувакковые песчаники зилаирской свиты. Петрографические и петрохимические параметры ибрагимовской толщи являются типичными для гипержелезистых силицитов региона [81]. Мощность подразделения на площади листа меняется от 80 до 100 м.

Суммарная мощность объединённых стратонов достигает 800 м. Нижняя псефито-псаммитовая полициклическая часть разреза обладает переменной мощностью и, вероятно, представляет собой проксимальную часть конусов выноса на палеоконтинентальном склоне. Прослои известковых микститов являются продуктами локального размыва карбонатного шельфа. Палеогеодинамическая обстановка формирования средней и верхней («алевро-псаммитовых») частей разреза остается не совсем ясной. Относительно тонкое переслаивание алевролитов и песчаников свидетельствует о понижении динамики флишоидного бассейна, что, возможно, связано с нарастающей трансгрессией. В этом случае можно говорить о том, что новоусмановская толща в целом представляет собой девонский «турбидитный цикл». Близкими свойствами обладают и ордовикско-силурийские отложения Зилаиро-Лемвинской СФЗ, которые в совокупности с девонско-раннекаменноугольными составляют единый мегацикл мощностью 1500–2000 м. Уменьшение величины элементарных ритмов вверх по разрезу весьма характерно для циклических формационных рядов, и в этой связи сопоставление новоусмановской толщи с флишоидной формацией выглядит весьма убедительно. Условия формирования ибрагимовских гипержелезистых кремнистых и омарганцованных глинистых осадков ограничивают глубину седиментации батинальной зоной континентальной ступени. Вероятно, данное осадконакопление является закономерным продолжением новоусмановского турбидитного цикла и соответствует флишоидной углеродисто-силицитовой градации.

Ибрагимовская толща вмещает оруденение марганцевой терригенно-кремнистой формации и является благоприятной средой для локализации объектов золото-сульфидно-кварцевой и золоторудной черносланцевой формаций.

Актауская, улутауская и мукасовская свиты объединённые ( $D_{1-3ak-mk}$ ) картируются в Вознесенско-Присакмарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ, в пределах Таналыкской антиклинали, где слагают крылья пликативных форм высоких порядков. Как и для иных подобных случаев, причиной объединения стратонов выступает масштаб

картографирования. Соотношения упомянутых подразделений сложны. В отдельных случаях актауская свита полностью заполняет девонский стратиграфический интервал, в других она группируется только с мукасовской или же с улутауской и мукасовской свитами.

*Актауская свита* установлена В. Л. Масловым и О. В. Артющковой в 1987 г. [145]. Стратотип находится вблизи д. Актау, где на баймак-бурибайских субвулканических риодацитах залегают красные и полосчатые (зелено-бурые) силициты с конодонтами зоны *patulus*. Основание представлено красными яшмами мощностью до 10 м, выше наблюдаются пачка переслаивания зеленовато-серых тонкослоистых кремнистых алевролитов и аргиллитов (мощностью до 15 м) и пласт граувакковых песчаников мощностью до 25 м. Среднюю часть свиты (до 50 м) выполняют конгломераты, гравелиты и граувакковые песчаники; кластический материал хорошо окатан и представлен обломками (от 0,01 до 0,2 м) дацитов, базальтов, андезибазальтов и красных яшм. Верхняя часть разреза (до 15 м) сложена зеленовато-серыми кремнистыми сланцами (с прослоями кремнистых аргиллитов и разноцветных яшм), содержащими конодонты *Polygnathus costatus* Klapp., *Pol. cf. robusticostatus* Bisch. et Ziegl., *Pol. pseudofolius* Witt., *Pol. cf. linguiformis linguiformis* Hinde, характерные для зоны *australis*. Выше располагается мукасовская свита со специфичной конодонтовой фауной. В других разрезах фиксируется контакт актауских силицитов с туфотерригенными породами и эффузивами улутауской свиты или песчаниками зилаирской свиты. Во всех случаях отложения связаны согласными переходами без видимых следов размыва. Максимальный стратиграфический интервал актауской свиты соответствует 17 конодонтовым зонам (*patulus–punctata*), т. е. от верхов эмса по средний фран [18, 19]; мощность ее до 250 м. Учитывая тот факт, что в своем максимальном объеме свита является возрастным аналогом ирендыкской, карамалыташской, а в ряде случаев – еще и улутауской и мукасовской свит, сделан вывод о конденсированном характере разреза. Однако наличие псефито-псаммитовых пород в составе подразделения не является признаком «конденсации» и может свидетельствовать о кратковременности осадконакопления, по крайней мере для отдельных возрастных промежутков.

Состав и строение двух других (*улутауской и мукасовской*) свит типичен для этих подразделений и приведен ниже. Мощность объединённых таксонов достигает 1000 м. Актауская и мукасовская свиты вмещают объекты марганцевой терригенно-кремнистой рудной формации.

Узянбашская толща ( $D_{2ub}$ ) принадлежит к Западно-Магнитогорской СФЗ; как самостоятельное подразделение выделена при ГДП-200 [77]. Распространена в восточной части Кракинского аллохтонного отторженца в бассейнах рек Узян и Кага, где слагает блоки в серпентинитовом меланже кракинского тектоногенного комплекса. Опорный разрез составлен по коренным обнажениям правобережья р. Узян. В строении толщи принимают участие зеленые массивные (иногда с шаровой отдельностью) вариолиты и гиабазальты, включающие отдельные разрозненные прослой кремнистых алевролитов и углисто-глинистых сланцев. Вулканиты миндалекаменные, в основной ткани преимущественно стекловатые или

гиалопилитовые; относятся к натриевым умеренноглиноземистым породам нормального ряда. По уровню концентрации большинства микроэлементов эффузивы ближе всего к карамалыташским базальтам. Форма графика распределения содержаний РЗЭ очень близка к таковой для базальтоидов ирендыкской и карамалыташской свит. Весьма специфической петрохимической характеристикой обладают метасоматически измененные базальты со средним содержанием  $\text{SiO}_2$  – 41,77%,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 0,91\%$ , суммарного железа – 9,82%,  $\text{TiO}_2$  – 0,65%,  $\text{CaO}$  – 3,02%. По сравнению с гиабазальтами в них резко повышены концентрации типоморфных элементов ультраосновных пород – Cr (в 6 раз), Ni (в 19,5 раза), Co (в 2 раза), Ge (в 1,7 раза). В то же время содержания таких элементов как Sr, Ba, V, Cu, Mo, Ga, P, Sc, Y, Zr снижены в 1,6–3,6 раза, а Ti – в 7,3 раза. С точки зрения авторов записки, данные породы сформированы в результате процесса десиликации базальтоидов, вызванной взаимодействием толщи с ультрамафитами кракинского комплекса.

В прослоях кремнистых алевролитов собраны конодонты *Polygnathus* sp., *Ozarkodina* sp., которые, по заключению О. В. Артюшковой, имеют среднедевонский облик. Учитывая полную корреляцию ряда признаков с карамалыташской свитой и палеонтологические данные, возраст подразделения принят эйфельским. Стратиграфические соотношения с более молодыми и более древними отложениями не известны. Мощность подразделения более 1000 м. Согласно известной классификации (Mullen, 1983), вулканы соответствуют базальтам островных дуг, принадлежат к контрастно дифференцированной базальт-риолитовой формации [85].

Карамалыташская и бугулыгыльская свиты объединены ( $D_2kr + bg$ ) относятся к Западно-Магнитогорской СФЗ.

*Карамалыташская свита* впервые описана Ф. И. Ковалевым в 1944 г. в районе пос. Старый Сибай [114]. На площади листа наибольшее распространение подразделения получило в Узынкыро-Сибайской подзоне. Области выходов ее на дневную поверхность, как правило, те же, что и для ирендыкской свиты. Стратон сложен преимущественно лавами темно-зеленых массивных миндалекаменных базальтов (иногда с шаровой отдельностью) с прослоями (0,5–5 м) силицитов – красных полосчатых яшм, радиоляритов или кремнистых алевролитов, чередующихся по разрезу через 10–80 м. В средней и верхней частях свиты систематически фиксируются потоки лав светло-серых массивных порфировых риолитов и риодацитов мощностью до 70 м; при разделении ее на более дробные таксоны этот интервал соответствует верхней подсвите.

*Бугулыгыльская свита* согласно залегает на карамалыташских породах и представлена преимущественно красными или сургучными яшмами, а также радиоляритами. Мощность подразделения меняется от первых метров до 100 м. Выше красных яшм залегают пестрые по составу образования улутауской свиты (см. ниже); контакт чаще всего нормальный без признаков несогласий, иногда в основании последней фиксируются туфогенно-осадочные брекчии. Возраст обоих подразделений определен по конодонтам из яшм; в них собраны *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klapp., *P. cf. linguiformis linguiformis* Hinde, *P. cf. trigonicus* Bisch. et Ziegl.,



*P. cf. pseudofoliatus* Witt. и др., чей стратиграфический интервал ограничен эйфелем, зонами *costatus-kockelianus* [19]. Суммарная мощность картографируемого таксона от 1600 до 2000 м.

Согласно классификации (Mullen, 1983), карамалыташские базальты соответствуют толеитам островных дуг и относятся к контрастно дифференцированной базальт-риолитовой формации [77]. Фациальными и возрастными аналогами подразделения в Восточно-Магнитогорской СФЗ являются александринская и сатубалбинская толщи, а также гумбейская свита.

Карамалыташские субвулканические образования ( $\zeta D_2kr$ ) в виде площадных картируемых тел представлены только кислыми магматитами – штоками, куполами дацитов и риодацитов. Максимальное их развитие отмечается среди карамалыташских и ирендыхских эффузивов на юге площади распространения названных стратонов. С нижней частью карамалыташской свиты ассоциируют линейные секущие тела – дайки лейкобазальтов, долеритов; «площадные» субвулканические базальты и андезибазальты на поверхности не обнажены и вскрываются в скважинах. С эффузивами верхней части подразделения связаны упомянутые дациты и риодациты [197]. Форма большинства таких тел сложная и представляет собой сочетание крутозалегающих подводящих каналов и отходящих от них пологих апофиз, располагающихся на разных гипсометрических уровнях; реже это протяженные субпластовые тела и купола. Базальты и андезибазальты, связанные с нижекарамалыташской подсвитой, обладают сходными петрохимическими параметрами с эффузивными аналогами. Различие заключается лишь в том, что на диаграммах субвулканические породы располагаются по границе полей толеитовой и известково-щелочной серий. Дациты и риодациты (относимые обычно ко второй фазе) имеют близкие петрохимические и петрофизические характеристики с эффузивами верхней подсвиты. Все субвулканические образования обладают типовым петрографическим составом.

Возраст карамалыташских субвулканических образований, как и время формирования связанных с ними пространственно и генетически эффузивов, принимается среднедевонским. С карамалыташским вулканическим комплексом (включающим как одноименную свиту, так и синхронные секущие образования) связано оруденение медноколчеданной, медно-цинковоколчеданной и марганцевой терригенно-кремнистой формаций.

Ярлык аповская свита ( $D_2jr$ ) относится к Западно-Магнитогорской СФЗ, впервые описана вблизи д. Ярлыкпавово [145]. Она распространена в центральной части листа, протягиваясь узкой полосой от оз. Банное на севере до южной его рамки. Разрез состоит главным образом из красных, сургучных, желтых (иногда белых или серых) колломорфных слоистых «калевропелитовых» яшм с текстурами взмучивая. Текстурные особенности обусловлены различными концентрациями в породе минералов окисных и закисных форм железа (красная или зеленая окраска), количественно достигающих в отдельных прослоях 70% объема. Халцедон с различной примесью окислов железа может составлять до 90%. Концентрация радиоларий в некоторых слоях достигает 15%, и по этому критерию кремнистые

породы могут диагностироваться как радиолариты. В единичных шлифах встречены разноориентированные слюды.

Фаунистически свита охарактеризована хорошо: в яшмах собраны конодонты *Polignathus* ex gr. *costatus* Klapp., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde., *Pol. cf. pseudofoliatus* Witt., *Pol. cf. eiflius* Bisch. et Ziegl., *Pol. cf. trigonicus* Bisch. et Ziegl., *Tortodus* cf. *obliquus* (Witt.), характерные для Эйфеля (зоны *australis* и *kockelianus* конодонтовой шкалы). Мощность подразделения в стратотипической местности достигает 120 м.

Традиционно считается, что накопление кремнистых алевролитов (а яшмы, несомненно, являются крайними членами в ряду повышения кремнеземистости алевропелитов) характерно для глубоководных батинальных бассейнов океанической ступени. Полное отсутствие известняков трактуется как показатель глубин ниже предела карбонатонакопления. С этим же связывается присутствие исключительно неприкрепленных (свободно перемещающихся) органических форм. Для силицитов типична замедленная седиментация («сокращение разреза») и соседство с океаническими базальтами или дистальными турбидитами. В нашем случае «конденсация» разреза весьма условная и связана только с выклиниванием карамалыташских эффузивов, а пространственно яшмы ассоциируют с контрастно дифференцированной формацией. Не исключено, что ярлыкаповские осадки свидетельствуют о застойных условиях островодужного бассейна, а нарушение экоусловий связано с активной гидротермальной деятельностью, привнесом кремнезема, железа и марганца. В этих обстановках происходит накопление марганцево-железисто-силицитовой субформации [77]. Свита вмещает объекты марганцевой терригенно-кремнистой рудной формации.

Александринская толща (D<sub>2al</sub>) описана в Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, где слагает широкие поля на левобережье р. Урал. На фоне преобладания в разрезе базальтоидов в верхней его части фиксируются кислые вулканиты, составляющие до 30% объема толщи [78, 83]; она изучена главным образом по результатам бурения поисковых скважин.

Состав стратона характеризуется невыдержанным частым чередованием основных и кислых лав, лавокластитов и кластолав, редко – их туфов, а также туффитов, туфогравелитов, туфопесчаников, яшм, радиоларитов. В толще совмещены вулканиты нескольких петрогеохимических серий. В северной части подзоны преобладают толеитовые островодужные эффузивы. Здесь большой объем кислых пород представлен мелко- и крупнопорфировыми плагиоклазовыми, кварц-плагиоклазовыми, амфибол-кварц-плагиоклазовыми дацитами, риодацитами и риолитами с фельзитовыми, микролитовыми, сферолитовыми, витрофировыми, микролитозернистыми структурами основной массы в различных сочетаниях. В них отмечаются микропегматоидные сростки кварца и плагиоклаза, а также ксенолиты плагиогранитов и мелкие оплавленные шлиры микрозернистых хлоритизированных мафических пород. Эти особенности в комплексе с относительно высоким общим содержанием РЗЭ (при преобладании легких) и наличием ярко выраженной положительной европиевой аномалии подтверждают вывод о кристаллизации вулканитов из палингенных коровых магм.

На юге подзоны (вблизи месторождения Александринское) в низах разреза широко развиты афировые и мелкопорфировые пироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты, которые по своим характеристикам относятся к «промежуточным» между островодужными толеитами и известково-щелочными магматитами. К признакам принадлежности их к толеитам относятся подушечное строение лав, поздняя кристаллизация магнетита, отчетливо выраженный рост железистости и титанистости в ходе эволюции клинопироксенов и их высокая кальциевость, рост титанистости от базальтов к андезибазальтам, низкое содержание литофилов и РЗЭ. С базальтами известково-щелочной серии их сближает наличие туфов и порфировых пород, относительно повышенная щелочность, пониженная общая железистость, низкое отношение  $FeO^1/MgO$ , обогащенность тугоплавкими элементами, повышенные величины отношений  $Ni/Co$ ,  $Zr/Y$ ,  $La/Yb$ , надкларковые содержания Rb и т. д. Особенно показательны «промежуточный» характер распределения в них РЗЭ.

В верхней части толщи (район Александринского месторождения) присутствует набор вулканитов, включающий порфировые базальты, андезибазальты, исландиты, дациты, риодациты, риолиты, которые по своим петрогеохимическим особенностям относятся к дифференциатам магм известково-щелочной петрогеохимической серии. Среди них преобладают плагиоклазовые, роговообманково-плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые средние и кислые породы с фельзит-микролитовой, микролитозернистой, метасферолитовой структурой. Базальты и андезибазальты заметно отличаются меньшими содержаниями Fe, Ca, повышенными – Mg, K. Кислые породы содержат (по сравнению с однотипными образованиями толеитовой серии) значительно меньше Fe, больше Mg. От вулканитов «палингенной» известково-щелочной серии они отличаются несколько пониженными содержаниями Ca, Mg и повышенными – щелочей.

Возраст толщи определен находками в прослоях яшм эйфельских кондонтов *Polygnathus cf. eiflius* Bisch. et Zieg., *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde., *Pol. cf. pseudofoliatius* Witt. и др., специфичных для лангурского горизонта и аналогичных собранным в карамалыташской свите [18]. Контакт с перекрывающей урлядинской толщей согласный. Мощность подразделения до 2000 м.

*Александринские субвулканические образования* распространены среди разновозрастных эффузивов и туфов одноименной толщи, с которыми составляют единый вулканический комплекс. Слагают купола риодацитов, реже дацитов, риолитов ( $\lambda\zeta D_2al$ ), а также дайки и внеслабные штоки базальтов ( $\beta D_2al$ ), секущих стратифицированные отложения. С однотипными эффузивами имеют сходные петрографические, петрофизические, петрохимические и геохимические характеристики. С кислыми породами александринского вулканического комплекса связано оруденение медно-цинковоколчеданной и полиметаллически-колчеданной формаций.

Гумбейская свита ( $D_2gm$ ) выделена коллективом авторов при ГДП-200 листов N-40-XXIV, XXX; доминирует в одноименной подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, где хорошо обнажена по берегам рек Курасан, Хлебinka, Таш-Елга и др. Сложена базальтами и андезибазальтами

порфиrowыми плагиоклаз-пироксеновыми, их лавокластитами, тефроидами и туфами нормального (реже – умереннощелочного) ряда, а также яшмами; в верхней части присутствуют прослой андезитов, дацитов, риодацитов и их туфов. Вулканиты в целом занимают «промежуточное» положение между нормальной и умеренной щелочностью. По соотношению компонентов-индикаторов основные эффузивы весьма близки к «среднему островодужному базальту» [78]. По распределению РЗЭ они являются аналогами образований известково-щелочной петрохимической серии. Для них характерно явное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. Повсеместно развито зеленокаменное перерождение пород; в большей восточной части ареала своего распространения свита изменена в фации зеленых сланцев динамотермального метаморфизма. В породах очень неравномерно распределены агрегаты мелкоигльчатого актинолита, эпидота, биотита.

В нескольких пунктах яшмы содержат конодонты эйфеля; перекрывающая новобуранная толща охарактеризована фауной бродовского горизонта. В средней части свиты определены конодонты лангурского горизонта, а в верхах – органические остатки высотинского горизонта. Таким образом, гумбейская свита соответствует эйфельскому и живетскому (низ) ярусам [76]. Нижний контакт с карагайской толщей и верхний с новобуранной толщей стратиграфически согласные. Мощность стратона 2000–2700 м. Подразделение является благоприятной средой для локализации золото-серебряного оруденения гидротермального вулканогенного типа.

С а т у б а л б и н с к а я т о л щ а (D<sub>2st</sub>) выделена В. Л. Алексеевым [235]; относится к Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, участвует в строении крупных тектонических блоков на юго-востоке листа. Она сложена преимущественно базальтовыми туфами, в меньшей степени лавами того же состава, включающими прослой лав и туфов дацитов, туффитов и кремнистых пород. Толща почти не обнажена и изучена в структурных, картировочных и поисковых скважинах [244]. Исключение составляют кремнистые породы, вскрытые карьерами по добыче щебня и изредка наблюдаемые в развалах.

В нижней части стратона наблюдается чередование миндалекаменных афировых базальтов и карбонат-эпидот-хлоритовых ортосланцев; в верхней – переслаивание туффитов, агломератовых, псефитовых и псаммитовых туфов базальтов, кремнистых алевролитов, кремнистых туффитов и яшмоидов. В заброшенном карьере, расположенном восточнее шоссе пос. Кваркено–пос. Коминтерн, зафиксирована пачка красных яшм с редкими прослоями белых прозрачных силицитов. Туфы преимущественно литокристаллокластические, сложены обломками (2–10 см) порфиrowых базальтов, составляющих 10–20% объема породы, а также содержат кристаллокласты таблитчатого сосюритизированного плагиоклаза и сравнительно свежего пироксена. Туффиты состоят из угловато-округлых обломков яшм, туфопесчаников, кремней (часто с радиоляриями), базальтов, хлоритизированного стекла основного состава, осколков пироксена, зерен плагиоклаза и кварца. Базальты имеют подушечное строение, афировую, реже мелкопорфиrowую структуру. Вкрапленники (размером 0,3–2 мм) составляют до 20% породы и состоят из таблитчатого альбитизированного плагиоклаза

и уралитизированного пироксена. В миндалекаменных базальтах округлые выделения (до 20%) выполнены карбонатом и хлоритом, а основная масса превращена в интенсивно гематитизированный гранобластовый агрегат кальцит-эпидот-альбит-хлоритового состава.

Толща хорошо охарактеризована фаунистически: в яшмах найдены конодонты эйфеля (зоны *australis* и *kockelianus*); по этому признаку она полностью коррелируется с карамальташской свитой [87]. Границы подразделения тектонические, мощность его до 1500 м. Сатубалбинская толща является благоприятной средой для локализации объектов медноколчеданной и марганцевой терригенно-кремнистой рудных формаций.

Сарбаевская свита ( $D_{2-3sr}$ ), образованная пестроцветными силикатами, глинисто-кремнистыми и углисто-глинисто-кремнистыми аргиллитами, алевролитами с прослоями песчаников и туффитов, распространена крайне ограничено в Бердяшко-Сыроостанской подзоне Зилаир-Лемвинской СФЗ, у южной рамки трапеции. Там она слагает северный фрагмент тектонического блока; площадь выхода не превышает 10 км<sup>2</sup>. Соотношения с подстилающими образованиями не ясны, с верхнедевонско-нижнекаменноугольной зилаирской свитой этот стратон контактирует по разломам.

Южнее площади листа в сарбаевской свите собраны конодонты зон *Tortodus kockelianus*–*Palmatolepis rhenana*, что соответствует интервалу от верхов эйфеля по фран. Мощность подразделения здесь не превышает 200 м. За пределами территории в свите локализованы объекты марганцевой терригенно-кремнистой формации.

Карамальташская, бугулыгырская, улутауская и мукасовская свиты объединённые ( $D_{2-3kr+mk}$ ) картографируются совместно на крайнем юге площади по причинам различной изученности там этих таксонов. Состав, сложение и соотношения названных подразделений принимаются аналогичными выше- и нижеописанным. Суммарная мощность до 1500 м.

Улутауская и мукасовская свиты объединённые ( $D_{2-3ul+mk}$ ) широко распространены в Западно-Магнитогорской СФЗ. Мукасовская свита имеет небольшую мощность, но обладая характерными индивидуальными свойствами, играет «маркирующую» роль при крупно- и среднемасштабном картировании.

*Улутауская свита* впервые описана Л. С. Либровичем в 1932 г., название по хр. Улутау [138]. В дальнейшем состав и строение таксона изучались (и уточнялись) большой группой авторов [18, 145, 197 и др.]. В настоящее время это подразделение считается сложенным в основном вулканокласто-терригенными породами, однако признаются и довольно широкие вариации состава по площади листа.

Преимущественно вулканогенный разрез с туфами, тефроидами и потоками лав андезитов, андезибазальтов, базальтов, реже дацитов, риодацитов, плагиориолитов, включающими прослой и линзы осадочных пород, распространён на севере Западно-Магнитогорской зоны. Туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, граувакковые песчаники и алевролиты с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, радиоляритов, яшм и фтанитов, с линзами

известняков и редкими пластами базальтовых лав – в средней и южной ее частях. Так, например, в районе д. Кужан вулканогенная составляющая вообще не обнаружена, а разрез представлен ритмичным флишеидным чередованием граувакковых песчаников и алевролитов. В бассейне р. Большой Кизил, в тектоническом блоке зоны ГУР, напротив, свита нацело состоит из кластолав базальтоидов и только в нижней части появляются прослойки терригенных вулканомитковых пород. В объеме свиты собраны живецкие и раннефранские строматопораты, брахиоподы, криноидеи, а также конодонты 12 зон (от *Polygnathus xylus ensensis* до основания *Palmatolepis punctata*), что в совокупности определяет возраст свиты в интервале от верхов эйфеля по низы франа.

Таким образом, для улутауского времени в целом характерны существенно различающиеся по латерали обстановки осадконакопления в пределах Магнитогорской палеоостроводужной системы. В частности, выделяется последовательно дифференцированная базальт-андезит-риолитовая вулканическая формация, другие группы осадков сопоставляются с «островодужной перерывно-турбидитной формацией» или с «вулканогенно-осадочным (островодужным) флишем» [77]. Мощность подразделения также имеет большие вариации по площади листа и составляет от 200 до 2000 м. С вулканогенным разрезом улутауской свиты ассоциируют одноименные субвулканические, экструзивные и жерловые образования (см. ниже).

*Мукасовская свита* выделена в 1932 г. Л. С. Либровичем с названием по д. Бол. Мукасево (Мукасово-1) в Баймакском районе Башкирии, впоследствии детально изучена сотрудниками лаборатории стратиграфии палеозоя ИГ РАН (г. Уфа) [18, 145]. В стратотипической местности подразделение представлено переслаиванием темно-серых, черных иногда пестроокрашенных параллельнослоистых кремнистых (с различной степенью омарганцованности) алевролитов и серых глинисто-кремнистых алевролитов. Алевролиты и алевропелиты имеют поровый слюдисто-железистый цемент. В отдельных срезах наблюдаемая слоистость обусловлена концентрациями железистой примеси или углисто-глинистого материала. В силицитах повсеместно отмечаются остатки радиолярий, в отдельных случаях – до 20% объема породы (радиоляриты). Состав и сложение свиты кардинально не меняются по площади листа (в отдельных местах фиксируются прослойки яшм, фтанитов, кремнистых туффитов, туфоалевролитов) и в этой связи, учитывая также хорошую обнаженность и дешифрируемость, она является своеобразным маркирующим подразделением. Возраст стратона согласно сборам конодонтов соответствует среднему–позднему франу (зоны *punctata*, *hassi*, *jamieae*, *rhenana*) [18, 19, 72, 145]. Перекрывается свита базальтоидами бугодакской толщи (согласно) или (с размывом) песчаниками и алевролитами зилаирской свиты, в отдельных случаях на ней залегают биягодинские турбидиты. Мощность подразделения меняется от 30 до 400 м. Состав, текстурно-структурные особенности пород, набор органических остатков, петрогеохимические характеристики и геодинамические условия формирования близки к ибрагимовскому эпизоду (см. выше) и соответствуют, по мнению некоторых исследователей, «флишеидной углеродисто-силицитово-формации» [77].

Суммарная мощность объединённых стратонов от 500 до 2300 м. Улутауский вулканический комплекс, включающий одноименную свиту и синхронные секущие образования (см. ниже), вмещает оруденение медно-колчеданной формации; мукасовская свита – объекты марганцевой терригенно-кремнистой рудной формации, месторождения и проявления пеллочных яшм. Формационными аналогами свит в Восточно-Магнитогорской СФЗ являются соответственно урлядинская и бабарыкинская толщи.

Улутауские субвулканические образования ( $\lambda_{\zeta}D_{2-3ul}$ ) являются составной частью вулкано-тектонических структур центрального типа, где развиты купола и экструзии риодацитов, дацитов, плагиодацитов, плагиориолитов, некки и малые штоки андезитов, андезибазальтов, диорит-порфиритов, базальтов. Картографируемые в данном масштабе тела распространены ограниченно на севере Узынкыро-Сибайской подзоны; среди них наибольшей площадью обладают кислые разности. Петрохимические, геохимические, петрофизические их параметры сходны с однотипными эффузивами.

Урлядинская и бабарыкская толщи объединённые ( $D_{2-3ug+bk}$ ) выделяются в Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ.

*Урлядинская толща* сложена лавами и лавокластитами андезитов, андезибазальтов, реже порфиоровыми базальтами, андезидацитами, дацитами, риодацитами, риолитами, их туфами, а также туффитами с прослоями гравелитов, туфопесчаников, яшм, радиоляритов и линзами известняков. Наиболее полные разрезы изучены по результатам бурения северо-западнее пос. Бабарыкинский [83]. Для толщи характерен пестрый состав, изменчивость по латерали и значительные колебания мощности. Среди лав преобладают порфировые андезиты, во вкрапленниках которых доминирует сильно сосюритизированный плагиоклаз. Чисто осадочные фрагменты разреза обычно представляет собой переслаивание граувакковых песчаников и гравелитов с примесью обломков известняков. Туфы и терригенные породы иногда замещаются органогенно-детритовыми известняками с включениями пирокластического материала. Вулканы претерпели зеленокаменное перерождение. Комплекс фауны типичен для живетского яруса; в верхней части разреза в туфопесчаниках установлены остракоды, характерные для нижнего франа. Контакт с перекрывающей бабарыкинской толщей считается согласным [78]; мощность стратона 300–1500 м.

*Бабарыкинская толща* в крупном и среднем масштабе картируется в виде узких извилистых полос. Сложена силицитами – черными и темно-серыми кремнистыми алевролитами (включающими пропластки радиоляритов и спонголитов), кремнистыми аргиллитами, яшмами, а также (реже) гравелитами, песчаниками, алевролитами; редко встречаются линзы известняков. На дневной поверхности наблюдаются развалы и высыпки только существенно кремнистых пород. В разрезах, изученных по керну глубоких скважин, силициты обычно составляют около половины объема толщи и лишь в отдельных случаях резко преобладают. Тем не менее, именно они создают облик стратона, который, как и мукасовская свита, является по сути «маркирующим горизонтом». Возраст толщи отвечает среднему и

верхнему флангу, а также самым низам фамена, объем соответствует губинскому горизонту [78]. Контакт с перекрывающей аблязовской толщей согласный. Мощность подразделения меняется от 70 до 200 м.

Суммарная мощность объединённых таксонов колеблется от 470 до 1700 м; наибольшие значения установлены на севере подзоны, где в разрезе урлядинской толщи сосредоточен максимальный объем вулканитов. С урлядинской толщей ассоциируют тела малоглубинных секущих вулканитов (см. ниже); она вмещает оруденение медно-цинковоколчеданной формации. Бабарыкинская толща благоприятна для локализации объектов марганцевой терригенно-кремнистой рудной формации.

*Урлядинские субвулканические образования* входят в состав вулканических построек, в которых среди нестратифицируемых тел преобладают купола дацитов и риодацитов, реже *риолитов* ( $\zeta D_{2ur}$ ); линейные формы представлены различными по протяженности (0,1–10 км) дайками габбропорфиритов, габбро и габбродолеритов, редко – небольшими штоковыми дайками *габбродиорит-порфиритов* ( $vD_{2-3ur}$ ). Породы близки по микроэлементному составу и химизму к соответствующим по основности стратифицируемому вулканитам одноименной толщи и являются аналогами подобных же улутауских субвулканических образований.

*Урлядинская толща* ( $D_{2-3ur}$ ) как самостоятельный картографируемый стратон выделена у восточной рамки листа, где она занимает ограниченную площадь. Ее состав, строение и возраст аналогичны этому же подразделению, описанному выше при характеристике объединенных таксонов. Мощность толщи здесь от 400 до 900 м.

*Новобуранная толща* ( $D_{2-3nb}$ ) развита в Гумбейской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Представляет собой ритмичное переслаивание туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туффитов с прослоями тефроидов, туфов и лав дацитов, риодацитов, реже андезитов, трахидацитов, трахириодацитов, риолитов, а также полимиктовых конгломератов и конглобрекций, туфопесчаников, кремнисто-углистых алевролитов и силицитов. Соотношение названных пород по латерали и вертикали весьма различное; обнаженность толщи неравномерная. Наиболее представительный фрагмент разреза отвечает верхней части стратона, он вскрыт скважиной в 3 км юго-восточнее пос. Гумбейский. Здесь наблюдаются ритмичные (мощность ритмов от 1 до 10 м) пачки граувакковых конгломератов, гравелитов и песчаников (с маломощными прослоями ильменит-титаномагнетит-магнетитовых псаммитов) мощностью до 50 м. В кластическом материале псефитов преобладают яшмы и риодациты, реже встречаются туфы, кремнистые алевролиты, пироксенофировые и афировые базальты. Цемент относится к типу соприкосновения, по составу он глинистый и глинисто-кремнистый. Неравномерно проявленный метаморфизм новобуранной толщи не выше зеленосланцевой фации. На правом берегу р. Кипчак в верхах разреза встречены конодонты, характерные для низов губинского горизонта, в 1 км севернее пос. Новобуранное из силицитов нижней половины разреза определены конодонты, типичные для бродовского горизонта [18]. На горе Сара-Тюбе толща перекрыта известняками аблязовской толщи с фауной, специфичной для верхов губинского горизонта.



В целом время формирования стратона соответствует верхнему живету–низу франа [78]; верхняя его граница с существенно вулканогенной аблязовской толщей согласная. Мощности подразделения достигает 1800 м. Новобуранная толща является благоприятной средой для размещения объектов золото-сульфидной формации.

Копаловская толща ( $D_{2-3kr}$ ) распространена в Уйско-Домбаровской подзоне, где участвует в сложении меридионально вытянутых тектонических блоков к западу от Чебаркульского разлома [87]. Она представлена лавами, туфами и тефроидами андезитов, трахиандезитов, андезибазальтов, лавами порфирировых плагиоклазовых, амфибол-плагиоклазовых и амфибол-пироксеновых трахиандезибазальтов, реже базальтов, риодацитов и риолитов, а также туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями аповулканогенных сланцев, силицитов, радиоляритов. Толща близка по составу к гумбейской свите, отличаясь широким развитием вулканитов среднего состава, среди которых наиболее характерны нормальнощелочные андезиты и андезибазальты. Динамотермальный метаморфизм неравномерно преобразованных пород не превышает зеленосланцевой фации.

Определенных остатков фауны в толще не найдено. Возраст ее считается средне-позднедевонским (высотинский–бродовский горизонты) на основании фациального сходства с улутауской свитой и урлядинской толщей, а также залегания под фаунистически датированной арсинской толщей, с которой этот стратон имеет постепенные переходы. Соотношения с более древними подразделениями тектонические. Мощности копаловской толщи 400–650 м.

Соленодольская толща ( $D_{2-3sn}$ ) выделена В. Л. Алексеевым и др. при ГКК-50 [235]; тогда она была датирована Эйфелем на основании первых находок конодонтов. Слагает узкий тектонический блок на юге листа, протягивающийся на 30 км. Толща сложена литокристаллокластическими базальтовыми и андезибазальтовыми туфами с прослоями кремнистых алевролитов, туфогенных сланцев, туффитов, полимиктовых песчаников и гравелитов [87]. Состав подразделения изучался в основном по профилям структурно-картировочных скважин [235]. Нижняя часть стратона представлена чередованием кремнистых туфоалевролитов, (углисто)-глинисто-кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев, кремнистых песчаников. В верхней его части отмечается переслаивание туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и кремнистых алевролитов. Всего в разрезе выделено четыре пачки существенно кремнистых пород мощностью от 20 до 100 м, сложенных пестроцветными кремнисто-глинистыми, кремнистыми и глинистыми сланцами, кремнистыми алевролитами и сургучно-красными яшмами. Туфы образуют прослой мощностью до нескольких десятков метров. В 2,5 км южнее пос. Новооренбург карьером вскрыты серо-зеленые кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, слагающие пачку с градиационной слоистостью; мощность элементарного прямого ритма до 0,1 м.

Эйфельско-раннефранский возраст подразделения определен многочисленными конодонтами [87]. Соотношения с окружающими подразделениями тектонические. Мощности толщи не превышает 1500 м.

Амурская толща (D<sub>2-3am</sub>) распространена в Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, где участвует в строении крупного тектонического блока. Разрез изучен по керну скважин, а также в карьерах и редких обнажениях. При крупномасштабном картировании это подразделение, сложенное осадочными породами и вулканитами, обычно разделяется на две части [87]. Нижняя подтолща представлена туфопесчаниками, конгломератами, углеродисто-глинистыми сланцами, алевролитами, биотитизированными песчаниками, кварц-хлоритовыми, кварц-хлорит-актинолитовыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков. Верхняя подтолща занимает основную площадь выходов стратона и наиболее полно вскрыта карьером южнее пос. Амурский. Там она выполнена лавами, лавобрежчиями афировых миндалекаменных базальтов или их витрокластических туфов, а также трахибазальтами, долеритами, риолитами, андезитами с прослоями полосчатых яшм, известняков (с фауной криноидей), туфопесчаников и туфоалевролитов. Хотя соотношения подтолщ практически везде тектонические, вблизи названного поселка наблюдается их согласное залегание. На севере зоны породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации.

В нижней подтолще на правом берегу р. Утяганка (в 3 км выше пос. Амурский) определимые остатки криноидей относятся к довольно широкому возрастному интервалу – от позднего силура по средний девон. В обнажении, расположенном в 0,5 км южнее того же населенного пункта, в прослое кремнистых туффитов из верхней подтолщи обнаружены брахиоподы *Leiorhynchus* cf. *baschkiricus* Tschern., *Camarotoechia* sp., характерные для фамена.

Время формирования амурской толщи принимается средне-позднедевонским [87]. С окружающими подразделениями границы большей частью тектонические; есть указания на стратиграфические контакты с перекрывающей караганской толщей карбона [72]. Мощность стратона (фиксируемая или рассчитанная по построениям) от 500 до 1300 м. Толща вмещает свинцово-цинковое оруденение, марганцевую и золото-серебряную минерализацию.

Арсинская толща (D<sub>3an</sub>) развита в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ; сложена серицит-кварцевыми, кварц-хлоритовыми, кварц-альбит-хлоритовыми сланцами, микрокварцитами (часто углеродсодержащими), радиоляритами, метатуффитами, метатуфоалевролитами с редкими линзами метатуфов андезитов, дацитов, риодацитов. Фрагменты разреза наблюдаются по берегам р. Кидыш, а также в карьерах на горе Мал. Березовая (южнее пос. Рассвет) и в 3,5 км юго-западнее пос. Арсинского [87]. Метасилициты создают характерный облик толщи; местами они преобладают, нередко слагают мощные слои, составляющие суммарно не менее трети толщи. Среди вулканокласто-терригенных образований доминируют тонкообломочные разности, обычно превращенные в зеленые сланцы.

В первично кремнистых породах найдены конодонты, характерные для нижней половины губинского горизонта и аналогичные комплексам, собранным в мукасовской свите и бабарыкинской толще [18]. С последней арсинская толща наиболее сходна по облику и датируется средним франом.

Контакт с подстилающей копаловской толщей согласный, с более молодыми палеозойскими отложениями – не известен. Мощность подразделения 400–800 м.

Бугодакская толща (D<sub>3</sub>bd) относится к Западно-Магнитогорской СФЗ, выделена вблизи пос. Вятский, у оз. Бугодак [145]. Развита равномерно в пределах большей северной части зоны. В опорном разрезе на кремнистых алевролитах мукасовской свиты согласно залегает осадочный меланж, представляющий собой блоки (0,1–15 м) «мукасовских» силицитов, а также серых органогенных известняков и агломератовых базальтовых туфов, сцементированные кремнистым агрегатом; породы осложнены «рваной» конседиментационной складчатостью. Мощность этого слоя до 150 м. Выше располагается чередование лав и кластолав зеленых массивных порфировых базальтов, реже андезибазальтов с прослоями зеленых слоистых кремнистых алевролитов, а также граувакковых песчаников и алевролитов. Южнее описываемый стратон фациально замещается существенно терригенными отложениями, относимыми к биягодинской толще (см. ниже); непосредственных наблюдений такого фациального перехода нет, предполагается постепенное замещение одной группы пород другой с широкими вариациями соотношений терригенного и вулканогенного материала.

Петрохимические характеристики вулканитов типичны для подотряда нормальнощелочных (толеитовых) базальтов, относящихся к натриевой серии. Отмечается явное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, отношение La/Yb варьирует от 3 до 43. Форма графика распределения РЗЭ близка к таковой для базальтоидов ирендыкской и карамалыташской свит.

В обломках известняков из пород нижнего слоя Ф. С. Биковой определены живетские брахиоподы *Atrypa* ex gr. *luboisi* (Ver), *Uncites gryphus* Schloth., *Stringocephalus burtini* Defr. В кремнистых алевролитах собраны многочисленные конодонты *Palmatolepis delicatula delicatula* Branson et Mehl, *Pal.* cf. *quadrantinosalobata praeterita* Schülke, *Pal.* cf. *subperlobata* Branson et Mehl, *Pal.* cf. *triangularis* Sannemann, *Pal. clarki* Ziegler, характеризующие самые верхи франского яруса (зону linguiformis конодонтовой шкалы) [75].

Толща имеет согласные границы как с перекрывающими, так и с подстилающими стратонами. Анализ мощностей по площади листа показывает ее вариации (за счет объема базальтов) от 500 до 1200 м. Согласно классификации (Mullen, 1983), данные вулканиты характерны для островных дуг; подразделение в целом отнесено к подводной базальт-риолитовой формации [77]. Формационным его аналогом в Восточно-Магнитогорской СФЗ считается аблязовская толща (см. выше). Описываемый стратон вмещает объекты марганцевой терригенно-кремнистой и медноколчеданной рудных формаций.

Биягодинская толща (D<sub>3</sub>bn) выделена севернее д. Идяш-Кускарово [82], распространена в Западно-Магнитогорской СФЗ. В опорных разрезах она представлена чередованием глинисто-кремнистых алевролитов и аргиллитов с прослоями и линзами силицитов; в основании –

осадочные брекчии. В районе д. Абдулгазино толща сложена переслаиванием граувакковых песчаников и глинисто-кремнистых алевролитов с единичными тонкими прослоями базальтов в верхней части. Контакт с перекрывающей зилаирской свитой литологически здесь выражен плохо и проводится в подошве слоя, содержащего фаменские конодонты.

Средне-позднефранский возраст толщи (зоны *rhenana* и *linguiformis* конодонтовой шкалы) определен фаунистически, а также положением в разрезе выше мукасовской и ниже зилаирской свит. Мощность подразделения до 700 м.

Аблязовская толща ( $D_{3ab}$ ) развита в Гумбейской и Узельгинско-Ириклинской подзонах Восточно-Магнитогорской СФЗ. Разрез изучен по обнажениям и скважинам восточнее пос. Аблязово [78, 83]. В строении толщи участвуют лавы, лавокластиты, туфы, ксенотуфы афировых, пироксенофировых и плагиопироксенофировых базальтов, а также трахибазальты, андезибазальты, туффиты, тефроиды, туфоконгломераты, туфопесчаники, вмещающие редкие прослои трахиандезибазальтов и известняков. Для лав характерно в основном порфирированное сложение, наиболее часто встречаются породы с обильными крупными вкрапленниками уралитизированного авгита. По петрогеохимическим данным, в толще преобладают нормальнощелочные низкотитанистые натриевые и калиево-натриевые базальты и андезибазальты известково-щелочной серии с повышенными содержаниями Ni, Co, Zn, Sc. Трахибазальты и трахиандезибазальты относятся к калиево-натриевому типу с резко повышенными содержаниями стронция. Подобные ассоциации вулканитов развиты в современных островодужных системах. Породы толщи претерпели зеленокаменное перерождение.

В ряде пунктов обнаружен комплекс микрофауны, характерный для верхней части франского яруса. В отдельных разрезах прикровельная часть включает конодонты подзоны *late triangularis*, соответствующей основанию шамейского горизонта фамена [78]. Учитывая, что в подстилающих отложениях определена ранне-среднефранская фауна, возраст аблязовской толщи можно считать позднефранско-раннефаменским; верхняя граница стратона, скорее всего, «скользящая». Породы подразделения соответствуют «зрело-островодужным» и близки к магматитам известково-щелочной серии [78]. Контакты с перекрывающей новоивановской толщей согласные. Мощность стратона меняется от 320 до 1000 м.

Новоивановская толща ( $D_{3ni}$ ) относится к Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, распространена крайне ограниченно. Отмечен единственный естественный выход – севернее пос. Кирса; в основном же стратон изучен бурением и в карьерах. В сложении толщи принимают участие абсарокиты, шошониты, реже нормальной щелочности базальты, андезибазальты, а также их туфы с прослоями известняков. Вулканиты образуют начальные члены непрерывного ряда умереннощелочных пород вместе с согласно перекрывающей это подразделение шумилинской свитой. Самые основные породы (семейства трахибазальтов) обладают аномально высокими концентрациями Rb, K, Sr, Ba, Th и легких РЗЭ, повышенными – Nb, Ta, P, Hf, Zr, Eu, Ti и тяжелых

РЗЭ при нормальном для островодужных образований содержании сидерофильных элементов. Эти особенности позволяют сделать вывод, что эффузивы новоивановской толщи принадлежат к абсарокит-шошонитовой петрогеохимической серии; они принадлежат к базальт-латит-трахириолитовой формации.

В прослое известняков среди туфов собраны брахиоподы конца франа-раннего фамена [78]. Учитывая преимущественно позднефранские датировки подстилающей аблязовской толщи, возраст подразделения принят раннефаменским, возможно со «скользящей» нижней границей. Перекрывается толща шумилинской свитой без признаков несогласия. Мощность стратона изменяется от 150 до 800 м.

Шелудивогорская толща ( $D_3\check{s}g$ ) принадлежит к Уйско-Домбаровской подзоне, развита на крайнем востоке площади, где слагает хребет Шелудивых гор, вкрест которого наблюдается её опорный разрез [78]. В её составе описаны лавы, туфы и тефроиды абсарокитов, шошонитов, трахибазальтов, базальтов, реже трахиандезибазальтов и порфировых андезибазальтов, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями кремнистых туффитов, граувакковых песчаников и алевролитов. В нижней части преобладают лавы абсарокитов, трахибазальтов и шошонитов с редкими прослоями туфов и вулканокласто-терригенных пород, в верхней – туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты с пирокластикой вулканитов основного состава. Породы подверглись зеленокаменному перерождению, в зонах разрывных нарушений иногда превращены в зеленые сланцы. По облику эффузивы сходны с «аблязовскими», по химизму – ближе к образованиям новоивановской толщи (см. выше).

В прослое туфосилицитов из нижней части разреза (левый берег р. Сухой Курасан в 6 км юго-восточнее пос. Новокопаловский) определены конодонты франского яруса [18]. Кроме этого, восточнее листа известны франско-раннефаменские брахиоподы и фораминиферы зоны *Eoquasiendothyra bella*–*Septatournaella gauserae*. В этой связи возраст подразделения считается отвечающим верхам франа-нижней половине фамена. Стратиграфические контакты с более древними и более молодыми стратонами не наблюдались, на рассматриваемой территории все границы тектонические. Мощность толщи от 400 до 1000 м.

Шелудивогорская и краснокаменная толщи нерасчленённые ( $D_3\check{s}g$ – $kr$ ) в таком сочетании выделяются в Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, развиты в крайней восточной части листа. Состав подразделений представлен лавами, лавобрекчиями, туфами трахибазальтов, абсарокитов, шошонитов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, а также туффитами, сланцами кремнистыми и их метаморфизованными аналогами – кварц-серицитовыми сланцами; фиксируются прослои и линзы туфопесчаников, туфогравелитов, яшмоидов, мраморизованных известняков, мраморов. Контакты с окружающими стратифицируемыми образованиями тектонические. Мощность картографируемого таксона более 1500 м.

## ДЕВОНСКАЯ–КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

Четыре картографируемых таксона с таким «переходным» возрастом распространены в самых разных частях территории. Все они охватывают только смежные отделы названных систем.

Зилаирская свита ( $D_3-C_1zI$ ), выделенная в 1932 г. Л. С. Либровичем [138] и изученная достаточно полно [17, 81, 113, 159, 246, 279 и др.], на территории распространена широко. Её выходы известны как на Западном (Бельско-Елецкая и Зилаиро-Лемвинская СФЗ), так и на Восточном (Западно-Магнитогорская СФЗ) склонах Урала.

Стратотипической местностью считается весь одноименный синклиниорий, где в естественных обнажениях наблюдаются многочисленные фрагменты разреза этого стратона. Во всех зонах большая его часть (за исключением низов) весьма однообразна и представлена ритмичным чередованием граувакковых песчаников, полимиктовых (реже кремнистых) алевролитов и черных аргиллитов. Редко и только в верхней части разреза встречаются тонкие прослои известняков. Отмечается два типа чередования литологических разностей – циклический и полициклический. Последовательное наращивание разреза в целом выражено макроритмами (циклами) мощностью около 400 м. Петрокластические граувакковые песчаники обычно несортированные, состоят из обломков базальтов с гипидиоморфнозернистой, вариолитовой и микролитовой структурой (до 70%) и минералов – плагиоклазов (до 15%), кварца (до 20%), редко (до 10%) парапород: преимущественно слюдистых и слюдисто-кварцевых сланцев с примесью углефицированного детрита (от единичных выделений до 1–2%). В некоторых случаях песчаники содержат обломки карбонатных пород (иногда до 10%). Слоистые алевролиты (и алевропелиты) полимиктовые (или граувакковые), нередко углисто-глинистые, углисто-глинисто-кремнистые, углисто-кремнистые и кремнистые. В отдельных шлифах наблюдаются взаимопереходы от них к аргиллитам с образованием градиционной микроструктуры [81].

Нижняя часть свиты, как уже было сказано, имеет широкие вариации состава. Типовым разрезом основания стратона в Иргизлинско-Карской подзоне (на западном крыле Зилаирского синклинория) можно считать непрерывные выходы в районе с. Яумбаево, где над фаунистически охарактеризованными франскими известняками бельской свиты залегают черные углистые аргиллиты с прослоями граувакковых песчаников, содержащих раннефаменские конодонты (макаровский горизонт). Южнее в искусственных выемках вдоль автодороги с. Старосубхангулово–с. Темясово наблюдается сплошное обнажение, где на известняках бельской свиты залегают зеленовато-серые параллельнослоистые полимиктовые омарганцованные алевролиты с редкими тонкими прослоями зеленых параллельнослоистых граувакковых песчаников. Выше по разрезу в типичных «зилаирских» песчаниках собраны конодонты доманиковского горизонта франа. Севернее с. Яумбаево и вблизи с. Магадеево в основании свиты описаны интенсивно омарганцованные кремнистые алевролиты с франской микрофауной [76]. Аналогичные выходы фиксируются южнее с. Иргизлы, где в выемках

автодороги с. Иргизлы – с. Каннаникольское в основании свиты обнаружены высыпки и развалы кремнистых алевролитов [81].

В Зилаиро-Лемвинской СФЗ на правобережье р. Бетеря и вблизи с. Байгазино низы стратона сложены чередованием граувакковых песчаников, кремнистых алевролитов и углисто-глинистых сланцев. Вниз по разрезу мощность «глинистой» составляющей возрастает и появляются линзы (до 0,5 м) обломочных известняков с позднеживетско-раннефранскими (верхи кыновского и саргаевский горизонты) конодонтами. Франские конодонты собраны и в районе с. Каннаникольское [81].

Широкие вариации датировок основания подразделения (верхи живетанызы фамена) и его литологическая неоднородность, по мнению авторов, могут быть объяснены только возрастным скольжением нижней границы, что не является исключительным явлением для средне- и верхнепалеозойских стратонов Южного Урала.

В верхней части свиты (бассейн р. Ик) среди алевролитов и аргиллитов встречаются единичные прослои (до 0,5 м) массивных песчаных известняков с фаменскими конодонтами *Palmatolepis ex gr. glabra* Ulrich et Bassler, *Pa. cf. minuta minuta* Branson et Mehl. Верхний возрастной рубеж (по конодонтовой фауне в стратотипе) принимается не ниже режевского (малевского) горизонта турне [72]. В Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской СФЗ контакт с перекрывающимися каменноугольными осадками не известен. В Западно-Магнитогорской зоне свита перекрывается известняками березовской или кизильской свит с нормальным стратиграфическим контактом. Максимальная мощность зилаирской свиты фиксируется в западных частях ее развития и достигает 1900 м.

Состав подразделения указывает на то, что в области питания были широко распространены основные вулканы, при разрушении и транспорте которых сформировался мощный «граувакковый» разрез с седиментацией, растянутой во времени. Единственным источником такого материала могла являться Магнитогорская островная дуга. Цикличность или «флишность» отложений характерна для склоновых обстановок. Возрастным аналогом стратона в Восточно-Магнитогорской зоне является шумилинская свита.

Шумилинская свита ( $D_3-C_1sm$ ) развита в Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. Ее стратотипом служит разрез по профилю скважин на северном побережье Верхнеуральского водохранилища, к западу от пос. Ивановский [78]. Он представлен лавами и кластолавами трахиандезитов, андезитов, трахитов, трахидацитов, трахириодацитов, трахириолитов, реже – дацитов, риодацитов, риолитов, их туфами, ксенотуфами, тефроидами, а также туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями известняковых конгломератов и брекчий, спонголитов и (редко) радиоляритов. Эффузивы шумилинской свиты являются продолжением единой серии умереннощелочных вулкаников, начатой трахибазальтами новоивановской толщи, и имеют общие с ними особенности химического и микроэлементного состава. С востока на запад в разрезах уменьшается количество лав и туфов и возрастает значение вулканокласто-терригенных пород и тефроидов. В последних терригенная

примесь (окатанные обломки базальтов и трахибазальтов, соотносимых с подстилающей новоивановской толщей, а также известняков) наблюдается редко. В районе г. Магнитогорск возрастным аналогом стратона являются детритовые (в прослоях) обломочные известняки, известняковые конгломераты и брекчии с единичными линзами туфоалевролитов и туффитов («свита горы Магнитной»).

Фауна в прослоях осадочных пород богата и разнообразна. В разрезе свиты последовательно выделяются отложения шамейского, чепчуговского и хвощевского горизонтов фамена, режевского, першинского, кизеловского и козьвинского горизонтов турне. Эти образования по условиям масштаба на карте не показаны. Шумилинская свита согласно залегает на новоивановской толще, перекрывается березовской свитой; контакты без признаков перерыва. Мощность подразделения от 200 до 1300 м.

Березняковская толща ( $D_3-C_1br$ ) слагает тектонические блоки на крайнем юго-востоке листа, принадлежит к Алапаевско-Адамовской СФЗ. В разрезе преобладают туфы, реже лавы базальтов, трахиандезитов, трахидацитов, риолитов; присутствуют туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты с прослоями углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев, песчаников, алевролитов, реже известняков. Химические составы вулканитов характеризуются повышенной щелочностью (в основном калиево-натриевого типа) и образуют непрерывный ряд от базальтов и трахибазальтов до трахидацитов.

В средней части толщи в углисто-глинистых сланцах выявлен представительный комплекс спор раннетурнейского возраста. Мощность отложений от 1000 до 1300 м, контакты тектонические.

Ямашлинская, мазитовская, куруильская и иткуловская свиты объединённые ( $D_3-C_{jm+it}$ ) картируются у южной рамки листа, относятся к Кувандыкскому району Бельско-Елецкой СФЗ. Разрез слагают песчаники, алевролиты, аргиллиты, реже гравелиты с прослоями известняков, мергелей и линзами кремней.

*Ямашлинская свита* состоит из трех пачек: нижняя – песчаники, гравелиты, алевролиты; средняя – переслаивание алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев с линзами кремней; верхняя – известняки слоистые детритовые с линзами кремнисто-известняковых брекчий, прослоями кремнистых и углисто-глинистых сланцев; мощность подразделения 80–100 м. В породах фиксируются богатые комплексы конодонтов и фораминифер кушелгинского и лытвинского горизонтов фамена.

*Мазитовская свита* сложена гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками; мощность ее от 100 до 300 м. В известняках низов разреза определены фораминиферы гумеровского и упинского горизонтов турне.

*Куруильская свита* (мощностью до 220 м) выполнена кремнистыми известняками с прослоями глинисто-кремнистых сланцев, кремнистых аргиллитов, редко песчаников и алевролитов. В известняках найдены фораминиферы, остракоды и конодонты черепетского и кизеловского горизонтов турнейского яруса.



*Иткуловская свита* состоит из переслаивания глинисто-кремнистых известняков (преобладают), известковистых песчаников и алевролитов; в них обнаружены многочисленные фораминиферы тульского и алексинского горизонтов визе, конодонты косьвинского (верхи турне), бобриковского и тульского (нижняя половина визе) горизонтов, а также остракоды визейского облика.

Куруильская и иткуловская свиты вмещают оруденение марганцевой карбонатной формации. Суммарная мощность подразделений колеблется от 800 до 1400 м.

## КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

На площади листа отложения этого возраста представлены всеми отделами системы и развиты почти повсеместно, наиболее широко – в Бельско-Елецкой и Восточно-Магнитогорской СФЗ. Их распространение, как правило, совпадает с полями выходов верхнего девона.

Сосновская толща ( $C_{1ss}$ ) локализуется в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ и в Верхотурско-Новооренбургской зоне, слагая узкие полосы северо-восточного или меридионального простиранья (восточнее пос. Новопотоцкий, вдоль долин рек Бол. и Дальний Ай-Жерган). Она обнажена слабо, разрез изучен главным образом бурением и профилями шурфов [235]. Нижняя его часть сложена преимущественно углеродсодержащими известняками, верхняя – серыми мелкозернистыми аркозовыми песчаниками с прослоями алевролитов и известняков. В толще встречены редкие прослои риолитов мощностью до 7 м. В Верхотурско-Новооренбургской зоне в разрезе присутствуют полимиктовые песчаники, алевролиты, конгломераты, гравелиты, углисто-глинистые сланцы, известняки.

На основании находок фораминифер [87] возраст сосновской толщи считался позднетурнейско-ранневизейским. Однако близкое время становления (поздний турне–визе) имеет и вышележащая полоцкая толща; по этой причине возраст сосновской толщи ограничен поздним турне. Контакты подразделения с другими палеозойскими стратонами тектонические. Мощность толщи (с учетом геофизических данных) составляет до 500 м в Восточно-Магнитогорской СФЗ [235] и 300–750 м в Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Она вмещает медную и марганцевую минерализацию.

Домбаровская, кугутыкская свиты и карбонатно-терригенная толща объединённые ( $C_{1dm+ct}$ ) относятся к Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ и распространены на крайнем юге листа. Рассматриваются совместно по условиям масштаба картографирования.

*Домбаровская свита* сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками с прослоями алевролитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев (с пластами каменного угля) и линзами известняков. В породах этого подразделения собраны флора и амmonoидеи турнейского яруса; мощность его до 1000 м.

*Кугутыкская свита* образована аргиллитами, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, алевролитами с прослоями песчаников, известняков, редко углей; здесь определена фауна и флора позднего турне–раннего визе; мощность стратона 400–500 м.

*Карбонатно-терригенная толща* развита в небольших тектонических блоках, где представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, глинисто-углистых и углисто-глинистых сланцев, известняков. В карбонатных прослоях найдены немногочисленные фораминиферы, распространенные в довольно широком возрастном диапазоне (поздний турне–визе).

Стратиграфические контакты крайних подразделений с другими таксонами на рассматриваемой площади не известны, границы тектонические. Суммарная мощность описываемых стратонов варьирует от 800 до 1000 м.

*Березиновская толща* и *брединская свита* объединённые ( $C_1bz+bd$ ) развиты в юго-восточной части листа, в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ.

*Березиновская толща* представлена гематитизированными (красноцветными и сероцветными) ксенотуфами, туфами и лавами базальтов, андезибазальтов и андезитов, лавами дацитов, риодацитов, трахибазальтов, трахиандезитов и трахидацитов с прослоями и линзами кремнистых туфитов и известняков.

В составе *брединской свиты* распространены песчаники, алевролиты, аргиллиты, филлиты, сланцы углисто-кремнистые, кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые, редко – рассланцованные конгломераты с галькой лейкогранитов; эти породы вмещают прослои каменных углей, известняков, иногда базальтов, андезибазальтов и их туфов. Контакты подразделений между собой здесь повсеместно тектонические. Базальты и андезибазальты соответствуют известково-щелочной серии. По распределению РЗЭ и рассеянных элементов вулканы близки к таковым для Курильской островной дуги и Камчатской континентальной окраины.

Возраст объединённых стратонов установлен на основе многочисленных находок ископаемых флоры и фауны, в том числе поздне-турнейских брахиопод и фораминифер раннего визе. Соотношения с более древними и более молодыми стратифицируемыми подразделениями тектонические. Суммарная мощность картографируемого таксона более 2000 м; породы благоприятны для локализации оруденения золото-сульфидной формации.

*Березовская свита* ( $C_1br$ ) выделена Л. С. Либровичем в 1932 г. [138]. Подразделение распространено в Узынкыро-Сибайской подзоне Западно-Магнитогорской зоны, а также в Узельгинско-Ириклинской и Гумбейской подзонах Восточно-Магнитогорской СФЗ. В западных разрезах вулканогенная составляющая почти отсутствует, что связывается с удаленностью от центров извержения. Здесь свиту слагают грубообломочные карбонатные, туфотерригенные и терригенные породы. Снизу вверх в разрезе литокластические известняковые конгломераты сменяются вулканомиктовыми и полимиктовыми гравелитами, песчаниками, алевролитами и далее – органогенными известняками; мощность достигает 500 м [77].

В Восточно-Магнитогорской СФЗ, напротив, наибольшее развитие получили вулканы основного, среднего и кислого состава с различной

щелочностью [78]. В стратотипе (Магнитогорское рудное поле) свита представлена трахибазальтами, трахиандезибазальтами, андезибазальтами, трахиандезитами, риодацитами, риолитами, реже базальтами, андезитами, трахириодацитами, а также их лавобрекчиями, кластолавами, лавокластитамы, туфами, ксенотуфами; присутствуют туффиты, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, вулканомиктовые песчаники и алевролиты, известняковые псефиты и псаммиты с прослоями спонголитов и пелитоморфных известняков.

Возраст свиты установлен по многочисленным сборам фауны: в разрезе последовательно выделяются осадки от верхов турне до низов визе [78, 77]. Подразделение согласно перекрывает шумилинскую (пос. Тайсара) или зилаирскую (район оз. Южные Улянды) свиты. В Узынкыро-Сибайской подзоне кровля срезана разрывными нарушениями, в Восточно-Магнитогорской СФЗ верхняя граница проводится по появлению в каменноугольном разрезе лавовых потоков греховской свиты; мощность стратона здесь 500–1900 м.

Отложения свиты в целом отнесены к карбонатно-терригенно-базальт-андезит-риолитовому парагенезу, формирование которого ознаменовало деструкцию островной дуги и начало тыловодужного рифтогенеза [78] с последующей трансформацией в «вулканоплутонический пояс». Свита вмещает оруденение скарново-магнетитовой формации. Ее эффузивы тесно ассоциируют с субвулканическими образованиями.

*Березовские субвулканические образования* широко развиты в двух западных подзонах Восточно-Магнитогорской зоны, где они прорывают эффузивы и туфы березовской свиты, а также более древние отложения. Состав образований, как и вулканитов свиты, чрезвычайно разнообразен. Чаще всего наблюдаются штоки и купола базальтов ( $BC_1br$ ), более раскристаллизованных, чем эффузивные аналоги. Широко развиты также штокообразные выходы порфировых риолитов ( $\lambda C_1br$ ), реже риодацитов, трахириолитов, трахириодацитов, дацитов и трахидацитов. Редко встречаются тела андезитов, трахиандезитов, трахитов. Все эти породы по облику, структуре, петрогеохимическим особенностям весьма близки к эффузивам березовской свиты.

Караганская толща ( $C_1kr$ ) относится к Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, распространена незначительно на северо-востоке площади в небольшом тектоническом блоке у северо-западного контакта Суундукского массива. Обнажена плохо, состав ее изучен по профилю скважин юго-восточнее пос. Новинка [290]. Толща сложена углеродсодержащими туфопесчаниками, туфоалевролитами, реже полимиктовыми песчаниками и алевролитами, туфами базальтов, андезитов, дацитов, риолитов с прослоями известняков и карбонатных сланцев.

Согласно находкам брахиопод и криноидей и по положению в разрезе возраст толщи принимается турнейско-ранневизейским. Контакты с ниже- и вышележащими отложениями не известны, границы тектонические. Мощность достигает 650 м.

Полоцкая толща ( $C_1pl$ ) развита на юге Уйско-Домбаровской подзоны Восточно-Магнитогорской СФЗ, где наиболее обширные ее выходы слагают субмеридиональную складку длиной около 40 км, шириной от

10 до 2 км (Новопотоцкую антиклиналь I порядка). Сложена лавами, лавобрекчиями, туфами базальтов, трахибазальтов, трахириолитов, риодацитов, трахириодацитов, риолитов (а также их слабо метаморфизованными аналогами) с прослоями туфитов, туфоалевролитов, песчаников и известняков [87].

Строение толщи сложное. В восточной части Аркаимского заповедника основание разреза представлено лавами, лавобрекчиями базальтов (в том числе миндалекаменных) и андезибазальтов, которые сменяются пачками риолитов и риодацитов. Западнее заповедника основные вулканы с агломератовыми и пепловыми туфами, а также туффитами перекрыты пачкой пепловых пизолитовых туфов дацитов и риолитов с прослоями туфоалевролитов, мелкозернистых песчаников и известняков. Верхняя часть разреза здесь сложена риодацитовыми лавами. В районе горы Коптиха толща выполнена преимущественно флюидалными кислыми эффузивами; встречаются лавобрекчии, в которых обломки пузыристых риолитов сцементированы лавовым гематитизированным материалом. Южнее прослеживается полоса окварцованных, серицитизированных сферолитовых и флюидалных риодацитов, риолитов, их лавобрекчий (с оплавленными обломками), содержащих редкие прослои серых миндалекаменных андезитов, андезидацитов. На самом юге территории, в районе пос. Новопотоцкий, в обрывах р. Мал. Караганка толща метаморфизована в зеленосланцевой фации, а разрез представлен метатрахибазальтами, метатрахириолитами, метатрахириодацитами при явном преобладании кислых вулканитов.

Позднетурнейско-ранневизейский возраст устанавливается многочисленными находками фораминифер в прослоях известняков среди вулканитов. Стратиграфические соотношения с подстилающими подразделениями не известны, границы тектонические. Перекрывается этот стратон каморзинской толщей нижнего–среднего карбона, залегающей с размывом и стратиграфическим несогласием. Мощность полоцкой толщи от 1000 до 1400 м.

Аргиллито-известняковая и гежская толщи нерасчлененные ( $C_{1ai-gz}$ ) выделены в Камско-Бельской СФЦО, слагают среднюю часть осадочного чехла на востоке Русской плиты. На дневной поверхности подразделения не обнажены и показаны только на разрезе. Состав и сложение стратонов изучены по данным бурения глубоких скважин. В нижней части разреза вскрыто переслаивание известняков (иногда доломитизированных) и аргиллитов, содержащих прослои и линзы доломитов, алевролитов, мергелей. Выше они сменяются тонким чередованием аргиллитов и алевролитов. Верхняя часть разреза представлена органогенно-детритовыми известняками и доломитами.

Турнейско-серпуховский возраст картографируемого таксона определен по многочисленным сборам фораминифер, брахиопод, конодонтов и др. [111]. Залегает он или на девонских отложениях (и в этом случае контакт стратиграфически нормальный), или на вендских породах с выраженным стратиграфическим несогласием. Перекрывается подразделение истокской толщей; контакт считается стратиграфически несогласным (с размывом и существенным перерывом). Мощность от 800 м (на востоке) до 1700 м (на западе).

Каменская толща ( $C_1km$ ) принадлежит к Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, на юге которой прослеживается узкой (до 5 км) субмеридиональной полосой протяженностью около 60 км. Здесь она представлена углеродистыми мраморизованными известняками, которые вверх по разрезу сменяются углисто-глинисто-известковыми и углисто-глинистыми сланцами с прослоями песчаников и углеродистых, местами мраморизованных известняков. На самом юге в низах толщи отмечаются гравелитистые аркозовые песчаники, гравелиты, углеродисто-известковые алевролиты. В верхах разреза зафиксированы маломощные прослои лав риолитов, дацитов и их туфов. По профилю скважин, пробуренных в 8 км юго-западнее пос. Калининский, верхняя часть разреза сложена чередованием кремнисто-глинисто-углистых, углистых, глинистых, углисто-глинистых, кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников.

По многочисленным находкам фораминифер для каменской толщи установлен поздневизейский возраст [87]. Соотношения с подстилающей караганской свитой согласные. Перекрывается подразделение каморзинской толщей, граница с которой также считается большей частью согласной; лишь на отдельных участках фиксируются локальные размывы в кровле каменской толщи и небольшие стратиграфические перерывы. Мощность стратона (с учетом геофизических данных) до 1800 м. Подразделение вмещает оруденение золото-кварцевой малосульфидной и полиметаллически-колчеданной формаций.

Греховская свита ( $C_1gr$ ) распространена в Учалинско-Ириклинской и Гумбейской подзонах Восточно-Магнитогорской СФЗ, где сложена трахибазальтами, трахиандезитами, трахириодацитами, трахириолитами, реже базальтами, трахиандезибазальтами, андезибазальтами, андезитами, риодацитами, риолитами, редко их лавобрекчиями, кластолавами, туфами, ксенотуфами, а также туффитами, туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями конгломератов, песчаников и известняков. Детально состав стратона изучен по керну глубоких скважин [194]. Кислые вулканы залегают в средней части разреза, основные – преимущественно в нижней и верхней. Преобладают афировые или микропорфировые базальтоиды с вкрапленниками плагиоклаза, пироксена, реже оливина с гиалофитовой, долеритовой, гиалопилитовой, пилотакситовой структурой основной массы. Вкрапленники, как и матрикс, практически не затронуты изменениями, только оливин иногда замещается идингситом (обычно не полностью). Основной плагиоклаз (№ 43–72) образует чистые, прозрачные зерна. Наиболее важными особенностями состава эффузивов являются повышенная щелочность (калиево-натриевая), относительная бедность Mg, высокие содержания Fe и Ti. По сравнению с вулканидами березовской свиты в них меньше Al, Ca и легких РЗЭ (при относительно повышенном содержании тяжелых); окисное железо значительно преобладает над закисным.

Стратон соответствует верхней части визейского яруса, а формационная его принадлежность аналогична березовской свите [78]. Подразделение перекрывается известняками кизильской свиты согласно, иногда с выраженным размывом. Мощность свиты колеблется (за счет фациальной

изменчивости эффузивов) в широких пределах – от 100 до 1500 м. С подразделением тесно ассоциируют субвулканические образования.

*Греховские субвулканические образования* слагают штоки и купола (до 4 км<sup>2</sup>), а также редкие силлы и дайки, прорывающие греховскую и березовскую свиты или (реже) девонские образования. Тела сложены трахибазальтами ( $\tau\beta C_{1gr}$ ) с отчетливой долеритовой структурой и трахириолитами ( $\tau\lambda C_{1gr}$ ), иногда трахириодацитами, трахидацитами и трахитами с вкрапленниками калиевого полевого шпата, альбита, олигоклаз-альбита. По петрогеохимическим параметрам они идентичны породам греховской свиты.

*Солнечная толща (C<sub>1sl</sub>)* имеет незначительное распространение в Алапаевско-Адамовской зоне; выходы ее фиксируются в восточном и северном эконоктах Суундукского плутона и у северного контакта Крыклинского массива. В строении толщи принимают участие аркозовые, олигомиктовые, реже кварцевые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты с прослоями углеродсодержащих мергелей и мраморизованных известняков. Типовым разрезом толщи можно считать ее выходы севернее Крыклинского массива. В разрезе (непосредственно на контакте с интрузией) располагается слой базальных гравелитов и конгломератов мощностью 50–100 м, которые содержат окатанные, полуокатанные обломки кварцитов, гранитоидов, кварца, включенные в кварц-полевошпатовый песчаный цемент. Выше располагаются белые мраморизованные известняки, сменяющиеся железистыми аркозовыми, олигомиктовыми или кварцевыми песчаниками в переслаивании с алевролитами и углеродсодержащими мергелями. Верхняя часть разреза представлена чередованием массивных известковистых песчаников и серых или черных углеродистых сланцев. Перекрывается толща биргильдинскими известняками; контакт согласный без признаков перерыва.

Возраст подразделения соответствует середине визе (жуковскому времени) [87]; мощность до 800 м.

*Известняковая толща (C<sub>1i</sub>)* относится к Иргизлинско-Карской подзоне; распространена на северо-востоке площади, в западной части Уфимского амфитеатра, где слагает тектонический блок. В разрезе подразделения фиксируются черные тонкослоистые битуминозные (часто глинистые, иногда органогенные) известняки, известняковые или кварцевые песчаники, известняковые или кремнисто-известняковые конглобрекции. Снизу вверх толща фаунистически охарактеризована визейско-серпуховскими фораминиферами и брахиоподами [249]. Согласный контакт с перекрывающими верхнекаменноугольными карбонатно-терригенными осадками наблюдается севернее с. Злоказово (на карте не отображен по условиям масштаба). Мощность стратона 470–700 м.

*Тугундинская и биргильдинская толщи объединённые (C<sub>1tg+bg</sub>)* имеют ограниченное распространение на востоке площади, в Алапаевско-Адамовской СФЗ. Образования представлены известняками, красноцветными и сероцветными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже конгломератами и гравелитами. Преобладают карбонатные породы (до 75%), слагающие верхнюю часть

разреза. Визейско-серпуховский возраст установлен по многочисленным остаткам фораминифер, кораллов и брахиопод. Мощность объединенных толщ достигает 2000 м.

Биргильдинская толща ( $C_1bg$ ) как самостоятельное подразделение выделяется в южной части Алапаевско-Адамовской зоны, где образует несколько субизометричных полос, прослеживаясь от рамки листа до южного и восточного контактов Суундукского плутона. Сложена преимущественно известняками (в т. ч. мраморизованными), реже доломитами; в резко подчиненном количестве отмечаются углеродистые и туфогенные песчаники, а также конгломераты и гравелиты. В западных разрезах толщи развиты исключительно мраморизованные известняки, в наиболее восточных – они же в переслаивании с доломитами. Местами присутствуют туфогенные конгломераты, гравелиты и песчаники, образующие маломощные прослои в низах разреза. Биргильдинская толща ложится согласно на солнечную толщу или несогласно перекрывает брединскую свиту.

Поздневизейский–серпуховский возраст подразделения определяется многочисленными находками фауны в известняках [87]. Мощность достигает 500 м. Толща является благоприятной средой для локализации оруденения марганцевой карбонатной и железорудной скарново-магнетитовой формаций.

Доломито-известняковая толща ( $C_1di$ ) выделена в Симско-Зиганском районе Бельско-Елецкой СФЗ и распространена в южной части Западно-Уральского мегамоноклинория, протягиваясь узкой полосой почти через всю площадь [60, 75, 80, др.]. В средней части области распространения объем ее представлен всеми тремя ярусами нижнего карбона. Толща сложена преимущественно карбонатными, реже кремнистыми осадками с нормальными стратиграфическими контактами. Хорошие обнажения отмечены в бассейне р. Зилим, по береговым обрывам рек Рязуяк, Сиказа, Зиган, Белая. В турнейской части разреза по фауне могут быть выделены шесть горизонтов (от гумеровского до косьвинского) мощностью от 1 до 80 м каждый; она представлена глинистыми, органогенными (иногда доломитизированными и брекчиевидными) известняками, а также ракушечниками и доломитами с прослоями аргиллитов и кремнистых алевролитов. Возраст охарактеризован фораминиферами, остракодами, конодонтами, кораллами, брахиоподами и спорами растений (Н. М. Кочетова и др., 1981 г.). Общая мощность «турнейской» части стратона достигает 130 м. В визейском ее интервале также выделены все шесть горизонтов: от радаевского по веневский. Разрез сложен детритовыми, иногда криноидными, сгустково-комковатыми и тонкозернистыми известняками с линзами и прослоями кремнистых алевропелитов и доломитов; мощность его меняется от 240 до 450 м. Разрез «серпуховской» части толщи представлен преимущественно доломитами и доломитизированными известняками с подчиненными прослоями органогенно-детритовых известняков и расчленяется на три горизонта: косогорский, протвинский и юлдыбаевский; мощность достигает 130 м. В Каратауском блоке в основании нижнекаменноугольных отложений залегает пачка доломитов и доломитизированных известняков мощностью 15–40 м с однокамерными фораминиферами низов

турне. Выше на нижнетурнейских (а в некоторых районах с перерывом и на верхнедевонских) отложениях залегает известняково-доломитовая пачка, соответствующая визе и серпухову, мощность которой меняется от 175 до 300 м. Суммарная мощность описываемого подразделения 500–820 м [89].

Толща вмещает оруденение марганцевой карбонатной формации.

Бухарчинская, унбетовская и кугарчинская свиты объединенные ( $C_{1-2}bc+k\check{c}$ ) распространены на крайнем юге листа, в Кувандыкском районе Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ; там они локализованы в полосе шириной 3–7 км.

В разрезе *бухарчинской свиты* чередуются известняки, известковистые песчаники и алевролиты, мергели, опоки, серые и черные кремнистые алевропелиты; среди известняков отмечаются пелитоморфные, пелитоморфно-мелкозернистые, детритовые и органогенно-обломочные разновидности. В основании стратона залегают массивные кремнистые известняки, содержащие многочисленные фораминиферы и конодонты серпуховского и низов башкирского ярусов. Подразделение несогласно залегает на иткульской свите и согласно перекрывается породами унбетовской свиты; мощность его составляет 300–400 м. За пределами листа бухарчинская свита вмещает проявления марганца.

*Унбетовская свита* состоит из тонкого переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков с линзами черных кремней, и содержит прослой омарганцованных и лимонитизированных мергелей; встречаются биогермные постройки известняков с фораминиферами сюранского и акавасского подъярусов. Подразделение согласно перекрывается кугарчинской свитой, мощность его 300–500 м.

*Кугарчинская свита* сложена ритмично переслаивающимися песчаниками, алевролитами, гравелитами, иногда конгломератами с известковистым цементом; встречаются прослой, редко биогермы, органогенно-детритовых известняков. В известняках этой свиты обильные фораминиферы верхней половины башкирского и нижней половины московского ярусов; мощность ее 250–400 м.

Общая мощность объединенных стратонов колеблется от 700 до 1300 м.

*Кизильская свита* ( $C_{1-2}kz$ ) выделена Л. С. Либровичем в 1932 г. [138]. На площади листа она относительно широко распространена во всей Магнитогорской мегазоне, за исключением Уйско-Домбаровской подзоны. Стратотип расположен между устьем р. Большой Кизил и дорогой из пос. Казанский в пос. Увельский. В Вознесенско-Присакмарской подзоне свита слагает отдельные тектонические блоки зоны ГУР.

Разрез подразделения весьма однообразен и представлен пелитоморфными, иногда органогенно-обломочными известняками с прослоями углисто-глинистых алевролитов. Контакты ее с более древними породами в основном стратиграфически несогласные, с размывом (местами без видимых перерывов), часто тектонические; они вскрыты многими скважинами и шурфами. Мощность подразделения в этой подзоне меняется от 100 до 500 м.

В Восточно-Магнитогорской СФЗ свита слагает или широкие субмеридиональные поля (в Учалинско-Ириклинской подзоне), или небольшие тела



и тектонические блоки в Гумбейской подзоне. Отложения представлены известняками (в т. ч. доломитизированными и битуминозными разностями), нередко содержащими линзы и прослои известняковых конгломератов, доломитов, глинистых и известково-глинистых сланцев. В подчиненном количестве присутствуют вулканомиктовые песчаники, туфопесчаники и алевролиты. Поздневизейский–раннебашкирский возраст свиты определяется многочисленными находками фауны по всему разрезу [72, 78]. На подстилающих образованиях свита здесь залегает с разрывом. В устье р. Греховка в подошве подразделения фиксируется пачка псефитовых терригенных пород, иногда глыбовой (до 0,5 м) размерности. Обломки представлены в основном базальтоидами подстилающей березовской свиты и известняками. В Восточно-Магнитогорской СФЗ свита перекрывается псефитами уртазымской свиты; контакт стратиграфически несогласный, с разрывом. Мощность подразделения в пределах мегазоны от 100 до 1900 м. Фациальным его аналогом в Уйско-Домбаровской подзоне и восточнее является каморзинская толща.

Каморзинская толща ( $C_{1-2}kn$ ) распространена относительно широко в Верхотурско-Новооренбургской СФЗ и в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, где слагает тектонические блоки протяженностью до 20 км при ширине до 3 км; обнаженность ее там слабая. Толща сложена в основном углеродистыми мраморизованными известняками с подчиненными углеродсодержащими туфогенными или полимиктовыми песчаниками и карбонатными сланцами. В нижней части находятся преимущественно углеродисто-терригенно-карбонатные отложения, выше которых лежат темно-серые мраморизованные известняки. Еще выше залегают однородные светло-серые органогенные известняки с остатками брахиопод, кораллов, криноидей, фораминифер, пелеципод, гастропод. Многочисленные находки фауны позволили определить возраст подразделения как поздневизейско-башкирский [87]. С подстилающими отложениями контакты или согласные (с каменной толщей), или стратиграфически несогласные (с полоцкой толщей). Мощность стратона 1100–1800 м.

Каменная и каморзинская толщи объединённые ( $C_{1-2}km+kn$ ) выделяются на севере Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, слагают узкие тектонические блоки у восточной границы листа. Разрез сложен глинисто-кремнисто-углистыми, глинистыми и существенно карбонатными сланцами, алевролитами, аркозовыми, полимиктовыми и туфогенными песчаниками, углеродистыми мраморизованными известняками; в верхней части встречаются маломощные прослои лав и туфов риолитов, дацитов. Известняки преимущественно серого и белого цвета мелкозернистые с тонкополосчатой слоистой текстурой. Иногда в слабо мраморизованных известняках сохраняются обломки крупных раковин продуктид. Возраст объединенных стратонов обоснован многочисленными находками фауны; суммарная мощность достигает 2000 м. Каменная толща вмещает оруденение золото-кварцевой малосульфидной и полиметаллически-колчеданной формаций.

Карбонатно-терригенная толща ( $C_2ct$ ) сложена известняками с прослоями алевролитов и аргиллитов, прослеживается неширокой

полосой параллельно области развития нижнекаменноугольной карбонатной толщи в Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ, иногда слагает тектонические блоки. Основание стратона выполнено главным образом серыми скрытокристаллическими известняками с банками органических известняков, содержащих обильную фауну башкирского яруса, по которой и проводится граница с подстилающей известняковой толщей [249]. Сходный состав имеет ее средняя часть; в частности, А. П. Тяжева указывает, что она выполнена светлыми преимущественно органическими и органогенно-обломочными известняками с тонкими прослоями аргиллитов и алевролитов. В верхах толщи известняки преимущественно глинистые, содержат мелкие зерна кварца и редкую гальку кремней. Возраст подразделения на основании многочисленных сборов органических остатков соответствует башкирскому веку [89]. Перекрывается толща псефитами ураимской свиты; контакт стратиграфически согласный. Мощность стратона от 200 до 350 м.

Ураимская свита ( $C_{2ur}$ ) относится к Иргизлинско-Карской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ, выделена Г. А. Смирновым в 1960 г. по берегам р. Ураим. Распространена в Уфимском амфитеатре, где совместно с подстилающей карбонатно-терригенной толщей выполняет тектонические пластины. Свита венчает здесь разрез названной подзоны. В ее основании залегает пачка известняковых брекчий и мелкогалечных конгломератов; галька последних хорошоокатанная, имеет известняковый, кремнистый или базальтовый состав. Выше наблюдается переслаивание песчаников, аргиллитов и известняков; песчаники граувакковые (с глауконитом), грязно-зеленовато-серые мелко- и среднезернистые. Тонкослоистые аргиллиты образуют прослой мощностью 0,1–0,2 м. Известняки светло-серые зернистые, содержат примесь терригенного материала. Объем свиты по фораминиферам определяется интервалом от аскынбашского горизонта башкирского яруса по верейский горизонт московского яруса (Р. М. Иванова, Б. И. Чувашов, 1993); мощность 550–600 м. Формационными аналогами в других элементах районирования могут считаться абдрезяковская и уртазымская свиты.

Абдрезяковская свита ( $C_{2ab}$ ) расположена в Белокатайском районе Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ [249]. Отложения развиты в пространстве между д. Арасланово и д. Идрисово, где слагают наиболее возвышенные участки рельефа. В основании свиты залегают конгломераты, замещаемые вверх по разрезу песчаниками, глинистыми сланцами и слоистыми известняками. На левом берегу р. Сакша (выше д. Арасланово) вскрываются красновато-серые конгломераты с известково-песчаным или глинистым цементом. В окатанных обломках преобладают зеленые кремнистые алевролиты, реже встречаются валуны и галька светло-серых и розовато-серых кварцитов, основных эффузивов и серых известняков. Мощность этого фрагмента разреза около 150 м; выше обнажены серые известняки с фораминиферами мячковского горизонта: *Pseudotriticites donetianus* Lee, *Fusulina cylindrica* Fisch., *Fusiella* ex gr. *typica* Lee et Chen, *Protriticites pseudomontiparus* Putja, *P. globules* Putja. Перекрывается подразделение веселгинской толщей, контакт с которой постепенный. Мощность свиты 300–600 м.

Уртазымская свита ( $C_{2ut}$ ) выделена Л. С. Либровичем в 1932 г. [138], распространена в Узельгинско-Ириклинской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ. На территории листа она протягивается широкой субмеридиональной полосой на левобережье р. Урал, где залегает с размывом на различных пачках кизильской свиты. Разрез представлен карбонатными псефитами (кальцирудитами) с прослоями алевролитов. Граница с перекрывающей янгельской толщей стратиграфически несогласная, с размывом [75]. Обломочные породы содержат переотложенные остатки фораминифер среднекаменноугольного возраста: *Profusulinella prisca sphaeroidea* R a u s., *Aljutovella priscoidea* R a u s., *A. postaljutovica* R a u s., *Fusulina pseudoelegans* C h e r n., *Pseudostaffella gorskii* D u t k., *P. timanica* R a u s., *Ozawainella mosquensis* R a u s., а также брахиопод *Choristites* ex gr. *mosquensis* F i s c h. Мощность свиты от 400 до 500 м.

Истокская и кунгакская толщи объединённые ( $C_{2-3is+kn}$ ) выделены в Камско-Бельской СФцО, где венчают каменноугольную часть чехла Русской плиты. На дневную поверхность не выходят, вскрыты бурением [111] и отражены только на разрезе. Состав объединённых подразделений весьма однообразен, представлен известняками и доломитами (участками окремнёнными) с прослоями аргиллитов в нижней части. В толщах собран богатый спектр фаунистических остатков среднего и верхнего карбона (от башкирского до гжельского ярусов). Перекрывается кунгакская толща пермскими известняками с согласным контактом (без видимого перерыва), который проводится по обнаружению органических остатков низов перми. Мощность объединённых толщ от 500 м в Татарском своде до 1000 м на западе Предуральяского палеопроггиба.

Золотогорская, абзановская и зианчуринская свиты объединённые ( $C_{2-3zg+zn}$ ) закартированы в Кувандыкском районе Михайловско-Вайгачской подзоны.

*Золотогорская свита* состоит из двух крупных пачек толстоплитчатых пелитоморфных известняков с прослоями глинистых песчаников и органогенно-обломочных известняков; известняки содержат верхнемосковские (подольский и мячковский подъярусы) фораминиферы. Соотношения с подстилающей кугарчинской свитой согласные или с небольшим размывом, мощность этого стратона до 500 м.

*Абзановская свита* состоит из ритмичного переслаивания аргиллитов, алевролитов, песчаников, редко гравелитов и конгломератов с прослоями органогенных или полидетритовых известняков с обильной фауной фораминифер кревьякинского, хамовнического и нижней части дорогомилковского горизонтов касимовского яруса; мощность ее 400–600 м.

*Зианчуринская свита* представлена чередованием конгломерато-брекчий, глинисто-глыбовых оползневых брекчий, песчаников, алевролитов, аргиллитов, включающих прослой известняков и доломитов; мощность таксона до 500 м. Суммарная мощность объединённых подразделений колеблется от 510 до 1450 м. В известняках двух верхних свит собраны фораминиферы верхов дорогомилковского горизонта, касимовского яруса, а также добрятинского горизонта гжели.

Терригенно-карбонатная толща ( $C_{2+3}tc$ ) выделена в Симско-Зиганском районе вышеупомянутой подзоны, где венчает его каменноугольный разрез. Отложения протягиваются узкой меридиональной полосой в западном обрамлении Башкирского антиклинория. Наиболее полные и хорошо обнаженные разрезы «башкирской» части расположены по обрывистым берегам рек Белая, Зиган и (в особенности) Аскын, где по фауне может быть выделен ряд горизонтов, охарактеризованных кораллами, брахиоподами и другими группами организмов [75, 80 и др.]. Нижняя часть этого разреза (до 750 м) сложена там массивными, иногда брекчиевидными известняками с прослоями песчаников, аргиллитов, а верхняя – аргиллитами и песчаниками с прослоями известняков. Граница между «башкирской» и «московской» частями толщи постепенная, проводится только по смене органических остатков. Литологически последняя (180–285 м) выполнена преимущественно пелитоморфными и органогенными известняками с прослоями глинистых доломитов и линзами кремнистых алевропелитов; в ее верхах преобладают пелитоморфные известняки с конкрециями кремней. «Касимовская» часть стратона образована серыми и буровато-красными известняками, аргиллитами, кремнистыми алевролитами с прослоями доломитов; мощность не превышает 20 м. Прикровельная («гжельская») часть разреза (до 30 м) представлена органогенными известняками с фузулинидами зон *Triticites stuckenbergi* и *Jigulites jigulensis*; известняки по простиранию замещаются аргиллитами, мергелями и доломитами.

Южнее р. Белая верхнекаменноугольная часть толщи подразделяется на несколько пачек. Нижняя представляет собой флишоидное переслаивание разнозернистых песчаников, аргиллитов, мергелей и известняков с фораминиферами касимовского яруса *Protriticites pseudomontiparus* Putrja, *Obsoletes obsoletes* (Schellw.), *Montipanis montipanis* (Moell.) и др.; мощность ее достигает 600 м. Выше она сменяется пачкой (до 160 м) аргиллитов, песчаников и известняковых конглобрекций с фораминиферами *Triticites acutus* Dunb. et Cond., *T. stuckenbergi* Raus., аммоноидеями *Uddenites sakmarensis* Ruzh., *Somoholites glomeratus* Ruzh. и др., относящимися к добрятинскому и павлово-посадскому горизонтам. Еще выше залегает пачка (мощностью до 450 м), сложенная песчаниками, аргиллитами, мергелями, известняками с фораминиферами зоны *Daixina sokensis*, конодонтами *Streptognathodus elongatus* Gupn. и др. (ногинский горизонт гжеля). Верхняя пачка выполнена песчаниками, аргиллитами и известняками с фораминиферами *Daixina minuscula* Isak., *D. postrecava* Isak., а также конодонтами зоны *Streptognathodus wabaunsensis*, отвечающими мелеховскому горизонту; мощность ее около 100 м. Отложения толщи со стратиграфическим несогласием перекрываются нижней пермью. Общая мощность стратона от 1400 до 2250 м.

Веселгинская толща ( $C_3vs$ ) выделяется в Белокатайском районе Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ; прослеживается полосой между хутором Ивановский и д. Идрисово. Хорошие обнажения толщи известны в 1 км южнее д. Идрисово. Здесь разрез сложен равномерным чередованием серых средне- и мелкозернистых граувакковых (реже кварцевых) песчаников и аргиллитов; мощность прослоев 0,1–0,2 м.

Кластический материал представлен плохоокатанными обломками кремнистых алевролитов, кварцитов, основных эффузивов. Аргиллиты зеленовато-серого цвета, включают примесь псаммитовых обломков. По простирацию состав толщи значительно меняется: южнее упомянутого района уже преобладают аргиллиты, восточнее – напротив, песчаники с линзами конгломератов и прослоями известняков. Фауна встречается редко; по имеющимся сборам установлено, что толщина охватывает стратиграфический объем большей части верхнего карбона [249]. Перекрывается подразделение гжельско-нижнепермской чигишанской свитой; контакт с отчетливо выраженным размывом и стратиграфическим несогласием. Мощность веселгинской толщи 600–700 м.

### КАМЕННОУГОЛЬНАЯ–ПЕРМСКАЯ СИСТЕМЫ

Поддавляющая часть разреза подразделений с подобным «переходным» возрастом отвечает верхнему карбону и лишь самые его верхи – нижней перми.

С юренская свита ( $C_3-P_{1sr}$ ) выделяется в Кувандыкском районе Бельско-Елецкой СФЗ, где согласно перекрывает зианчуринскую свиту. В разрезе преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты; в виде прослоев встречаются зернистые и пелитоморфные известняки, мергели, реже – органогенно-обломочные известняки (главным образом в низах). Большая нижняя часть разреза соответствует двум верхним горизонтам гжеля, в верхней – появляясь субсферические тритициты, характерные для нижней перми. Мощность подразделения 700–800 м.

Чигишанская свита ( $C_3-P_{1cg}$ ) распространена в Белокатайском районе той же зоны, основные ее выходы на поверхность расположены примерно в 25 км юго-восточнее с. Новобелакатай. Там свита представлена чередованием алевролитов, аргиллитов, мергелей и песчаников с прослоями известняков (местами с отчетливо рифогенными разностями), гравелитов и конгломератов. Нижняя и верхняя ее части сложены преимущественно терригенными псефито-псаммитовыми отложениями с прослоями карбонатных пород, средняя – флишоидным чередованием алевролитов, аргиллитов и граувакковых песчаников. В верхах разреза описаны олистостромовые образования, состоящие из обломков основных и средних эффузивов, кремнистых алевролитов и олистоплак известняков, сцементированных карбонатным материалом преимущественно алевролитовой размерности. Фаунистически свита охарактеризована удовлетворительно. В ней собраны мелеховские и холодноложские криноидеи, мшанки, брахиоподы, кораллы, фораминиферы, а также фузулиниды довольно широкого возрастного диапазона: от позднего карбона до ранней перми [253]. Свита венчает разрез карбона Бельско-Елецкой СФЗ. Располагающиеся выше отложения перми залегают с четко выраженным стратиграфическим несогласием. Мощность отложений достигает 700 м. Комплекс осадков характерен для моласс; формационный аналог известен восточнее – янгельская свита.

Янгельская свита ( $C_3-P_{1jn}$ ) впервые описана в бассейне р. Янгелька [237], относится к Восточно-Магнитогорской СФЗ. На территории

листа она протягивается субмеридиональной полосой переменной ширины от оз. Мулдак-Куль (на севере) до южной его рамки. В нижней части разреза отложения представлены ритмичным переслаиванием полимиктовых разнотернистых конгломератов (с песчаным или известковым цементом), бурых разнотернистых граувакковых песчаников и коричневых граувакковых алевролитов. Средняя и верхняя части свиты вскрыты вблизи пос. Смеловский, выполнены вишнево-серыми слоистыми разнотернистыми песчаниками и коричневыми песчаными алевролитами.

Фаунистическая характеристика слабая; в бассейне р. Янгелька в верхах стратона собраны нижнепермские споры и пыльца [77]. Учитывая возраст подстилающей уртазымской свиты, время формирования описываемого подразделения определяется как поздний карбон–ранняя пермь. Соотношения с перекрывающими отложениями не известны, с подстилающими – стратиграфически несогласные. Зафиксированная мощность подразделения 500–550 м. Комплекс осадков характерен для молассовой формации.

### ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения занимают чуть ли не половину площади листа, слагая широкие поля на востоке Волго-Уральской антеклизы и в западной периферии складчатого пояса. Картографируемые стратона отвечают всем трем отделам системы.

Мальцевская и белогорская толщи объединённые ( $P_1ml+bg$ ) распространены на ограниченной площади в Камско-Бельской СФЦО, выходы их известны по долине р. Юрюзань и ее притокам в пределах «Башкирского плато» и у северного подножия хр. Каратау.

*Мальцевская толща* обнажена не во всем объеме, основание подразделения вскрыто лишь бурением, где в подошве описан размыв и стратиграфическое несогласие. Нижние пласты выходят на поверхность в верховьях лога Уриантау, где представлены серыми брекчиевидными мелкозернистыми известняками с *Triticites inflatus* Grosd. et Leb., *Schwagerina robusta* Meek и другими формами, что позволило относить их к «швагериновым слоям». Верхняя часть разреза толщи сложена серыми, голубовато-серыми афанитовыми известняками с прослоями органогенных фораминиферных разностей; встречаются отдельные прослои микрополосчатых известняков. В верхах стратона собраны ассельские фораминиферы и табуляты [60]. Стратиграфически согласный контакт с перекрывающей белогорской толщей проводится в подошве светло-серых органогенно-обломочных известняков. С подстилающими верхнекаменноугольными отложениями граница несогласная, с размывом. Мощность стратона 100–200 м.

*Белогорская толща* образует ряд прекрасных естественных обнажений; к наиболее крупным из них относятся скалы Ханшей, Сабакай, Елабуга, Красный Камень и Каменная Мечеть. Расположены они в основном на правом берегу р. Юрюзань между деревнями Ташеулово и Трапезникова. Толща сложена светло-серыми толстослоистыми известняками с обильной и разнообразной фауной; характерно присутствие большого количества

колониальных кораллов. В известняках наблюдается равномерная слоистость (0,5–0,8 м), преобладают очень плотные, часто сахаровидные мелкозернистые разности. Наряду с ними широким развитием пользуются органогенно-детритовые известняки, насыщенные мелкими фораминиферами, обломками криноидей, кораллов, реже мшанок. Существенным элементом разреза являются фузулиновые известняки; они, как правило, более глинистые и тонкослоистые. Для средней части разреза характерны линзы, желваки и стяжения кремнистых алевропелитов. В верхней его части присутствуют светлые, почти белые массивные тонкокристаллические известняки.

В низах толщи преобладают призматические кораллы родов *Thysanophyllum* и *Stilydophyllum*, в верхах начинают доминировать астреевидные формы, принадлежащие в основном к родам *Orionaatrea* и *Cystophora*. Брахиоподы пользуются широким распространением, но (по данным М. М. Толстихиной) представлены сравнительно небольшим количеством видов. Наиболее часто встречаются *Spirifer cameratus* M o r t o n, *Derbya regularis* W e a g., *Productus inflatus* L e e C h e s n e y, *Pr. koninski* V e r n. Редкими, но характерными для толщи являются *Spirifer maroni* W a a g., *Sp. fasciger* K e y s и *Meekella* cf. *uralica* T s c h e r n. [60]. Мощность толщи от 90 до 200 м.

Возраст объединённого подразделения соответствует ассельскому и сакмарскому векам. Перекрывается он иргинской свитой, контакт с которой не несет признаков перерыва или несогласий. Суммарная мощность картографируемого таксона 300–450 м.

Мальцевская, белогорская толщи, иргинская, камайская, шуртанская, филипповская и иренская свиты объединенные ( $P_{1ml+ir}$ ) вскрыты бурением и показаны только на разрезе. В их строении принимают участие органогенно-обломочные известняки и окремненные доломиты с прослоями мергелей, аргиллитов, реже гипсов и ангидритов. Строение отдельных подразделений (встречающихся и в других сочетаниях) приведено выше и ниже по тексту. На допермских отложениях объединенное подразделение залегает с размывом. Суммарная его мощность от 500 до 1500 м.

Ускалыкская и курмаинская свиты нерасчлененные ( $P_{1us-kn}$ ) относятся к Акбулакско-Кропачевской СФцЗ. В виде узкой прерывистой полосы прослеживаются от бассейна р. Юрюзань на севере почти до южной границы территории, слагая западное крыло Башкирского антиклинория [89].

Основание ускалыкской свиты проводится в подошве тонкозернистых известняков, залегающих на органогенных известняках карбона, или же по фауне – появлению первых представителей родов *Schwagerina* и *Pseudoschwagerina*. Контакт стратиграфически несогласный, с размывом.

В разрезе у горы Сим в низах описаны известняковые брекчии мощностью до 200 м, состоящие из разного размера обломков и глыб (достигающих 40 м в диаметре), в которых преобладают известняки нижнего и среднего карбона; цемент карбонатный. Выше залегает пачка переслаивания мелкогалечных конгломератов (в ее основании), глинистых аргиллитов и известняков. В последних собраны *Schwagerina moelleri* S c h e l l w., *Sch.*

*ellipsoides* Grozd., на основании чего осадки отнесены к шиханскому горизонту ассельского яруса. Еще выше (в разрезе р. Колослейка) фиксируются органогенные известняки с *Pseudofusulina lutuginiformis* Raus., *Ps. declinata* Korzh., *Ps. sulcata* Korzh., *Rugosofusulina serrata* Raus., *R. prisca* Ehrenb. et Moell.

На р. Селеук восточнее д. Уразбаево картографируемое подразделение представлено серыми, темно-серыми афанитовыми тонкозернистыми, реже органогенно-обломочными известняками, а также доломитами и мергелями. В верхней части разреза известняки содержат желваки и линзы темно-серых и черных кремней. Из органогенно-обломочных известняков определены фузулиниды верхов шиханского горизонта (нижние его части здесь размыты). В разрезе по береговым обрывам р. Мал. Ик и южнее подразделение представлено чередованием серых и темно-серых слоистых афанитовых и органогенно-обломочных известняков, темно-серых мергелей и аргиллитов.

Возраст нерасчлененных свит в целом соответствует ассельскому ярусу. Перекрывается верхняя из них карамуриной свитой с размывом. В отдельных случаях описываемый таксон полностью эродирован. Суммарная его мощность меняется от 0 до 400 м.

Ускалыкская, курмаинская, сарабильская, малоикская, кондуоровская, актастинская, байгенджинская и шафеевская свиты объединенные ( $P_{1us+\dot{s}f}$ ) занимают ограниченную площадь в той же Акбулакско-Кропачевской СФцЗ, картируются у южной границы листа. Для них характерно переслаивание (иногда ритмичное) песчаников, алевролитов, аргиллитов (или глин), прослои и линзы известняков, реже мергелей, гравелитов и конгломератов. В известняках содержится фауна криноидей, брахиопод, мшанок, пелеципод, гониатитов и обильные комплексы фузулинид ассельского, сакмарского и артинского ярусов, а также саранинского горизонта кунгура (в верхах общего разреза – в байгенджинской и шафеевской свитах). Образования самой нижней (ускалыкской) свиты согласно залегают на вышеописанной сюренской свите. Общая мощность объединённых подразделений 1700–2500 м. Южнее площади листа отдельные подразделения объединенного таксона вмещают месторождения и проявления фосфоритов, каменной соли, гипса и ангидрита.

Новокуркинская и ахуновская свиты объединённые ( $P_{1nk+ah}$ ) принадлежат к Соликамско-Дуванской СФцЗ, рассматриваются совместно по условиям масштаба картографирования.

*Новокуркинская свита* в современном объеме была выделена В. Д. Наливкиным и Г. А. Дмитриевым в 1948 г. Она прослеживается двумя полосами северо-восточного простирания близ западной и восточной окраин д. Леузы. Разрез сложен ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами, реже углисто-глинистыми сланцами с прослоями детритовых и афанитовых массивных известняков. На водоразделе рек Ай и Юрюзань собраны фораминиферы, мшанки и брахиоподы, характеризующие низы шиханского горизонта ассельского яруса. Этот стратон залегают на отложениях карбона с размывом и стратиграфическим несогласием; мощность его от 500 до 800 м.



Ахуновская свита описана Н. Г. Чочиа и С. М. Домрачевым в 1945 г. в районе д. Ахуново. Она развита в виде узких полос на крыльях пликативных структурных форм. Сложена темно-серыми и серыми однородными (афанитовыми), детритовыми, органогенными, органогенно-обломочными, рифовыми известняками, а также мергелями с редкими прослоями песчаников и аргиллитов. В нескольких пунктах собраны фораминиферы *Pseudofusulina ellipsoides* Grozd., *Ps. cf. sulkata* Kar., *Ps. uralica* (Krot), *Schwagerina constans* var. *fixa* Raus er Tsch er d., *Rugosofusulina* aff. *serrata* Raus., *R. cf. latioralis* Raus., *Fusulinella usvae* Dukt., *Schubertella paramelanica* Sul., позволяющие отнести свиту к верхам асселя. Перекрывается она шариповской свитой, контакт с которой обычно считается нормальным (иногда встречаются локальные размывы). Мощность ахуновской свиты от 150 до 200 м.

Суммарная мощность объединённых стратонов 650–1000 м.

Карамуринская, сарабильская, малоикская и кондуровская свиты нерасчлененные ( $P_{1kr-kd}$ ) распространены в Акбулакско-Кропачевской СФЦЗ; участвуют в строении западного крыла Башкирского антиклинория, прослеживаясь от р. Сим (на севере) почти до южной рамки площади. В Симской синклинали в составе объединенных подразделений преобладают терригенные отложения. Так, в разрезе у горы Сим на верхнекаменноугольных образованиях (или конглобрекциях асселя) залегают зеленовато-серые мелкозернистые песчаники с шаровой отдельностью в переслаивании с глинистыми аргиллитами и детритовыми известняками. Из органических остатков определены сакмарские брахиоподы *Camaraphoria mutabilis* Tsch ern., *Productus curvirostris* Schellw. и аммоноидеи *Pronorites postcarbonarius* Kar., *Paranoceras sobolewskyantum* Vern. [89]. Перекрываются эти породы подразделениями с фауной артинского яруса. Мощность общего разреза около 500 м.

Южнее г. Аша и вплоть до бассейна р. Нугуш суммарная мощность нерасчлененных «сакмарских» свит резко уменьшается и составляет от 10 до 50 м. В разрезе р. Аскын на кремнистых алевролитах с прослоями известняков (отвечают шиханскому горизонту ассельского яруса) залегают известняковые брекчии мощностью до 0,25 м с фауной, характерной для нижней части тастубского горизонта.

На левобережье р. Нугуш выше д. Мутаево объединенное картографируемое подразделение представлено переслаиванием буровато-серых аргиллитов, алевролитов, глинистых и органогенно-обломочных известняков, мергелей; в известняках определены фораминиферы *Pseudofusulina* ex gr. *noelleri* (Schellw), *Ps. rauserae* Korzh., *Ps. urdalensiformia* Kir., *Ps. aff. anositata* Kir. Мощность разреза здесь 25–40 м.

Южнее р. Мал. Ик стратоны представлены переслаиванием зеленовато-серых разномзернистых (часто известковистых) песчаников, алевролитов, аргиллитов и мергелей с подчиненными прослоями темно-серых пелитоморфных и органогенно-обломочных известняков, а также доломитов (в нижней части таксона). В известняках найдены *Pseudofusulina blochini* Korzh., *Ps. ex gr. sulcata* Korzh., *Ps. ischimbajevi* var. *correcta* Korz p.,

*Ps. plicatissima* R a u s., *Ps. urdalensis* R a u s. и др. Мощность нерасчлененных свит здесь составляет 200–500 м [89].

Перекрываются описываемые подразделения актастинской свитой артинского яруса с согласным стратиграфическим контактом или же с размывом. Общая мощность нерасчлененных стратонков колеблется от 0 до 500 м. Они вмещают месторождения и проявления фосфоритов.

Шариповская свита ( $P_1sr$ ) описана Н. Г. Чочиа и С. М. Домрачевым в 1945 г. вблизи д. Шарипово; относится к Соликамско-Дуванской СФцЗ. Распространена севернее Симской синклинали, где слагает крылья пликвативных форм высокого порядка. В стратотипе разрез представлен ритмичным переслаиванием мелко- и среднезернистых граувакковых песчаников и аргиллитов; в верхней его части – пачка переслаивания известняков и окремленных мергелей. Судя по фауне фораминифер, шариповская свита охватывает тастубский и стерлитамакский горизонты сакмарского яруса [61]. Соотношения с подстилающей ахуновской свитой нормальные или с локальным размывом. Перекрывается подразделение согласно бальзякской свитой. Мощность стратона 450–550 м.

Бальзякская свита ( $P_1bl$ ) описана Н. Г. Чочиа в 1945 г. у д. Бальзяк, располагается в той же зоне. Выходы ее на поверхность примерно совпадают с таковыми для вышеописанной шариповской свиты. Разрез сложен ритмичным чередованием конгломератов, граувакковых и полимиктовых (обломки кремнистых алевролитов и известняков) песчаников на карбонатном цементе, а также парасланцев с маломощными линзами мергелей; элементарные ритмы до 0,8 м. В песчаниках и цементе конгломератов встречаются многочисленные обломки фауны. По простиранию состав свиты претерпевает значительные изменения с возрастанием доли конгломератов (и мощности их прослоев – до 0,3 м) в восточном и северо-восточном направлении.

По определениям фораминифер возраст свиты – низы артинского века (отвечает бурцевскому и иргинскому горизонтам). Соотношения с перекрывающей белокатайской свитой чаще согласные, иногда с выраженным размывом. Максимальная мощность подразделения достигает 580 м [61].

Белокатайская свита ( $P_1bk$ ) распространена в Соликамско-Дуванской СФцЗ, впервые описана А. В. Хабаковым в 1946 г. в районе с. Новобелокатай. Слагает обширные поля от истоков до среднего течения рек Мал. и Бол. Ик, а также водораздел рек Кисеика и Кигов; представлена в основном конгломератами, песчаниками и аргиллитами. Конгломераты среднегалечные, реже разногалечные и валунные; хорошоокатанные обломки выполнены известняками (37%), кварцитами (22%) и основными эффузивами (до 13%), иногда отмечаются яшмы, жильный кварц и кварцевые песчаники. Размеры галек от 0,5 до 5 см, валуны кварцитов (до 0,2 м) встречаются реже. В составе свиты псефиты занимают около 50%, количество и размеры обломков уменьшаются вверх по разрезу и с востока на запад. Конгломератовые слои (от 0,5 до 30 м) чередуются с песчано-сланцевыми пачками (50–60 м). Граувакковые средне- или мелкозернистые песчаники (с известковистым цементом) и аргиллиты имеют почти такой же облик, что и в подстилающих отложениях.

В обнажении между д. Новобелокатай и д. Апутово Ф. Н. Чернышевым (1883 г.) собрана фауна аммонитов, среди которых А. П. Карпинским описаны *Pronorites pracpermicus* Карп., *Medlicottia (Artinskia) artiensis* (Grunw.), *Paragastrioceras jossae* (Verh.), *P. suessi* Карп., *Agathiceras krotowi* Карп., *Paranoceras krasnopolskyi* Карп. [61]. Раннеартинский возраст белокатайской свиты, помимо упомянутой фауны и флоры, устанавливается и по фузулинидам, из которых Г. Н. Карцевой (1951 г.) приводятся следующие формы: *Pseudofusulina kutkanensis* Raus., *P. kutkanensis* var. *trancedens* Raus., *P. cf. karagasensis* Raus., *P. cf. urasbajevi* Raus. и др. Соотношения с перекрывающей габдрашитовской свитой согласные, нечеткая граница проводится по исчезновению прослоев конгломератов и начинающемуся доминированию песчаников. Мощность свиты от 200 м на западе до 800 м на востоке своего развития.

Габдрашитовская свита ( $P_{1gb}$ ) распространена на севере листа (та же СФцЗ), выделена В. Д. Наливкиным и Н. Г. Чочиа (1941 г.) вблизи д. Абдрашитово на левом берегу р. Ай; она широко развита и по ее потокам.

Разрез сложен ритмичным чередованием песчаников и аргиллитов, в нижней его части встречаются маломощные не выдержанные по простиранию прослой и линзы конгломератов, а в верхней половине свиты – мергелей. Преобладают прямые двучленные ритмы (мощностью 0,1–1,5 м), состоящие из песчаников и аргиллитов; некоторые из них начинаются мелкогалечными конгломератами. Обычно около 70–80% ритма приходится на долю песчаников. В верхах стратона в составе ритмов участвуют прослой глинистых афанитовых известняков.

Песчаники содержат разнообразную фауну; кроме фузулинид найдены гониатиты, мшанки, брахиоподы. В фузулиновых песчаниках, залегающих в основании разреза, собраны *Pseudofusulina paraconcessa* Raus., *P. ovate* Raus., *Bradyina pachydermata* Grozd., характерные для бурцевского горизонта. В песчаниках кровли обнаружены формы, свойственные саранинскому горизонту. Таким образом, возраст стратона соответствует верхней части артинского века. Перекрывается подразделение исмагиловской свитой, контакт с которой считается согласным. Мощность габдрашитовской свиты 120–140 м.

Иргинская, камайская и шуртанская свиты объединены ( $P_{1ig\dot{s}t}$ ) распространены в Камско-Бельской СФцО, слагают основную часть «Башкирского плато» и обнажены в бассейнах рек Юрюзань и Уфа. Объединение стратонов в единое подразделение обусловлено масштабом графических материалов.

Иргинская свита при ГСР-200 и крупномасштабном картировании расчленяется на три подсвиты. Нижняя сложена желтовато-серыми равномернослойными органогенно-обломочными и глинистыми известняками, которые насыщены мелкими обломками фузулинид, мшанок, спикул кремневых губок и брахиопод, сцементированных тонкозернистым глинисто-карбонатным веществом. Встречаются прослой фораминиферовых известняков, в которых пороодообразующими являются крупные веретено-

образные фузулиниды. Эта часть подсвиты содержит многочисленную и разнообразную нижнеартинскую фауну; мощность ее достигает 70 м.

Средняя подсвита занимает обширные площади названного плато и представлена в основном светло-серыми слоистыми органогенно-детритовыми известняками. В отличие от нижней подсвиты известняки имеют «чистый» химический состав, в них сравнительно мало прослоев фузулиновых разностей, зато в большом количестве встречаются крупные продуктиды (преимущественно *Linoproductus cora* O r b.) и мшанки [60]. В районе д. Абдуллино фиксируются многочисленные прослой темно-серых (почти черных) битуминозных мергелей мощностью до 0,2 м. В данной подсвите встречается тот же комплекс фузулинид, что и в низах разреза, мощность возрастает в направлении с юга на север и с запада на восток от 65 до 120 м.

В составе верхней подсвиты преобладают слоистые органогенно-детритовые известняки, включающие мелкие обломки фузулинид, криноидей, мшанок; цемент мелкозернистый глинисто-карбонатный. В подчиненном количестве встречаются прослой существенно фузулиновых известняков; по появлению последних проводится граница средней и верхней подсвит иргинской свиты. Мощность одного из прослоев таких известняков, залегающих в основании верхней подсвиты, достигает 4 м; вверх по ее разрезу их количество и мощность быстро уменьшается. Встречаются также линзы сильно доломитизированных известняков, на востоке плато в разрезе появляются прослой серых и темно-серых битуминозных разностей.

Верхняя подсвита охарактеризована тем же комплексом фузулинид, что и нижняя и средняя части свиты. Широко распространенные мшанки саргинского горизонта послужили основанием для отнесения ее к верхнеартинскому подъярису [60]. Мощность верхней подсвиты колеблется от 20 до 80 м. Контакт иргинской свиты с перекрывающей камайской свитой постепенный, граница проводится по исчезновению «фузулиновых» прослоев и возрастанию «кремнистости» известняков.

*Камайская свита* закартирована по долинам рек Уфа, Бол. и Мал. Бердяшка; там она представлена светло-серыми слоистыми мшанково-брахиоподовыми (часто сильно окремнелыми) известняками с прослоями желтовато-серых глинистых разновидностей. В верхней части разреза появляются также прослой сильно доломитизированных известняков. «Окремнение», кроме того, выражено и в виде многочисленных линз и прослоев кремнистых алевропелитов. Отложения свиты включают весьма специфический комплекс верхнеартинских мшанок *Batostomella tschekaliensis* Trizna, *Polypora kulikovi* Trizna, *Fenestella* aff. *microsperturata* var. *polaris* Sch.-Nest и брахиопод *Spiriferella saranae* Vern., *Productus irginae* Stuk. Мощность камайской свиты до 40 м.

*Шуртанская свита* картируется на тех же участках, что и вышеупомянутый стратон. Она представлена желтовато-серыми плитчатыми глинистыми известняками, с нижележащей камайской свитой связана постепенным переходом. Для шуртанских известняков характерна строго горизонтальная тонкая слоистость, обусловленная неравномерным распределением глинистого материала. По слоистости эти породы делятся на ровные плитки толщиной 1–3 см; на плоскостях напластования часто наблюдаются фукоиды,

отдельные прослои известняков слабо доломитизированы. Шуртанская свита сравнительно бедна фауной: мшанки представлены теми же видами, что отмечаются и в камайских известняках, комплекс брахиопод так же не содержит новых форм. Кроме того, довольно редко встречаются плохой сохранности пелециподы и остракоды [60]. Кровля этого стратона проводится по появлению доломитов перекрывающей филипповской свиты; контакт согласный без признаков перерыва. Мощность шуртанской свиты достигает 20 м.

Суммарная мощность объединённых подразделений 160–360 м.

Исмагиловская, каранаевская, буранчинская и сабанаковская свиты объединённые (*P<sub>1</sub>is-sb*) картографируются совместно в связи с малой, не отображаемой в масштабе карты, мощностью каждой из них. Распространены эти подразделения в Соликамско-Дуванской СФЦЗ, в бассейне р. Ай.

*Исмагиловская свита* является нижним из четырех маломощных стратонов, венчающих разрез артинского яруса в упомянутой зоне и объединённых В. Д. Наливкиным в саранинский горизонт. Полоса ее выходов слагает западное крыло Месягутовской антиклинали, далее протягивается по левому берегу р. Ай до д. Абдрашитова. Разрез представлен в основном серыми афанитовыми известняками и алевропелитовыми сланцами. По появлению известняков проводится нижняя граница свиты, а по их исчезновению – верхняя. В низах и верхах стратона, где наряду с известняками присутствуют песчаники и сланцы, наблюдается ритмичное переслаивание этих пород. Органическими остатками свита чрезвычайно бедна, определяемые находки фауны редки. А. В. Хабаковым в 1940 г. найдены выщелоченные пустоты от раковин мелких брахиопод *Rhynchopora variabilis* St u c k., *Athyris* sp., пластинчатожаберных *Schizodus* sp. и гастропод *Murchisonia* sp., *Loxopeta* sp. [89]; мощность подразделения 30–70 м.

*Каранаевская свита* близка по составу к вышеописанной и характеризуется присутствием линз и прослоев гипсов. Развита она там же, где и исмагиловская свита, полоса выходов прослеживается вдоль левого берега р. Ай до д. Сулейманова. Породы, слагающие свиту, в той или иной степени загипсованы. В песчаниках и аргиллитах встречаются растительные остатки. Мощность разреза достигает 60 м.

*Буранчинская свита* располагается выше каранаевской свиты; в разрезе гипсоносных песчаников здесь вновь появляются прослои афанитовых известняков, чередующихся с песчаниками и аргиллитами. Эти отложения фиксируются по левому борту долины р. Ай от д. Мечетлино до д. Сулейманова. Нижняя граница проводится в подошве первого пласта афанитовых известняков; мощность подразделения 40–70 м.

*Сабанаковская свита* завершает описываемый разрез; подошва ее совпадает с кровлей последнего пласта афанитовых известняков и отмечается появлением гипсоносных песчаников и аргиллитов, аналогичных наблюдаемым в каранаевской свите. Распространение стратона почти полностью совпадает с выходами буранчинской свиты. Кровля проводится в основании песчаников лекской свиты кунгура; мощность 60–80 м. Суммарная мощность объединённых подразделений 140–280 м.

Актастинская и байгенджинская свиты объединённые ( $P_{1ak+bg}$ ) выделены в Акбулакско-Кропачевской СФцЗ, протягиваются полосой переменной ширины вдоль западной периферии Башкирского антиклинория.

*Актастинская свита* обнажена плохо и наблюдается лишь в отдельных небольших выходах по берегам рек Шида, Зилим, Белая и др. Разрез представлен чередованием зеленовато-серых аргиллитов, алевролитов, известковистых песчаников с подчиненными прослоями известняков и мергелей. В его низах среди песчано-глинистых отложений в ряде пунктов наблюдается скопление обломков (от нескольких сантиметров до 2–3 м и более в диаметре), в состав которых входят разной степени окатанности пелитоморфные, мелкозернистые и органогенно-обломочные известняки, кремни и песчаники; цемент карбонатный. В обломках органогенно-обломочных известняков найдены фузулиниды тастубского и стерлитамакского горизонтов сакмарского яруса. В подобных же известняках из разреза по р. Шида определены *Pseudofusulina concavutas* Viss., *Ps. schellwieni* Viss., *Ps. juresanensis* Raus., *Parafusulina* ex gr. *lutugini* Schellw. Севернее р. Рязяк мощность свиты минимальная (до 100 м); здесь начинают преобладать карбонатные породы. В нижнем течении р. Экень, по данным Б. М. Келлера и др. [111], ее отложения представлены темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями известковистых песчаников, содержащих *Pseudofusulina* ex gr. *concavutas* Viss., *Ps.* ex gr. *lutugini* Schellw., *Ps. juresanensis* Raus. По рекам Ата и Ук разрез сложен глинистыми известняками и доломитами с *Pseudofusulina* ex gr. *lutugini* Schellw., а в междуречье Ук–Сим – почти исключительно известняками (лишь в самых верхах располагается пачка известняковых конгломератов). Общая мощность подразделения меняется от 100 до 650 м [89].

*Байгенджинская свита* наиболее полно обнажена на р. Зилим. В ее составе преобладают переслаивающиеся желтовато- и зеленовато-серые разноморфные гравийные полимиктовые песчаники, гравелиты, мелко- и среднегалечные конгломераты, алевролиты, аргиллиты с подчиненными прослоями пелитоморфных, реже органогенно-обломочных известняков, а также мергелей. В низах разреза по р. Басу наблюдается пласт (мощностью до 100 м) глыбовых конгломератов, в составе которых встречается хорошо окатанная галька кварцитов, яшм, песчаников, реже эффузивов, и, кроме того, плохоокатанная галька, обломки и глыбы известняков с фауной карбона и перми. В глыбах органогенно-обломочных известняков определены фузулиниды бурцевского (*Pseudofusulina concavutas* Viss) и иргинского (*Pseudofusulina* ex gr. *lutugini* Schellw.) горизонтов. Выше конгломератов залегает пачка переслаивающихся терригенных пород (песчаников, алевролитов, глинистых сланцев) с прослоями известняков. В бассейнах рек Ук и Сим свита сложена преимущественно брекчиевидными известняками и доломитами. Общая ее мощность 50–610 м.

Суммарная мощность объединённых стратонов от 150 до 1260 м, подразделения вмещают месторождения и проявления фосфоритов.

Ишимбаевский риф ( $P_{1i\dot{s}}$ ) распространен локально в Акбулакско-Кропачевской СФцЗ, представлен светло-серыми массивными биогермными

и органогенно-детритовыми известняками. Рифовые образования слагают так называемые «горы-одиночки» (шиханы), распространенные вблизи городов Стерлитамак и Ишимбай. Здесь они вытянуты меридиональной цепью на 18 км и представлены «горами» Юрак-Тау, Куш-Тау, Шах-Тау, Тра-Тау и др. В этих отложениях собраны многочисленные раннепермские фузулиниды и мшанки, сакмарские кораллы, артинские и раннекунгурские остракоды. Мощность рифовых построек достигает 900 м. Подобные образования известны и в Соликамско-Дуванской СФцО в междуречье рек Ай и Юрюзань; здесь они слагают многочисленные мелкие (не картируемые в масштабе) тела.

Филипповская свита ( $P_{1f}$ ) была выделена Н. П. Герасимовым в 1952 г. в ранге «горизонта». Отложения распространены в Камско-Бельской СФцО на водораздельных пространствах западной части «Уфимского плато»; представлены там светло-серыми оолитовыми и пелитоморфными доломитами, а также доломитизированными известняками. Типоморфными для свиты являются толстослойные оолитовые доломиты, состоящие из мелких округлых выделений, сцементированных мелкозернистым доломитизированным известняком, и образующие прослой мощностью от 0,2 до 8 м. Кроме оолитовых разностей в значительном количестве присутствуют желтовато-серые пелитоморфные плитчатые доломиты; встречаются подчиненные прослой светлых известняков, гипсов и ангидритов, а в верхах разреза – водорослевых известняков.

Из фауны в филипповской свите преобладают пелециподы и остракоды, реже наблюдаются брахиоподы и мшанки. В ряде обнажений фиксируются характерные для кунгурского яруса *Allorisma kungurensis* Stuck., среди брахиопод определены *Cleiothyridina* cf. *pectinifera* (Sow.), *Dielasma elongatum* Schloth., *D. möelleri* Tschern., *D.* cf. *bovidens* Morton, *Rhynchopora* cf. *geinitsiana* (Verh.) и др. [59]. Граница филипповской и перекрывающей иренской свит описана на северной окраине д. Тегерменево, где на светло-серых известняках кровли залегают иренские известняковые брекчии; контакт считается стратиграфически согласным. Мощность стратона возрастает с востока на запад от 80 до 180 м.

Иренская свита ( $P_{1ir}$ ) как самостоятельный стратон развита в той же Камско-Бельской СФцО; первоначально была выделена Г. Н. Фредериксом (1931 г.) в ранге одноименного «горизонта». Обнажается по долинам рек Сухояз, Бирь, Чукуда, по правобережью р. Уфа и её притокам, в бассейне р. Белая. Сложена доломитами, известняками, мергелями, ангидритами и гипсами. В основании разреза залегает слой (50–60 м) известняковых брекчий, где обломки разнообразных карбонатных пород сцементированы глинисто-карбонатной массой; величина обломков от нескольких миллиметров до 15 см. В верхах подошвенной части свиты появляются невыдержанные прослой глин с карбонатными стяжениями. Выше она подразделяется на три пачки: ангидритовую, доломитовую и гипсово-ангидритовую. Галоидный разрез иренской свиты в скважинах представлен каменными солями, гипсами и голубовато-серыми крупнозернистыми массивными ангидритами, в некоторых прослоях – известковистыми. Мощность ангидритовой пачки достигает 95 м.

Фауной иренская свита бедна: по данным Н. И. Ключникова, в кавернозных известняках встречены кунгурские мшанки и гастроподы *Fenestella* sp., *Bellerophon* cf. *chaldinensis* Krot., *Spiriferella* sp. Мощность свиты 20–500 м, к ней приурочены месторождения каменных солей.

Филипповская и иренская свиты нерасчлененные (*P<sub>1</sub>fl-ir*) выделяются в Акбулакско-Кропачевской СФцЗ, распространены широкой полосой на левобережье р. Белая, где выходят на поверхность и вскрыты бурением. Разрез представлен главным образом галогенидами и карбонатными породами. В нижней его части развита соленосная пачка, представленная чередованием ангидритов, галитов и калийных солей с прослоями мергелей, глин и доломитов. Мощность соляных слоев достигает 150 м и более, мощность пачки – до 400 м. Выше залегает пачка (300–400 м), сложенная массивными гипсами и ангидритами с прослоями глин, доломитов и мергелей. Венчает разрез пачка мощностью до 190 м, состоящая из глин, мергелей и гипсов. У пос. Красноуслыск низы объединенного таксона представлены пачкой чередования серых гипсов, желтовато-серых доломитов, зеленовато-серых аргиллитов и мелкозернистых кварцевых песчаников; мощность ее до 120 м. Выше там залегают белые чистые (или слабо загрязненные глинами) однородные гипсы мощностью до 150 м, над которыми располагаются чередующиеся доломиты и известняки с прослоями гипсов мощностью до 20 м. Контакт с перекрывающей нежинской свитой либо согласный, либо с выраженным размывом, контролируемым конгломератами. Мощность описываемых нерасчлененных свит от 110 до 750 м.

Лекская, лемазинская и кошелевская свиты объединенные (*P<sub>1</sub>lk÷kš*) распространены в Соликамско-Дуванской СФцЗ, где слагают широкое поле в Юрюзанско-Сылвинской впадине и венчают там разрез перми.

*Лекская свита* представлена чередованием тонкоплитчатых мергелей, аргиллитов, полимиктовых песчаников и алевролитов при доминировании первых. На выветрелых поверхностях плитчатых мергелей наблюдаются буроватые и желтоватые разводы, благодаря чему они получили название «радужных». Свита выходит на поверхность в правом борту долины р. Юрюзань, вскрыта многочисленными карьерами в окрестностях с. Бол. Устьикинскот. В мергелях найдены остатки кунгурских *Pecopteris anthriscifolia* (G o e p r.), редко встречаются фораминиферы [50]. Мощность подразделения 35–40 м.

*Лемазинская свита* выделена М. Д. Залесским и Е. Ф. Чирковой в 1940 г., тогда же расчленена на две подсвиты. Распространение ее совпадает с лекской свитой. Нижняя подсвита сложена плитчатыми кавернозными доломитизированными брекчиевыми известняками, реже доломитами. Обломочный материал брекчий представлен разнообразными известняками и мергелями, цемент – светло-серый мелкозернистый известковистый с обломками криноидей и мшанок. Мощность этой части свиты от 0 до 50 м. Разрез верхней подсвиты выполнен желтовато-серыми слоистыми мергелями. На правом берегу р. Ай, напротив д. Мал. Кзылбаево в мергелях встречены линзы массивных органогенных известняков (с брахиоподовыми



ракушняками в низах), содержащих *Productus (Dictyoelostus) gruenewaldti* Krot., *P. cora* d' Orb. var. *dorotheewi* Fred., *P. (Linoproductus) villiersi* d' Orb. var. *koninckiana* Keys. В самих мергелях найдены *Pachyphloia recta* var. *minima* Grozd. Мощность верхней подсвиты 15–20 м. Контакт с перекрывающей кошелевской свитой проводится по замещению мергелей песчаниками. Общая мощность лемазинской свиты варьирует от 10 до 130 м.

*Кошелевская свита*, выделенная тогда же и теми же авторами, состоит из ритмично построенных гипсоносных песчаников и глинистых сланцев; распространена в долинах рек Ай и Юрюзань. Площадь ее выходов хорошо оконтуривается по широкому развитию карста. Песчаники преимущественно граувакковые с глинисто-карбонатным цементом, тяжелая фракция протолочных проб представлена цирконом, хромитом и гранатом. В основании некоторых ритмов фиксируются линзы и невыдержанные прослои конгломератов; средний размер галек (кварциты, кремнистые алевролиты, песчаники, известняки) составляет 2–3 см, хорошая их окатанность говорит о неоднократном перетолжении. В песчаниках часто встречается «шаровая» отдельность. Помимо общей загипсованности пород, «чистые» гипсы фиксируются в виде линз и прослоев. Фауна в кошелевской свите скудная: чаще всего встречаются гониатиты, из которых определены *Paragastrioceras (Uraloceras) fedorovi* Kagr. var. *arnatum* Max., *Par. sp. nov.* [58]. Мощность стратона до 130 м.

Суммарная мощность картографируемого подразделения от 140 до 300 м.

*Соликамская свита* ( $P_{1s}$ ) выделена Г. Н. Фредериксом в 1932 г., относится к Камско-Бельской СФцО. Нижняя ее граница определяется по смене галоидных пород кунгура сероцветными карбонатно-терригенными отложениями, залегающими согласно. В северной части листа (реки Белая, Бирь и их притоки) в свите отчетливо выделяются три пачки. Нижняя (12–25 м) сложена серыми, светло-серыми доломитами и известняками с подчиненными прослоями гипсов и глин. Средняя (2–7 м) представлена гипсами и ангидритами. Верхняя пачка (10–15 м) состоит из серых афанитовых известняков и плитчатых мергелей с прослоями доломитов, глин, песчаников; в кровле ее собраны остракоды *Darwinula birinsis* Pal., *D. forschii* Pal. и др. В южных разрезах соликамская свита (40–50 м) представлена красноцветными граувакковыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и доломитов. Общая мощность стратона от 15 до 230 м.

*Шешминская свита* ( $P_{1\check{s}}$ ) относится к той же СФцО; распространена совместно с подстилающей соликамской свитой по юго-восточному обрамлению Южно-Татарского свода – в верховьях рек Уюза, Сюнь, Боза и Черман. Представлена тонко- и мелкозернистыми терригенными отложениями с прослоями карбонатных пород. Расчленена И. Б. Палантом (1958 г.) и Н. М. Кочетковой (1959 г.) на камышенские, бураевские и чекмагушевские слои. Первые образованы граувакковыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями доломитов и известняков; в известняках определены остракоды *Darwinula abunda* Mand.,

*D. biriensis* Pal., *D. parphenovae* Bel., *D. ovataeformis* Kash., *D. forschii* Pal., *Suchonella kamyscinkaensis* Pal., *Dangusta procera* Mand., *Dan. biriensis* Pal. Мощность этой части свиты увеличивается с юга на север от 60 до 130 м. Бураевские слои (20–40 м) состоят из чередования известняков, мергелей, аргиллитов и песчаников; в них собраны остракоды *Darwinula pyriformis* Kash., *D. burajevoensis* Pal., *D. trita* Pal., *D. propria* Kotsch., *Darwinuloides djurtjuliensis* Pal. Чекмагушевские слои (мощностью до 50 м [89]) сложены граувакковыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями известняков; участками породы загипсованы. В известняках И. Б. Палантом определены единичные *Darwinula mortjevi* Pal., *D. matroschilini* Pal., *D. meschalkini* Pal. Подразделение перекрывается согласно белебеевской свитой. Общая мощность шешминской свиты от 125 до 375 м.

Нежинская свита ( $P_{1nz}$ ) локализуется в Акбулакско-Кропачевской СФЦЗ; слагает ядра и крылья относительно крупных синклинальных структур, залегая на нижнепермских отложениях, с которыми связана или постепенным переходом, или размывом и стратиграфическим несогласием. Выходы ее зафиксированы в долинах рек Белая, Нугуш, Куганак, Ашкадар и др.; полные разрезы вскрыты многочисленными скважинами. Для подразделения характерно изменение фациального состава и мощностей. Свита сложена чередованием граувакковых песчаников, аргиллитов, мергелей с прослоями и линзами розовато-серых известняков, доломитов и конгломератов. Все породы окрашены в красно-бурый цвет. Конгломераты состоят из галек кремнистых алевропелитов, граувакковых песчаников, известняков и других пород, сцементированных известково-глинистым материалом. Аргиллиты обычно песчанистые, нередко известковистые, часто с включениями бурого железняка. Мергели местами также залегают в виде прослоев и линз. По простиранию литологические разности быстро замещают друг друга. Породы содержат бедный комплекс остракод и пелеципод, характерных для уфимского яруса [89]. Мощность свиты от 500 до 1000 м.

Сосновская, сокская и большекинельская свиты объединенные ( $P_{2ss÷bk}$ ) занимают ограниченные площади на юге Камско-Бельской СФЦО. Сосновская свита являет собой ритмичное чередование песчаников, алевролитов, глин с прослоями известняков, мергелей и доломитов; мощность ее 90–110 м. Сокская свита состоит из двух пачек: нижней – песчаники с прослоями глин, алевролитов (60–80 м) и верхней – чередующиеся глины и алевролиты (20–40 м). В этих двух свитах собраны остракоды и пелециподы верхнеказанского подъяруса. Большекинельская свита состоит из алевролитов и глин с прослоями песчаников и карбонатных пород. По всему разрезу отмечаются границы размыва, сопровождающие косослоистые песчаники. В свите обнаружены биармийские пелециподы. Мощность подразделения 60–110 м. Суммарная мощность описываемых таксонов 240–365 м.

Белебеевская свита ( $P_{2bl}$ ). Отложения казанского яруса Камско-Бельской СФЗ выделяются в белебеевскую свиту, сложенную известняками, мергелями, граувакковыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и конгломератами. Традиционно свита делится на две подсвиты. Нижняя –

объединяет морские (сероцветные глины и мергели) и прибрежно-морские (песчаники) осадки, верхняя – лагунно-морские, переходные и континентальные образования.

Нижняя подсвита разделена на пять пачек.

Первая (бугульминская) пачка представляет собой лагунно-дельтовые и подводно-дельтовые отложения светло-серой и зеленовато-серой окраски. В нижней части это песчаники, а в верхней – белые доломиты и известняки с прослоями глин и мергелей. На восток и северо-восток они фациально замещаются сероцветными породами, характеризующимися также наличием прослоев гипса с примесью минералов меди. Е. И. Тихвинской в разрезах по р. Дема отмечено постепенное замещение лагунно-дельтовых образований одновозрастными подводно-дельтовыми (красноцветными медистыми песчаниками); последние включают прослой глин и алевролитов. Они вскрыты многими скважинами на Аксаково-Белебеевском и Бижбуляк-Зильдяровском участках, где залегают на красноцветных отложениях шешминской свиты. Еще восточнее «сероцветная пачка» замещается красноцветами, сформированными в озерно-аллювиальной низменности, среди которых наиболее распространены русловые фации – косослоистые песчаники с обломками местных пород и гравием цветных кремней (палеоруслы имели, вероятно, северо-восточное или меридиональное направление); они в свою очередь сменяются по простирацию пойменными фациями с переслаиванием песчаников, аргиллитов и алевролитов. Мощность пачки в целом меняется от 1,5 до 90 м.

Вторая (демская) пачка представлена морскими терригенными осадками и сложена зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами, известняками и песчаниками; она обычно в небольшом объеме также содержит медистые песчаники и алевролиты. Выше залегают органогенные известняки с брахиоподами и остракодами, типичные для этой пачки. Завершают разрез светло-серые глинистые известняки с брахиоподами, остракодами и фораминиферами. Восточнее морские отложения уступают место континентальным.

Третья (карамалинская) пачка сложена юрскими темно-серыми и зеленовато-серыми глинами, алевролитами, песчаниками и мергелями с многочисленными обуглившимися растительными остатками, а также фауной беспозвоночных – брахиоподами, остракодами и фораминиферами, в прослоях фиксируются органогенные известняки. Мощность этой части разреза увеличивается с севера на юг от 20 до 55 м.

Четвертая (куюргазинская) пачка выполнена прибрежно-морскими осадками: светло- и зеленовато-серыми граувакковыми косослоистыми песчаниками (с остатками окаменевших растений), включающими линзы разногалечных конгломератов. Песчаники имеют карбонатный цемент, часто образуют караваеобразную и блоковую отдельность, выделяясь в рельефе своеобразными «карнизам»; отдельные их прослой переполнены члениками криноидей, мшанками, кораллами, фораминиферами, остракодами. Мощность пачки до 25 м.

Пятую (октябрьскую) пачку представляет комплекс пестроокрашенных прибрежно-морских, лагунно-морских и континентальных отложений. Она

характеризуется карбонатным (западный), терригенно-карбонатным (центральный) и терригенным (восточный) разрезами. Лагунно-морские и лагунные осадки выполнены чередующимися доломитами и известняками с тонкими прослоями известковистых глин, мергелей, линзами кремней и гипсов. На различных уровнях встречается мелководная фауна: брахиоподы (*Lingula orientalis* G o l o w k.), моллюски (*Pseudobacawellia ceratophagaeformis* N o i n., *Schizodus rossicus* K e r n.) и остракоды (*Scheideria kazanica* и др.). Еще далее на востоке эти отложения замещаются континентальными красноцветными осадками, содержащими отдельные прослои углистых глин и каменных углей (мощность последних достигает 1 м); мощность пачки до 25 м. Суммарная мощность нижней подсвиты достигает 120 м.

Верхнебелебеевская подсвита, сложенная лагунно-морскими, переходными и континентальными отложениями, группируется в три пачки. Первая (20–40 м) состоит из однообразно чередующихся белых (мелоподобных) доломитовых известняков и тонкослойных мергелей; на разных уровнях в виде желваков, гнезд и линзовидных прослоев отмечаются гипсы. В основании второй пачки залегают органогенные известняки с пелециподами *Pseudomonothis permianus* M a s l, *Schizodus rossicus* K e r n., *Lingula orientalis* G o l o w., *Pseudobacawellia ceratophagaeformis* N o i n.); вышележащая ее часть (20–30 м) представлена известняками и мергелями, аналогичными этим же породам в первой пачке. Третья пачка имеет двучленное строение: нижняя ее половина образована светло-серыми, белыми окремнелыми известняками и доломитами, верхняя – красноцветными терригенными осадками с преобладанием коричневатого-красных глин, алевролитов и песчаников; мощность пачки 12–15 м. Общая мощность верхней подсвиты 60–70 м. Перекрывается подразделение уржумскими терригенными осадками с согласным контактом. Мощность свиты в целом меняется от 120 м на востоке до 220 м на западе листа [89].

Осиновская и белебеевская свиты объединённые ( $P_{2os} + bl$ ) выделены в основании средней перми Акбулакско-Корпачевской СФцО. Выходы на дневную поверхность описаны по берегам рек Нугуш, Белая, Бол. Ик, Мелеуз и др. Осиновская свита в целом сходна с нижнебелебеевской подсвитой Камско-Бельской СФЗ и представлена сероцветными граувакковыми песчаниками (местами с примазками и налетами окиси меди), алевролитами, аргиллитами, мергелями, известняками; в прослоях и линзах фиксируются конгломераты. В известняках собраны и определены остракоды *Darwinula chramovi* G l e b., *D. tichonovi* B e l., *D. nasalis* S h a r a p., *D. inornatina* B e l., *Darwinuloides sentfanensis* S h a r a p., характерные для нижнеказанского подъяруса. Мощность разреза от 120 до 300 м.

Перекрывается подразделение белебеевской свитой с нормальным стратиграфическим контактом. Последняя по составу и сложению напоминает верхнебелебеевскую подсвиту Камско-Бельской СФцО. Нижняя ее граница проводится по смене сероцветных пород осиновской свиты красноцветными. Здесь распространены граувакковые песчаники и алевролиты, аргиллиты, известняки, мергели, конгломераты. В известняках из основания (мощностью до 5 м) обнаружены остракоды *Darwinula alexandrinae* B e l.,

*D. belebeica* Bel., *D. sentjakensis* Scharap., *Suchonella tichvinskaia* Bel. [89]. Перекрывается подразделение объединенными стратонами, соответствующими уржумскому ярусу и татарскому отделу. Контакт стратиграфически нормальный. Мощность объединенных свит 560–600 м.

Осиновская, белебеевская, салмышская и гребенская свиты объединённые ( $P_{2os-gr}$ ) сгруппированы в одно картографируемое подразделение по причине различной степени изученности конкретных таксонов на разных участках площади. Картографируется оно у южной рамки листа. Описание свит приведено как выше, так и ниже по тексту. Суммарная мощность объединенного подразделения 530–1500 м.

Белебеевская, салмышская и гребенская свиты объединённые ( $P_{2bl-gr}$ ) выделены в данный ряд по тем же причинам и распространены там же – у южной границы площади; описание свит – см. выше и ниже по тексту. Суммарная мощность объединенных стратонов – 400–1275 м.

Уржумская свита ( $P_{2ur}$ ) сохранилась на возвышенных участках плоских водоразделов в виде изометричных, ограниченных по размеру полей (наибольшие из них – на юго-западе листа). Нижняя граница с казанскими отложениями четкая и проводится в основании мясо-красных, красновато-коричневых с фиолетовым и лиловым оттенками массивных песчаников мощностью до 40 м. В низах стратона выделяются три прослоя коричневатого-серых (участками розовато-серых) «струйчатых» известняков. В южных разрезах мощность песчаников сокращается до 20 м. Верхняя половина свиты сложена чередующимися розовато-сиреневато-серыми или коричневыми глинами, мергелями, известняками, реже доломитами и песчаниками.

Органическими остатками свита бедна; в разрезах по берегам рек Барча, Зирганка, Терекла и др. Н. М. Кочетковой и И. М. Спицыным собран следующий комплекс остракод: *Darwinula parallela* (Spizh.) var. *typica* Lun., *D. inoznata* Spizh., *D. fragiliformis* Kасh., *Suchonella stelmachovi* Spizh., *S. nasalis* Shapap., не отличающихся от верхнеказанских форм. Венчают стратон мелкогалечные кварцевые конгломераты (до 25 м мощности) с глинистым цементом, участками разрушенные до состояния галечников. Контакт с перекрывающими глинистыми отложениями малокинельской свиты стратиграфически несогласный, с размывом. Мощность уржумской свиты от первых десятков метров до 350 м [89].

Аманакская свита ( $P_{2-am}$ ) распространена на юге Камско-Бельской СФцО. Разрез сложен ритмично чередующимися пачками и пакетами косослоистых песчаников, горизонтальнослоистых глин и алевролитов, включающих прослои известняков и мергелей; редко встречаются линзы конгломератов и гравелитов. В верхах стратона роль песчаников ниже; их место занимают алевролиты, увеличивается количество и мощность прослоев карбонатных пород. В аманакской свите найдены остатки различных групп организмов: лабиринтодонтов, рептилий, раковин двустворчатых моллюсков и остракод уржумского и северодвинского (низы) ярусов. Мощность подразделения 85–125 м.

Салмышская, гребенская, вязовская и кульчумовская свиты объединенные ( $P_{2-3sm+kc}$ ) выделены в центральной части Мраковской мульды, в пределах Акбулакско-Кропачевской СФЦЗ, где слагают крупное изометричное поле [89]. Объединение свит связано с малыми мощностями таксонов и масштабными условиями картографирования.

*Салмышская свита*, расположенная в основании объединенных подразделений, залегает с нормальным стратиграфическим контактом на белебеевской свите. Сложена красноцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями известняков, мергелей и линзами косослоистых песчаников; в ней определены *Deutorosaurus jubilaevi* Nopcsa., а также остракоды *Paleodarwinula elongate* (Lun.), *P. chramovi* (Gleb.), *P. defluxa* (Mish.) и др. Мощность свиты 100–300 м. Согласно залегающая на ней (с постепенным переходом) *гребенская свита* выполнена ритмичным переслаиванием конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов с маломощными прослоями известняков и мергелей в верхних частях элементарных ритмов. В известняках собраны уржумские остракоды *Prasuchonella calantarea* (Bel.), *Paleodarwinula fragiliformis* (Kash.), *P. pavlovskja* (Lum.), *P. faba* (Mish.). Мощность подразделения 100–200 м. С вышележащей *вязовской свитой* фиксируются локальные размывы. Последняя в целом сходна с подстилающими отложениями, в отличие от которых чередование алевролитов, песчаников и аргиллитов теряет ритмичность. Прослой известняков и мергелей, линзы конгломератов и гравелитов располагаются на разных уровнях разреза. Стратон содержит следующую фауну: тетраподы *Raphanodon tverdochledovae* Ivach., *Microphon exiuius* Ivach.; рыбы *Jsadia aeistoviensis* A. Minich., *Boreolepis tatarica* Esin.; остракоды *Suchonellina inornata* Spizh., *S. duedata* (Mish.), *S. cuitella* (Mish.) и др. Мощность его 150–500 м; перекрывается он терригенными породами кульчумовской свиты, соотношения с которой определяются как несогласные (с размывом). Разрез упомянутой свиты представлен близким к «вязовскому» чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников с прослоями известняков, мергелей и линзами конгломератов; в ней найдены тетраподы *Kotlassia grandis* Tverd. et Ivach., *Dicinodon cf amalizki* Such.; остракоды *Suchonellina trapezoida* (Shagap.), *S. parallela* Spizh., *Wjathellia fragilina* (Bel.) и др. Мощность подразделения от 150 до 300 м.

Общая мощность объединённых стратонов изменяется в широких пределах – от 500 до 1500 м. Свиты вмещают оруденение формации медистых песчаников и сланцев.

Малокинельская и кутулукская свиты объединённые ( $P_{3mk+kt}$ ) распространены крайне ограниченно на юго-западе листа, где слагают небольшое поле, «подстилающее» триасовые осадки [89]; объединение их связано с масштабом картирования.

*Малокинельская свита* перекрывает уржумские отложения с размывом. Разрез ее представлен чередованием красноцветных глин и алевролитов с частыми линзами песчаников и конгломератов в основании, редкими прослоями известняков и мергелей с фауной батрахозавров (семейства

Kotlassiidea и Chroniosuchidea) и остракодами *Suchonellina daedala* (Misch.), *S. cutella* (Misch); мощность стратона не превышает 70 м.

*Кутулукская свита* залегает с размывом на малокинельской свите и представлена ритмично переслаивающимися красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с линзами гипсов и ангидритов. В ней собраны батрахозавры, доцинодонты, остракоды *Suchonellina inornata* Sprizh., *S. trapezoida* (Shagap) и др. Мощность кутулукской свиты достигает 200 м.

Общая мощность объединённых таксонов 200–250 м.

Вязовская и кульчумовская свиты нерасчлененные (P<sub>3</sub>vz–kč) ограниченно развиты на юге площади в Акбулакско-Кропачевской СФцЗ.

В основании *вязовской свиты* залегают пласты песчаников (до 25 м) или конгломератов. Нижняя ее половина сложена ритмами, состоящими из песчаников, алевролитов и глин, иногда в их верхах появляются мергели и известняки (конкреционные или пелитоморфные). Часто в песчаниках видна крупная косая клиновидная слоистость. Отдельные косые серии слагают и конгломераты. Ископаемые остатки представлены фоссилизованными костями рыб, териодонтов, батрахозавров, а также остракодами и пелециподами, характерными для северодвинского яруса. Соотношения с подстилающей гребенской свитой считаются несогласными (с размывом); мощность подразделения меняется от 95 до 350 м.

*Кульчумовская свита* выполнена в основании косослоистыми разнозернистыми песчаниками или мелкогалечными конгломератами, залегающими на размывтой поверхности вязовских глин и алевролитов. Выше наблюдаются чередующиеся красноцветные глины и алевролиты с прослоями, реже линзами песчаников. Местами прослой (до 0,3 м) мергелей и глинистых известняков. В верхах стратона иногда наблюдались маломощные линзы конгломератов (или гравийных галечников), с которыми связаны проявления осадочной меди. В породах известны многочисленные находки целых скелетов и фрагментов батрахозавров, териодонтов, парейазавров, а также ассоциации остракод, характерные для вятского яруса. Мощность нерасчлененных свит 210–700 м. За пределами листа они вмещают месторождения и проявления медистых песчаников, гипса, ангидрита.

## МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Представлена всеми тремя системами; соответствующие им таксоны распространены преимущественно в средней части южной половины трапеции.

## ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения, относимые к триасу, развиты ограниченно в южной, центральной и восточной частях территории. Все подразделения сложены в основном терригенными «перерывными» отложениями.

Копанская свита ( $T_1kp$ ) занимает незначительные площади на крайнем юго-западе листа в Камско-Бельской СФЦО; сложена преимущественно красно-серыми или коричнево-серыми разнородными косослоистыми песчаниками (до 70%). В подчиненном количестве в нижней части разреза присутствуют гравелиты и конгломераты, а в верхней – линзы алевролитов и глин. В породах обнаружены остатки мелких лабиринтодонтов и архаичного ветлугазавра, которые являются представителями индского яруса. Мощность свиты от 45 до 75 м.

Блюментальская серия ( $T_1bl$ ) распространена в Акбулакско-Кропачевской СФЦЗ, состоит из копанской, старицкой и кзылсайской свит. В связи с масштабом картографирования частные подразделения здесь не отображены. Серия занимает ограниченную площадь на крайнем юго-западе территории.

*Копанская свита* (нижняя в серии) залегает с размывов на отложениях верхней перми. В основании разреза располагаются конгломераты, сменяющиеся вверх красноцветными песчаниками с многочисленными линзами конгломератов и редкими прослоями и линзами аргиллитов и алевролитов. В песчаниках обнаружены остатки лабиринтодонтов из рода *Tapilacosaurus*, *Wetlugasaurus samarensis* Sen. Мощность свиты до 100 м.

*Старицкая свита* в основании сложена конгломератами, выше которых располагаются косослоистые песчаники с прослоями и линзами красноцветных аргиллитов и алевролитов. В песчаниках найдены останки лабиринтодонтов *Benthosuchus sushkini* Efr. Мощность свиты до 150 м.

*Кзылсайская свита* представлена ритмичным чередованием красноцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими линзами конгломератов и с останками поздних лабиринтодонтов *Wetlugasaurus angustifrons* Reib. [89]. Мощность свиты до 200 м. Перекрывающие осадки на площади листа не известны.

Общая мощность серии меняется от 90 до 800 м южнее площади листа, где она вмещает проявления медистых песчаников.

Блюментальская серия и петропавловская свита нерасчлененные ( $T_1bl-pt$ ) выделены в Акбулакско-Кропачевской СФЦЗ, где слагают обширные поля в центральной части Мраковской мульды и ограниченные площади на правобережье р. Белая. Подразделение залегает с глубоким размывом на отложениях перми и соответствует всему объему нижнего триаса [89]. Разрез сложен пестроцветными, красноцветными песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов и конгломератов. В последних обнаружены земноводные *Benthosuchus cf. suschkini* (Efr.), филлоподы *Preudoestheria sibirica* Nov., *Loxomicroglypta nodosa* (Nov.) и остракоды *Darwinula aceris* Misch., *Gerdalia variabilis* Misch., *G. clara* Misch., *Darwinula ovalis* Gleb. Перекрывается подразделение отложениями среднего и верхнего триаса или осадками нижнего неогена. Мощность разреза меняется в широких пределах – от 100 до 1300 м.

Каменноручейная толща ( $T_1kr$ ) выделена на небольших разобщенных участках в пределах Восточно-Уральской СФЗ на правобережье р. Урал. Выходы на дневную поверхность ограничены, лишь на вершинах холмов наблюдаются элювиальные высыпки валунов и галек.



По скважинам в разрезах преобладают практически несортированные валунно-галечные конгломераты, пески с прослоями и линзами серых пестроцветных глин. Валуны и гальки хорошо окатаны. В составе преобладают кварциты, кремнистые известняки, яшмы, разнообразные по составу и облику магматические образования, в подчиненном количестве встречаются песчаники и алевролиты. Раннетриасовый возраст толщи принят на основании спорово-пыльцевого комплекса. Толща залегает со стратиграфическим перерывом на разновозрастных породах карбона. Максимальная вскрытая мощность достигает 85 м [82].

Старицкая и кзылсайская свиты объединённые ( $T_{1st+kz}$ ) занимают площади на крайнем юго-западе листа. В составе старицкой свиты принимают участие терригенные породы с ритмичным строением разреза. Основание сложено конгломератами, сменяющимися по латерали косослоистыми песчаниками и песками, залегающими на размытой поверхности копанской свиты. В нижней половине разреза ритмы состоят из средне- и крупнозернистых песчаников с гравием и галькой, и мелкозернистых песчаников с субгоризонтальным напластованием. Верхняя половина разреза состоит из ритмов, сложенных косослоистыми песчаниками, алевролитами и глинами. В кзылсайской свите содержание алевролитов и глин достигает 55%. Средняя часть ритмов занята переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинами, верхняя – алевролитами и глинами. Венчают ритмы всегда глины. Мощность ритмов уменьшается вверх по разрезу. Комплекс ископаемых остатков представлен тетраподами и конхостраками блюментальского возраста.

Общая мощность объединенных стратонев 210–320 м.

Петропавловская свита ( $T_{1pt}$ ) развита в восточной части Урало-Сакмарского водораздела Акбулакско-Кропачевской СФЦЗ. В разрезах выделяется три циклита, состоящих из элементарных ритмов. Мощность циклитов 50–55 м, ритмов 5–15 м. В основании ритмов нижнего циклита пластуются красновато-коричневые и коричневатые-серые разнозернистые косослоистые песчаники, выше следуют переслаивающиеся серые плитчатые песчаники, красноцветные алевролиты и глины. Преобладают в ритмах всегда песчаники. В породах свиты находки тетрапод. Здесь встречаются фоссилизированные фрагменты скелетов батрахозавров, лабиринтодонтов, текодонт, праящериц, двоякодышащих рыб, характерные для яренского горизонта. Мощность свиты от 70 до 400 м.

Донгузская свита ( $T_{2dn}$ ) впервые выделена П. И. Климовым в 1939 г. в бассейне р. Юшатырь. Залегает с размывом или на пермских отложениях. Разрез представлен пестроцветными глинами, алевролитами с линзами мелкозернистых, косослоистых песчаников и конгломератов. В верхней части разреза прослой бурых углей. Породы содержат остатки земноводных *Eryosuchus garjainovi* Otsch., *Plagiosuchus* sp., пресмыкающихся *Rhadiodromus klimovi* Efr., *Rabidosaurus cristatus* Kalan. и рыб *Ceratodus orenburgensis* Min., *C. gracilis* Vorob. et Min., в комплексе с миоспорами *Cyclotriletes oligogranifer* Madl., *Verrucosisporites krempii* Madl. [89]. Перекрывается подразделение букобайской свитой. Соотношения несогласные, с размывом. Мощность свиты 175–400 м.

Донгузская и букобайская свиты объединённые ( $T_2dn + bk$ ) слагают небольшие разрозненные выходы в южной части Мраковской мульды Акбулакско-Кормачевской СФцЗ. Состав и сложение *донгузской свиты* аналогичны вышеописанным.

*Букобайская свита* представлена ритмичным переслаиванием глин и алевролитов озерно-болотного происхождения. Породы пестро окрашены с широкой гаммой цветов (красные, коричневые, малиновые, сиреневые, фиолетовые, серые, желтые). Часты прослойки темно-серых глин с углефицированными растительными остатками, редкими линзами лигнитов с обильной листовой флорой. Основания крупных ритмов сложены русловыми и дельтовыми песчаниками, в которых часто встречаются остатки наземных позвоночных, рыб, двустворок, окаменелостей древесины. Мощности базальной пачки песчаников от 7 до 20 м. Песчаники основания свиты ложатся несогласно на размытую поверхность наслоений донгузской свиты. В разрезе встречены остатки земноводных *Mastodonsaurus torvus* K o n z h., *Plagiosuchus* sp., пресмыкающихся *Elephantosaurus jachimovitschi* O t s c h., рыб *Ceratodus bucobaensis* M i n., *C. gracilis* V o r o b. e t. M i n., растений *Neocalamites rugosus* S z e. Мощность от 155 до 700 м. Соотношения с перекрывающими осадками верхнего триаса не наблюдались. В отдельных случаях фиксируется размытый контакт с юрскими терригенными породами.

Общая мощность подразделений меняется от 200 до 950 м.

Суракайская свита ( $T_3sr$ ) выделена Н. Г. Вахрушевым в 1945 г. в бурогольном бассейне. Строение разрезов переменное. В верхове руч. Букобай разрез почти целиком сложен глинами, среди которых встречаются прослойки алевролитов. В других разрезах преобладают пачки переслаивающихся глин и алевролитов, разделенные прослоями песков или песчаников. Нередки также разрезы, в которых наблюдается ритмичное чередование песчаников, алевролитов и глин с прослоями галечников, углистых глин, бурых углей и линзообразными стяжениями сидерита. Позднетриасовый возраст определяет характерный комплекс спор и пыльцы, в котором доминируют споры папоротников, папоротникообразных, плауновых, каламитов. Мощность суракайской свиты до 300 м.

Букобайская и суракайская свиты объединённые ( $T_{2-3}bk + sr$ ) выделены по причинам различной степени изученности таксонов в Акбулакско-Кропачевской зоне. Состав и сложение подразделений описаны выше. Суммарная мощность изменяется от 250 до 1000 м.

## ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения на территории листа распространены крайне ограниченно в Южно-Предуральской и Орской СФцЗ.

Катынадырская, орская и романкульская свиты нерасчлененные ( $J_{1-2}kt - rm$ ) развиты в Орской СФцЗ на правом берегу р. Таналык, в бассейнах нижних течений его правых притоков – рек Бузавлык и Еранагас. Отложения выполняют впадину площадью более 12 км<sup>2</sup>, где залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на девонских образованиях, и представлены глинами, песками, алевролитами,

песчаниками, галечниками, конгломератами. По данным бурения установлено, что разрезы в западной части впадины характеризуются преобладанием в нижней части разреза грубообломочных отложений [86]. Обломочные породы хорошо отсортированы, гальки отличаются высокой степенью окатанности. В их составе резко преобладают кварц, кварциты и метаморфические сланцы (от 50 до 80%) и кремнистые породы (от 20 до 40%). Среднеюрский возраст свиты устанавливается на основе данных спорово-пыльцевого анализа. Мощность отложений достигает 260 м.

Чашканская, илецкая и юшатырская свиты объединенные ( $J_{1-3}čs+jš$ ) занимают ограниченные площади на юге листа в Южно-Предуральской СФЗ.

*Чашканская свита* выделена Г. П. Леоновым в 1952 г. Разрез представлен серыми, зеленовато-серыми глинами, алевролитами, песками с прослоями глинистых бурых углей мощностью до 0,6 м и галечниками в основании. В глинах присутствуют обломки лигнитов и конкреции сидеритов и пирита. Раннеюрский возраст обосновывается спорово-пыльцевым комплексом [89]. Соотношения с подстилающими пермскими или триасовыми образованиями несогласные, с размывом. Перекрывающие отложения илецкой свиты залегают согласно. Мощность подразделения достигает 150 м.

*Илецкая свита* описана Г. П. Леоновым в 1952 г. Распространение совпадает с подстилающими чашканскими осадками. В основании разреза – пески, галечники, глины с марганцевыми конкрециями. Выше залегают пестроокрашенные алевролитистые или песчанистые глины с прослоями и линзами темных углистых глин и глинистых бурых углей. Перекрывается свита юшатырскими песками с нормальным контактом. Мощность до 100 м.

*Юшатырская свита* выделена Б. П. Вьюшковым в 1949 г. Разрез сложен желтыми или серыми мелкозернистыми песками, алевролитами с редкими желваками фосфоритов и прослоями плотного известковистого песчаника. В свите собраны аммониты, датирующие подразделение средним–поздним келловеем и оксфордом. Перекрывающие осадки не известны. Мощность свиты не превышает 5 м.

Мощность объединенных свит достигает 225 м.

*Илецкая свита* ( $J_{2il}$ ) в пределах Южно-Предуральской СФЗ слагает просадочные экзогенные структуры, расположенные над солевыми куполами. Распространена ограниченно. В строении разреза принимают участие алевролиты, пески и глины с прослоями бурых углей и линзами галечников. Слоистость характерна для отложений временных потоков. В песках рассеяны железисто-марганцевые пустотелые секреции. Глины и алевролиты серые и желтовато-серые. Миоспоровые комплексы сопоставляются с ассоциацией миоспор из байоса и бата Северного Кавказа, Нижнего Поволжья и Актюбинского Предуралья. Мощность свиты достигает 120 м.

## МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы занимают небольшие обособленные участки с пониженным рельефом, где выполняют карстовые воронки на поверхности карбонатных палеозойских пород.

Максайская, песчаниковая, песчано-глинистая, терригенная, глауконит-песчаная, глауконит-терригенная, мергельно-глинистая толщи объединенные ( $K_{1-2}mk+mg$ ) ограниченно распространены в Таналык-Баймакской депрессии Орской СФцЗ. Максайская толща разделена на две подтолщи: нижняя – конгломератовая, верхняя – глинистая. Конгломераты валунно-галечные полимиктовые с доломит-гидрогетитовым цементом, обогащенным оолитами и бобовинами гидроокислов железа. Глины монтмориллонитовые кирпично-красные плотные, пластичные с линзами оолитовых железных руд, с галькой и линзами галечного материала. В долине р.Таналык в нижней части разреза меловых отложений преобладают пески (песчаники) кварцевые светло-серые с каолинитовым цементом с прослоями, галечников, конгломератов; глины монтмориллонитовые и гидрослюдисто-каолинитовые алевритистые с линзами песков и песчано-гравийно-галечных смесей на известковисто-железистом цементе. Отложения нижней части разреза мела залегают с размывом и несогласием на юрских и палеозойских образованиях. Верхняя часть разреза сложена алевритистыми глинами, песками с линзами и прослоями песчано-гравийно-галечных смесей, углистых глин, бокситов, глауконитовых песков и песчаников, реже желваками и линзами фосфоритов. В нижней части разреза собраны споры и пыльца альбского, туронского ярусов, в верхней – пеллециподы, белемниты, фораминиферы туронского, сантонского, кампанского и маастрихтского ярусов.

Суммарная мощность объединенных толщ мела колеблется от 40 до 210 м.

Ногайтинская, плотиновская, вербовская и харская свиты нерасчлененные ( $K_2ng-hr$ ) развиты спорадически в Южно-Предуральской СФцЗ, на правом берегу р. Белая, где слагают небольшие, большей частью не картируемые в масштабе карты поля. Отложения представлены глауконитовыми песками, галечниками, песчаным мергелем и алевритистой глиной с галькой и желваками фосфоритов. В основании линзы гравелитов, в кровле – мел и опоки. В разрезе собраны сеноман-маастрихтские органические остатки [89]. Соотношения с подстилающими палеозойскими отложениями несогласные, перекрывающие осадки не известны. Мощность нерасчлененных отложений достигает 50 м.

## КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Представлена всеми тремя системами. Палеоген и неоген распространены на площади весьма ограниченно. Плиоцен-четвертичные образования показаны на отдельной специализированной карте масштаба 1 : 1 000 000. В районировании таксонов этого возрастного интервала западная часть территории отвечает Предуральской структурно-фациальной области, центральная – Уральской структурно-фациальной зоне (в пределах одноименной горной системы). В первой выделена Камско-Бельская подобласть с Урало-Сакмарским и Айско-Юрюзанским районами. Вторая включает «Внеледниковую» подзону, ранжированную на Южно-Горноуральский, Урало-Гумбейский и Миасско-Уйский районы.

## ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

На площади листа известно лишь одно поле развития палеогена в Орской СФцЗ.

Улеттинская, тыкбутакская, акчатская свиты нерасчлененные ( $P_{1-2}ul-ak$ ) распространены крайне ограниченно на левобережье р. Таналык в виде небольшого выхода на правом берегу р. Еранагас. Основная часть разреза сложена серыми, темно-серыми гидрослюдистобейделлитовыми глинами с прослоями мелкозернистых глауконит-кварцевых песков и алевроитов со стяжениями сидерита и марказита. В основании известны фораминиферы зоны *Ammoscalaria incueta*. Контакт с подстилающими осадками мела или породами палеозоя стратиграфически и структурно несогласный, перекрывается подразделение четвертичными отложениями [89]. Мощность разреза нерасчлененных свит от 10 до 30 м.

Казацкая свита ( $P_3kz$ ) распространена локально в Орской СФцЗ. Выходы ее на картируемую поверхность выявлены в верховьях р. Таналык. Свита сложена серыми и почти белыми песками. Пески кварцевые мелко- и разнозернистые, участками глинистые слоистые. Встречаются линзы каолиновых глин мощностью до 2 м. Участками в основании свиты появляются линзы гравийно-галечниковых пород. Залегает свита несогласно на палеоценовых отложениях или выветрелых палеозойских образованиях. В объеме свиты найдены многочисленные отпечатки флоры, типичной для верхнего эоцена. Мощность свиты 5–15 м. За пределами площади подразделения вмещает титан-циркониевые россыпи.

## НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Из всех юрско-миоценовых осадков отложения неогена распространены максимально широко. Выходы миоцена и низов плиоцена известны в Волго-Уральской мегаобласти и Предуральской мегазоне. Большая же часть стратонав последнего отдела районирована в схеме для плиоцен-четвертичных образований (см. выше).

Тюльганская, кююргазинская, ворошиловская свиты объединенные ( $N_{1tl} \div vr$ ) занимают крайне ограниченные площади на юге Южно-Предуральской СФцЗ.

*Тюльганскую свиту* в основном слагают пески и гравийно-галечники с прослоями и линзами глин. Пески серые и светло-серые, редко белые, преимущественно кварцевые разнозернистые, с доминированием мелко-среднезернистых разностей, часто с гравийными зернами и мелкой галькой. Текстура косослоистая. В песках нередко встречаются крупные слабоуглефицированные растительные остатки. Мощность песков до 10 м. Гравийно-галечники на 80–85% состоят из хорошоокатанных обломков кремней, кварцитов, кварца, яшмоидов, кремнистых сланцев, песчаников, известняков и пр. Мощность достигает 11,5 м. Нередко гравийно-галечники образуют линзы в песках. Глины белые и светло-серые каолиновые; серые и темно-серые каолиново-гидрослюдистые, углефицированные. Мощность не более 1 м. Свита с размывом и стратиграфическим несогласием ложится на более древние разновозрастные породы. Мощность свиты от 10 до 80 м.

*Кургазинская* и *ворошиловская свиты* сложены серыми глинистыми иногда углистыми алевролитами и глинами, редко прослоями песков с прослоями бурых углей и лигнитов. Алевролиты вмещают миоценовый комплекс, по заключению А. А. Чигуряевой, характерный для раннего миоцена. Мощность свит достигает 20 м.

Суммарная мощность подразделений изменяется от 10 до 80 м.

*Ворошиловская* и *ушкатлинская свиты объединённые* ( $N_{1vr} + u\delta$ ) занимают разрозненные, но многочисленные поля на плоских водоразделах левобережья р. Белая.

*Ворошиловская свита* в нижней части разреза сложена серыми косо-слоистыми разнозернистыми песками с гравием и галькой кварца, кремней и кварцевых песчаников и линзами галечников. Средняя и верхняя части разреза состоят из серых углистых глин, иногда песчаных и глинистых песков с прослоями бурых углей мощностью до 60 м. В разрезе собрана ниже-среднемиоценовая флора тургайского типа: внизу с преобладанием хвойных, сверху – широколиственных. Залегает свита на пермских отложениях с размывом, а перекрывается согласно ушкатлинскими осадками. Мощность подразделения меняется от 30 до 400 м.

*Ушкатлинская свита* залегает или на ворошиловской свите, или на пермских отложениях. В основании разреза залегают аллювиальные галечники и пески, сменяющиеся вверх по разрезу озерными бурыми глинами с бобовинами бурого железняка и прослоями сидерита, белых глин и глинистых песков. В свите собрана средне-верхнемиоценовая флора [89]. Мощность свиты изменяется от 5 до 80 м.

Суммарная мощность объединённых свит меняется от 30 до 400 м.

*Кинельская серия* ( $N_{1-2}kn$ ) выделена в Волго-Уральской мегаобласти и Средне-Предуральской СФцО. Как самостоятельный объект наблюдения серия распространена ограниченно на левобережье р. Белая, где слагает небольшие поля на низких водоразделах и севернее среднего течения р. Юрюзань, а также выполняет небольшие впадины на восточном обрамлении Башкирского плато. В большинстве случаев данные отложения вскрыты бурением под современным аллювием по притокам рек Белая и Сакмара. Подразделение залегает с угловым и стратиграфическим несогласием на отложениях перми.

Разрез серии расчленен на три слоя. Первый развит в долинах правых притоков р. Сакмара. В основании залегают аллювиальные галечники и пески, замещающиеся вверх по разрезу пестроцветными песчанистыми глинами с костями антилопы. Второй ложится на размытую поверхность первого и представлен аллювиальными галечниками, бурыми или голубовато-серыми глинистыми разнозернистыми песками с пресноводными остракодами плиоцена. Третий слой в нижней части представлен песками и галечниками или погребенной почвой, сменяющимися темно-, буровато- и зеленовато-серыми глинами с прослоями бурого угля. В верхней части слой сложен серыми глинами с прослоями и линзами глинистого сидерита, песчаника и конкрециями пирита. В глинах встречаются крупные раковины унионид и вивипар, отпечатки рыб и остракоды. Возраст подразделения определяется как поздний миоцен–поздний плиоцен [89]. Суммарная мощность свиты изменяется от 50 до 170 м.

Кустанайская свита, лимноаллювий ( $laN_2^2ks$ ) распространена в восточной части листа в пределах Урало-Гумбейского района Уральской СФцЗ и приурочена к плиоцен-раннеплейстоценовым аккумулятивным поверхностям. Отложения слагают низкие пологие водо-раздельные поверхности бассейнов рек Малый Кизил, Аналык, Янгелька, где с размывом залегают на породах палеозоя. Южнее территории листа отмечено залегание этих осадков на размытой поверхности миоцена. Лимноаллювий перекрыт покровными делювиальными суглинками. Свита представлена темно-коричневыми, буровато-красными глинами с прослоями и линзами песков и гравия. Редко отмечаются известковистые стяжения, оолиты марганца и буроуго железняка. Мощность подразделения по данным бурения от 16 до 55 м (скв. 38).

Кустанайский и аккумуляевский горизонты нерасчлененные, аллювий и лимний ( $a, lN_2^2ks-ak$ ) распространены крайне ограничено в пределах Южно-Горноуральского района Уральской СФцЗ. Отложения закартированы в виде разрозненных пятен на плиоценовых аккумулятивных поверхностях в Тирлянской и Белорецкой структурно-денудационных депрессиях. Гипсометрически осадки приурочены к интервалу высот от 520 до 560 м, где они залегают с размывом на коренном субстрате или на миоцен-раннеплиоценовых образованиях. Перекрывается подразделение красноцветным эоплейстоценовым аллювием или неоплейстоценовыми склоновыми отложениями.

В основании разреза залегают аллювиальные образования, представленные слабоокатанными галечниками с глинистым заполнителем и прослоями песков. Для них характерна пестрая окраска и голубовато-серые, розовато-серые, красно-бурые, охристо-желтые цвета. Выше располагаются пестроокрашенные песчанистые глины, иногда загипсованные, с дресвой и галькой кварца, бобовинами гидроокислов марганца и железа. Озерные фации представлены пестроокрашенными алевритистыми каолиновыми глинами с маломощными прослоями и линзами песков и гравия. Подразделение вскрыто скважинами 20, 22, 29, 30; мощность (по данным бурения) изменяется от 10 до 46 м, а в палеоврезах достигает 60 м.

Отложения содержат плиоценовый лесостепной спорово-пыльцевой комплекс. Среди трав доминируют маревые (до 11%), присутствуют злаки (до 7%), крапива и подорожник (до 5%). Древесная растительность представлена сосной (до 20%), березой (до 35%), липой (до 18%). В районе г. Белорецк, по данным Н. Г. Волковой, отложения содержат плиоценовую флору: *Silaginella*, *Pterocarya*, *Alnus*, *Betula*, *Ericaceae*. В целом возраст определен как средне-позднеплиоценовый [271].

Аккумуляевская свита. Аллювиомариний, лагунные фации ( $am_1N_2^3ak$ ). Свита распространена в западной части территории в пределах Айско-Юрюзанского и Урало-Сакмарского районов Предуральской СФцО, приурочена к палеодолинам рек Белая, Сакмара, Сим, Уфа, Быстрый Танып, Чермасан. Залегают либо на размытой поверхности пермских отложений, либо на аллювиальных и озерных отложениях кинельской серии, с которой связана постепенным переходом; перекрывается воеводской свитой позднего плиоцена либо эоплейстоценовыми, средне-позднео-

плейстоценовыми аллювиальными, озерными и делювиальными образованиями. Образование свиты происходило в условиях максимальной фазы акчагыльской ингрессии, чем и обусловлено присутствие в разрезах фаций лимноаллювия. Собственно аллювиальные фации представлены песками и галечниками с валунами местных пород и галькой известняков, кремней и кварцито-песчаников и приурочены к нижней и верхней частям разреза свиты. Средняя часть разреза сложена серыми, светло-серыми и зеленовато-серыми алевритистыми горизонтальнослоистыми глинами, алевритами и песками с фауной морских моллюсков.

Пресноводный комплекс моллюсков состоит главным образом из разнообразных представителей родов *Unio*, *Potomida*, *Viviparus*, *Bithynia*, *Valvata* и *Lithoglyphus* [299]. К морским (солонатоводным) моллюскам относятся *Cardium dombra* Andrus., *C. pseudoedule* Andrus., *C. vogdti* Andrus., *Avimacra subcaspia* (Andrus.) и др. В оложениях свиты известны многочисленные находки мелких млекопитающих, среди которых в видовом составе и по количеству костных остатков резко преобладают грызуны (*Trogonthrium* sp., *Apodemus* cf. *sulvaticus* L., *M. Villanyia praeungaricus* Schevtschenko и др.). Помимо этого выявлены насекомоядные (*Sorex* sp., *Talpa* sp.), зайцеобразные (*Ochotona* sp., *Hypolagus* cf. *brachygnatus* Kormos). Эта фауна сопоставима с хапровским фаунистическим комплексом [229]. Максимальная мощность свиты 30 м.

Воеводская свита. Аллювиомариный, лагунные фации (am<sub>1</sub>N<sub>3</sub>vv). Распространена на западе территории в пределах Айско-Юрюзанского и Урало-Сакмарского районов Предуральской СФцО, где выполняет палеодолины рек Белая, Сакмара, Сим, Уфа и др. Подразделение залегает в большинстве случаев на размытой поверхности аккумуляевской свиты, перекрывается эоплейстоценовыми аллювиальными и озерными отложениями или средне-поздннеоплейстоценовым делювием и аллювием. На дневной поверхности свита обнажается на левобережье р. Белая, где слагает плоские широкие водоразделы рек Чермасан, Кармасан и Дема, локализуясь в интервале высот 150–180 м. В нижней части разреза преобладают пестроокрашенные полимиктовые несортированные пески с гравием и галькой известняков и кремнистых алевролитов, прослой галечников. Выше залегают пески, алевриты и красно-коричневые глины. Фаунистический комплекс, приуроченный к воеводской свите, характеризуется сочетанием солонатоводных моллюсков (*Avimacra subcaspia* (Andrus.), *Caspia* sp., *Nematurella* sp.) и пресноводных (*Dreissensia polymorpha* Pall.) [299]. Мощность свиты 20–30 м (скв. 7, 8, 16).

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

### Эоплейстоцен

Аллювий (аЕI). Нижнеэоплейстоценовый аллювий выделяется в западной части листа в пределах Айско-Юрюзанского района Предуральской СФцО. Отложения с размывом залегают на аккумуляевской свите верхнеакчагыльской толщи среднего и позднего плиоцена, иногда – на верхнепермских



осадках, перекрываются верхнеэоплейстоценовыми аллювиальными и озерными образованиями. Аллювий представлен светлоокрашенными желтовато-серыми, буровато-серыми или зеленовато-желтыми песками различной зернистости с линзами галечников и базальным галечным слоем в основании. Галька состоит из светлых и черных кремней, кварцевых песчаников и серых известняков. Местами отмечаются линзы глин и алевроитов.

Фаунистически отложения охарактеризованы хорошо. Здесь присутствуют многочисленные пресноводные моллюски: *Viviparus achatinoides* Desh., *V. baschkiricus* G. P. v., *Lithoglyphus decipiens* Brus., встречающиеся в пресноводных верхнеплиоценовых фациях, но отсутствующие в средне- и позднеэоплейстоценовых осадках. Комплекс фауны мелких млекопитающих представлен богато и включает *Sorex* sp., *Talpa* sp., *Desmana* sp.; Lagomorpha: *Ochotona* sp.; Rodentia: *Spermophilus* ex gr. *primigenius* Kormos – *nogaici* Topasevsky, *Sicista* sp., *Cricetus cricetus* cf. *nanus* Schaub, *Allocricetulus* sp., *Cricetulus* sp., *Mimomys intermedius* (Newton), *Clethrionomys hintonianus* Kretzoi, *Prolagurus ternopolitanus* Topasevsky, *Allophaiomys* cf. *pliocenicus* Kormos, *Prosiphneus* ex gr. *praetingi* Teilhard. [250] Фауна сопоставляется с одесским фаунистическим комплексом. Мощность подразделения от 6 до 29 м.

Аллювий и лимний нерасчлененные (а, IЕП). Единственное картографируемое подразделение верхнего эоплейстоцена достаточно широко распространено в западной части территории в пределах Айско-Юрюзанского района Предуральской СФцО. С размывом залегает на аллювии раннего эоплейстоцена, верхнеакчагыльской толщи, аккумуляевской свиты либо на пермских породах. Перекрывается аллювиальными или делювиальными отложениями неоплейстоцена. Отложения покрывают сплошным чехлом низкие междуречья на склонах долины р. Белая в ее среднем и нижнем течении, формируя совместно с нижележащими аллювиальными образованиями аккумулятивную плиоцен-эоплейстоценовую поверхность, локализованную в интервале высот от 140–150 до 160–180 м. Нижняя часть подразделения (существенно аллювиальная) представлена гравием, галечником, песком. Для верхней части более характерны озерные фаии, представленные глинами, суглинками красновато-коричневыми с конкрециями мергеля, линзами песка и гравия.

В стратотипе, расположенном в 2 км восток-северо-восточнее д. Симбугино и в 3 км восточнее д. Хлебодаровка, из аллювиальных отложений определены немногочисленные раковины наземных моллюсков плохой сохранности: *Succinea* sp., *Pupilladaea*, *Vallonia pulchella* (Müll.) (1), *Vallonia* sp. В озерных отложениях присутствуют многочисленные виды наземных моллюсков *Succinea oblonga* Drap., *Pupilla muscorum* (L.), *Columella columella* Martens, *Cochlicopa lubrica* (Müll.), *Vallonia costata* (Müll.), *Val. pulchella* (Müll.), *Val. tenuilabris* (Al. Br.), *Val.* sp., *Ena montana* (Drap.), *Pseudotrichia rubiginosa* (A. Schm.) [250]. В палинологических спектрах преобладает разнотравье, полыни, маревые и злаки. Растительность лесостепная с участками хвойно-листопадных лесов. По результатам палеомагнитных исследований верхняя часть разреза

сопоставлена с эпохой обратной полярности Матуяма, выделен эпизод прямой полярности Харамильо [209].

Максимальная мощность достигает 35 м. Отложения вмещают месторождения кирпичных глин, строительного песка, песчано-гравийного материала.

Ильчинские слои, аллювий (аЕШ*il*). Таксон распространен весьма ограниченно в восточной части листа в пределах Урало-Гумбейской подзоны. Впервые данные образования выделены Н. Н. Яхимович [232] в качестве верхней части кваркенской свиты.

Стратотип подразделения находится у д. Ильчино, где отложения выходят на поверхность и прослежены на глубину бурением. В большинстве разрезов толща имеет двучленное строение. Верхняя часть (мощностью до 8 м) представлена красноцветными песчанистыми или комковатыми глинами с галькой, гравием, щебнем и характерными марганцовисто-железистыми бобовинами; в ней нередки прослои, резко обогащенные гравием и дресвой. Большая нижняя часть сложена серыми жирными глинами, иногда обохренными, с рассеянной галькой и щебнем. Ильчинские слои залегают на коренных породах палеозоя либо мезозойских корках выветривания. Перекрываются неоплейстоценовыми и голоценовыми отложениями различных генетических типов. Общая мощность подразделения варьирует от 3 до 35 м.

По результатам спорово-пыльцевого анализа обе части разреза характеризуются однотипными лесостепными и лесными (лиственными и хвойными) спектрами, разделенными в разрезе редкими спектрами степного типа. В Учалинском районе (на прииске Березовая Роща) известны находки костей *Elephas (Archidiscodon?)* sp. и *Elasmotherium* sp. [298].

Решением IV УрСС [160] ильчинские слои отнесены к верхнему звену эоплейстоцена. Вмещают месторождения россыпного золота (в том числе с платиной).

А л л ю в и й (аЕ) выделяется в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ, слагает VI и VII эрозионно-аккумулятивные террасы и соответствует объединенным увельскому и чумлякскому горизонту. Расчленение данных отложений технически невозможно в данном масштабе картирования из-за ограниченности площади развития вышеупомянутых террас. VII и VI террасы закартированы в долине р. Белая в ее верхнем течении, а также на левобережье р. Юрюзань в районе д. Александровка.

Аллювиальные образования VII надпойменной террасы (увельский аллювий) покрывают субгоризонтальные поверхности, на бортах долин, высота которых относительно современного днища изменяется от 120–140 до 180–200 м. Отложения представлены белыми, желтыми, красными пластичными глинами с включениями хорошоокатанной гальки кварца в верхней части разреза и пестроокрашенными галечниками с глинистым заполнителем в нижней части. Залегают на коренных породах, в большинстве случаев представленных девонскими карбонатными образованиями, и повсеместно перекрыты маломощными делювиальными суглинками. Мощность увельского аллювия варьирует в широких пределах – от 1 до

27 м (скв. 48). Максимальная мощность отложений отмечается в карстовых депрессиях и палеоврезах древних русел.

Аллювий чумлякского горизонта фрагментарно сохранился на поверхностях VI надпойменной террасы, локализованных в интервале высот 380–440 м, где он залегает со следами размыва на коренных породах и перекрывается маломощными неоплейстоцен-голоценовыми делювиальными суглинками. Аллювий представлен валунно-галечным материалом с красно-коричневым, красно-бурым глинистым заполнителем. Иногда встречаются прослой серых и желтых глин. Валуны и галька «местных» коренных пород (кварциты, кварцевые песчаники, сланцы, кварц) имеют различную степень окатанности – от совершенной до плохой. Мощность подразделения 3–5 м. Суммарная мощность описываемого подразделения от 4 до 32 м. Фаунистически подразделение не охарактеризовано. К увельскому аллювию приурочены находки россыпных алмазов.

Делювий и аллювий нерасчлененные (d, аЕ) достаточно широко развиты в Айско-Юрюзанском районе Предуральской СФцО, где приурочены к нижним частям склонов в долинах рек Дема, Чермасан, Уршак, Узень, Тюлянь, Изяк. Фациально замещают аллювиальные и озерные отложения нижнего и верхнего эоплейстоцена. Залегают на пермских породах либо на позднеплиоценовом аллювии, перекрыты маломощными неоплейстоценовыми делювиальными суглинками. Аллювиальные фации представлены красновато-коричневыми полимиктовыми песками и галечниками с песчано-глинистым заполнителем; делювиальные – красновато-бурыми песчанистыми глинами и суглинками с галькой и щебнем местных пород, с железисто-марганцовистыми бобовинами и крупными стяжениями мергеля. Отложения вскрыты скважинами 15 и 17, фаунистически не охарактеризованы. Мощность подразделения от 3–5 до 15 м, к нему приурочены месторождения песчано-гравийного материала.

Делювий и лимний нерасчлененные (d, IЕ). Развиты весьма ограниченно в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ; выполняют замкнутые котловины, локализованные в широком диапазоне высот от 600–700 до 1000 м в верховьях рек Арша, Тирля, на юго-восточном склоне горы Ямантау. Котловины достаточно уверенно прочитываются в современном рельефе, к ним, как правило, приурочены участки интенсивного заболачивания. Отложения залегают на корях выветривания, перекрываются маломощным покровом неоплейстоценовых делювиальных суглинков или голоценового палюстрия. Подразделение представлено глинами, иногда песчанистыми, алевролитами с прослоями мелкозернистых песков. Характерной особенностью является присутствие в разрезе слоев, обогащенных обуглившимися древесными остатками. Отложения вскрыты скважинами 19 и 23. Наиболее полный разрез наблюдается в скв. 23 (сверху вниз):

- |   |        |
|---|--------|
| 1. Глины песчанистые серовато-бурые, желто-серые с прослоями песка серого мелкозернистого. . . . .  | 7,0 м  |
| 2. Алевролиты кричевато-бурые, серые, зеленовато-серые с большим количеством обуглившихся древесных остатков, прослой песков мелкозернистых . . . . . | 18,0 м |

3. Глина пестроцветная вязкая плотная .....	16,5 м
4. Глина серая, желтовато-серая песчанистая с многочисленными обуглившимися растительными остатками .....	44,5 м

Палинологические спектры описанных отложений неоднородны: слою 1 соответствуют хвойные леса с примесью листопадных; слою 2 – лесостепь с фрагментами сосновых лесов; слоям 3 и 4 – смешанный лес. Фаунистическая характеристика отсутствует.

Возраст данных образований определен весьма условно, исходя из тех соображений, что на границе позднего эоплейстоцена–раннего неоплейстоцена началась резкая активизация эрозионной деятельности, врезание гидросети достигло своего максимума. Следовательно, именно к этому времени скорее всего может быть приурочено врезание долин верховий водотоков в межгорные замкнутые котловины и, как следствие, дренирование существующих в этих котловинах озер. Ранее многими авторами возраст этих отложений определялся по-разному: от миоцен-плиоценового до средне-позднеплиоценового. Скорее всего осадконакопление в озерных впадинах имело полициклический характер, однако четко провести границу между разновозрастными образованиями при отсутствии радиоуглеродных определений, руководствуясь лишь литологической характеристикой, не представляется возможным.

### Неоплейстоцен

Представлен всеми звеньями и самыми различными генетическими типами отложений.

А л л ю в и й (аI). Аллювиальные отложения ранне-неоплейстоценового возраста выделяются в Айско-Юрюзанском и Урало-Сакмарском районах Предуральской СФцО, в Южно-Горноуральском и Урало-Гумбейском районах Уральской СФцЗ.

В Предуралье данному возрастному интервалу соответствует русловой и старичный аллювий переуглубленных речных долин. Отложения не выходят на дневную поверхность, находясь ниже современного уреза воды, лишь изредка верхняя часть подразделения фрагментарно обнажается в цоколе низких террас, что не позволяет составить полное представление о степени его распространенности.

Ранне-неоплейстоценовый аллювий вскрыт скважинами в долинах рек Белая, Дема, Уфа, База, Чермасан, Уршак, Стерля, Ашкадар, Ай, Юшатырь. С размывом залегает на верхнеплиоценовых отложениях или пермских породах, перекрывается средне-неоплейстоценовым или поздне-неоплейстоценовым аллювием. В стратотипической местности (левобережье р. База в районе деревень Чуй-Агасево, Базитамак, Марино) ранне-неоплейстоценовый аллювий представлен коричневато-серыми тонкозернистыми песками с галькой, растительными остатками и редкими раковинами моллюсков, с прослоями голубовато-серой глины, песками серыми, желтовато-серыми ожелезненными разнозернистыми косослоистыми с линзами гравия и галечника. Мощность от 1,5 до 12,5 м.

Из мелких млекопитающих здесь определены разнообразные виды, среди которых *Miomys* ex gr. *intermedius*, *Miomys intermedius*, *Miomys pusillus*, *Microtus* ex gr. *hintoni-gregaloides* и более крупные, чем зубы *Miomys* некорнезубые моляры ?*Arvicola mosbachensis*. указывают на. Найдены наземные и пресноводные комплексы моллюсков, среди которых присутствуют *Viviparus achatinoides* и *Lithoglyphus decipiens*, не встреченные в среднем–верхнем плейстоцене. Среди пресноводных остракод присутствуют плейстоценовые *Eucypris dulcifons* и *Ilyocypris bella*; последний появился в Каспийской области впервые в бакинское время. В целом комплекс фауны указывает на раннеплейстоценовый возраст отложений. Палинологические спектры соответствуют преимущественно разнотравно-полюнным степям с небольшими по площади березовыми лесами с примесью широколиственных и хвойных пород деревьев [250]. По палеомагнитным данным отложения относятся к палеомагнитной эпохе прямой полярности Брюнес, в верхней части разреза Ф. И. Сулейманова выделяет экскурс Чуй-Агасево и сопоставляет его с микрозоной г-Эмперор в Общей магнитостратиграфической шкале квартера [233].

Более грубый состав подразделения отмечается в разрезах, расположенных в долине р. Белая в ее среднем течении (деревни Мелеуз, Климовка), а также ее притоков – Ашкадар, Стерля, Уршак, Сухайля, что связано, очевидно, с близостью областей активной денудации. Здесь описываемый аллювий представлен галечником, песком и гравием, с крупными валунами. Мощность подразделения 9–14 м. Максимальная мощность в пределах Предуральской СФцО отмечается в долине р. Ай (деревни Большеустыинское, Алегазево, Трубкильдино) и составляет 20 м.

В Южно-Гоноральском районе Уральской СФцЗ раннеплейстоценовый аллювий вскрыт скважинами в переуглубленных участках долин рек Белая, Яндык, Кадыш, Бугонак, Нура, Узян, Бол. Авзян, Тирлян, Алакуян, Сакмагуш, где он врезан в разновозрастные коренные породы и перекрывается среднеплейстоценовыми, голоценовыми аллювиальными, делювиальными и коллювиальными образованиями. Отложения представлены буровато-серыми, буровато-коричневыми, зеленовато-бурыми глинами, суглинками или супесями с гравием, галькой и валунами (до 40%) местных пород. Максимальная зафиксированная мощность – 26 м. Фаунистические характеристики отсутствуют, палинологические спектры соответствуют смешанным лесам. К нижнеплейстоценовому аллювию приурочено большинство проявлений россыпной алмазности в пределах Маярдакского потенциального алмазного района. Возраст принят условно, исходя из общих представлений об истории развития рельефа и соотношений с другими отложениями.

В Урало-Гумбейском районе раннеплейстоценовый аллювий выполняет древние, частично погребенные, «мертвые» меридиональные долины, в которых отсутствуют современные водотоки. Как правило, он врезан в плиоценовые озерно-аллювиальные отложения или коренные доплиоценовые породы и перекрыт средне-позднеплейстоценовым аллювием или делювием. Аллювий представлен галечниками, песками, бурыми песчаными глинами с галькой кварца, яшм, кремнистых алевролитов, песчаников

и эффузивных пород. В составе обломков отмечается явное преобладание устойчивых к выветриванию пород – яшм, кремнистых алевролитов, кварца, что косвенно указывает на достаточно длительный период формирования отложений. Мощность варьирует от 10 до 45 м (скв. 37). По данным Н. Н. Яхимовича, в верхней части разреза на правобережье р. Малый Кизил найдены кости *Boss* (s. l.) sp. [232]. Палинологическая характеристика отсутствует. Раннеоплейстоценовый возраст принят условно, исходя из соотношений с подстилающими и перекрывающими осадками.

Делювий и лимний нерасчлененные (d, II). Распространены в Айско-Юрюзанском районе Предуральской СФцО. Формируют древние аккумулятивные поверхности, в современном рельефе выраженные как низкие субгоризонтальные водоразделы, локализованные в интервале высот 140–180 м в междуречье Уфа–Сим в их нижнем течении. Отложения представлены суглинками и глинами с линзами песка, чередующимися с озерными глинами коричневыми, розоватыми, участками серыми. Стратотип расположен на правом борту долины р. Лобовка, в 3,5 км на северо-восток от д. Минзитарово. В стратотипе из озерных глин и суглинков определены остатки *Archidiskodon trogontherii* (P o h l i g.), что позволяет отнести вмещающие отложения к раннему неоплейстоцену. Остракоды представлены эвригалинными и пресноводными видами, широко развитыми в неогене и квартере: *Ilyocypris bradyi* S a r s, *Cypria candonaeformis* (S c h w.), *Candona* sp. juv., *Cyprideis torosa* (J o n e s). По палеомагнитным данным отложения имеют нормальную намагниченность ортозоны Брюнес [210]. Мощность от 4 до 15 м. Отложения вмещают месторождения керамзитовых глин.

Делювий (dI). Выделяется во всех районах Предуральской СФцО и Уральской СФцЗ. Картирование данных отложений связано с определенными сложностями, поскольку они выполняют древние понижения и врезы, не всегда четко выраженные в современном рельефе, как правило, перекрыты более молодыми покровными суглинками. В связи с этим установить истинную степень их распространенности не представляется возможным. На карте отображены только те поля распространения раннеоплейстоценового делювия, которые относительно четко прочитываются в рельефе в виде полузамкнутых котловинообразных понижений в верховьях современных долин малых водотоков, или места, где данные отложения установлены бурением.

В Предуральской СФцО подразделение представлено глинами и суглинками буровато-коричневыми плотными, иногда со столбчатой отдельностью, с известковистыми стяжениями, бобовинами бурого железняка и гидроокислов марганца. В основании отмечаются прослойки песка и гальки. Мощности варьируют от 4–5 до 30 м. Максимальные мощности отмечаются в пределах Уфимского плато [250].

В Южно-Горноуральском районе подразделение закартировано в долинах рек Илек, Ералак, Симбаш, Аксарский, Бол. Березьяк, Миндяк, где оно выполняет пологие котловинообразные понижения в верховьях либо слагает нижние части пологих склонов. Залегает на коренных домиоценовых породах, перекрывается средне-, позднеоплейстоценовым делювием, коллювием, аллювием. Типовой разрез делювиальных отложений вскрыт

скв. 31 и представлен красно-коричневыми глинами с гидроокислами железа и марганца, содержащими значительное количество щебня и дресвы местных пород. Реже встречаются коричневые, желтовато-серые песчанистые глины с карбонатными стяжениями. Мощность отложений до 30 м.

В Урало-Гумбейском и Миасско-Уйском районах в составе делювия в некоторых разрезах присутствуют фации погребенных почв, обогащенных растительным детритом. Здесь нижнеоплейстоценовый делювий закартирован в верховьях долин рек Каморза, Мал. Айгыр, Буйды, Каынташ, Черная и др. Литологический состав подразделения довольно однороден: массивные коричневые суглинки, глины с дресвой, щебнем и оолитами гидроокислов железа и марганца. Мощность отложений здесь достигает 37 м. Для подразделения характерны лесные (хвойно-лиственные и листовенно-хвойные), лесостепные, реже – степные (до 92% травянистых) палиноспектры. Встречаются спектры со значительным (до 62%) преобладанием спор. Возраст установлен по соотношению с более молодыми четвертичными образованиями, в том числе аллювиальными галечниками и песками, содержащими «хазарскую» фауну. Кроме того, в верхней части отложений известны находки костей *Archidiscodon (Mammuthus?) wüsti* M. P a v l. [292].

Делювий и аллювий нерасчлененные (d, al). Выделяются в Южно-Горноуральском и Урало-Гумбейском районах Уральской СФцЗ, где выполняют узкие долинообразные межгорные понижения, в ряде случаев наследуемые верхними частями долин современных водотоков. Распространены ограниченно. Залегают на размытой поверхности коренных пород или на корках выветривания доплиоценового возраста, перекрываются средне-, позднеоплейстоценовым делювием и коллювием. Наиболее полные разрезы вскрыты скважинами в верховьях рек Мал. Авняр, Бол. Сюрюзяк, Куязы, где представлены глинами и суглинками песчанистыми от красновато-бурого до зеленовато-серого цвета, в различной степени обогащенными дресвой, щебнем и галькой с прослоями песчано-глинисто-галечного состава. В нижней части иногда отмечаются прослой и линзы валунно-галечного материала. Галька средней и хорошей окатанности, преимущественно из прочных пород (кварцевые песчаники, кварцевые алеволиты, кварцевые сланцы и т. д). Максимальная вскрытая мощность отложений – 35 м (скв. 27). Фаунистическая характеристика отсутствует, возраст подразделения принимается исходя из общих представлений о развитии территории и соотношений с более молодыми образованиями.

Лозьвинский горизонт, морена (тилл) (gIlz). Раннеплиоценовые моренные отложения выделены в Южно-Горноуральской СФцЗ в ходе ГДП-200. Распространены крайне ограниченно на западном склоне хр. Базал, установлены по данным бурения (скв. 42). Реликты морены представлены валунно-гравийно-галечными отложениями в желтовато-коричневом, светло-коричневом наполнителе (10–30% от общей массы) глинистого и песчано-глинистого состава. Максимальная вскрытая мощность составляет 22,7 м. Валуны и галька представлены кварцевыми песчаниками. Отложения залегают на коренных породах среднего рифея и

перекрыты маломощным покровом делювиальных суглинков. Данные образования диагностированы как моренные, с одной стороны, по составу, с другой – по их положению в рельефе, которое характеризуется приуроченностью к нижней части ледникового цирка. Область их распространения оконтурена по результатам дешифрирования аэрофотоснимков и по морфологии напоминает конус выноса, но в отличие от современных конусов выноса не имеет четко выраженных границ и структурных линий. Возраст морены принят условно, исходя из представлений об истории геологического развития региона.

Сылвицкий и вильгортовский горизонты, аллювий переуглубленных долин (aIIsl+vl). Выделяется в Айско-Юрюзанском и Урало-Сакмарском районах, где выполняет переуглубленные части долин рек Белая, Быстрый Танып, Уфа, Дема, Сакмара, слагая цоколь третьей, второй и первой аккумулятивных террас. Отложения залегают на размытой поверхности нижнего неоплейстоцена, эоплейстоцена или коренных породах перми, с размывом аллювиальными отложениями среднего или позднего неоплейстоцена. Стратотип описан В. Л. Яхимович на левом берегу р. Белая в районе деревень Горново и Красный Яр [233].

В стратотипе отложения представлены коричневато-серыми тонкозернистыми песками с галькой, растительными остатками и редкими раковинами моллюсков с прослоями голубовато-серых глин; переслаиванием зеленовато-голубых глин, тонкозернистых серых песков с галькой и детритом раковин моллюсков, косослоистых ожеженных песков и галечников с раковинами моллюсков. В верхней части залегают светло-коричневые суглинки с тонкими прослоями красновато-коричневых и синевато-коричневых глин и светло-зеленовато-коричневых тонкозернистых песков косо- и горизонтальнослоистых.

В разрезе найдены палеокарпологические остатки сингильской(?) флоры. Присутствуют *Mammuthus chosaricus* (архаичная форма, близкая к слону Вюста), *Bison priscus*, *Bison* sp., *Bos primigenius*, *Ovis* cf. *ammon*, *Alces* cf. *alces*, *Megaloceras giganteus*, *Cervus elephus*, *Equus* cf. *hemionus*, *E. caballus*, *Equus* sp., *Camelus* sp., *Mammuthus* sp. и *Coelodonta antiquitatis*. Присутствуют пресноводные и наземные комплексы моллюсков. Остракоды представлены пресноводными видами, среди которых определены среднеплейстоценовые *Limnocythere postconcava*, *L. manjtschensis*, *Denticulocythere dorsotuberculata*, *D. caspiensis*. Палинологические спектры соответствуют разнотравным степям с немногими хвойно-березово-широколиственными лесами, роль которых к концу времени увеличилась.

По данным палеомагнитных исследований полярность In в породах в основном положительная, они соответствуют ортозоне n-Брюнес [233]. Видимая мощность в стратотипе 6,2 м.

В долинах рек Сакмара, Уфа разрезы подразделения характеризуются более грубым составом и представлены преимущественно песчано-гравийно-галечным материалом с линзами и прослоями глин. Максимальные мощности вскрыты бурением в долине р. Уфа в районе деревень Базилевка, Ахлыстино и достигают 25 м [250]. К отложениям приурочены месторождения кирпичных глин и строительных песков.



Ницинский и леплинский горизонты, аллювий третьей надпойменной террасы ( $a^3nc+lp$ ). Выделяется в Айско-Юрюзанском и Урало-Сакмарском районах Предуральской СФцО. Формирует третью надпойменную террасу в долинах рек Белая, Дема, Инзер, Сим, Уфа, Чермасан, Сюнь, Быстрый Танып, Ай, Сакмара, Салмыш, Бол. Ик. Залегает с разрывом на сыльвицком и вильгортовском аллювии, перекрывается согласно аллювием стрелецкого и ханмейского горизонтов или с разрывом – невьянского и полярноуральского. На большей части территории распространения данные отложения покрыты маломощным чехлом позднеплейстоценовых делювиальных суглинков. Подразделение представлено глинистыми песками, супесями, суглинками с гравием. Стратотип описан на левом берегу р. Белая у д. Климовка. В стратотипе разрез представлен в нижней части гравийно-галечными отложениями в красновато-коричневой, желто-коричневой и коричневой супеси с горизонтальной или косой слоистостью, тонкослоистыми песками желтовато-коричневыми глинистыми и суглинками темно-серыми, в верхней – суглинками буровато- и серовато-коричневыми неяснослоистыми.

Присутствуют остатки мелких млекопитающих: *Ochotona* sp., *Marmota* sp., *Sicista* sp., *Alactagulus* sp., *Ellobius* sp., *Cricetulus* sp., *Clethrionomys* cf. *glareolus* Schreber, *Lagurus lagurus* Pall., *Eolagurus luteus* Pall., *Arvicola* sp., *Microtus gregalis* Pall., *Microtus oeconomus* Pall., *Microtus* ex gr. *arvalis-agrestis*, *Microtus* sp. [250]. В парастратотипе среди остракод присутствуют виды, не встреченные в ниже- и вышележащих отложениях – *Candona fabaeformis*, *C. parallela*, *Limnocythere postconcava*.

По результатам палеомагнитных исследований полярность In в породах положительная, по времени образования они относятся к эпохе Брюнес. В нижней части разреза выделен экскурс, соотносимый с микрозоной г-Ярский [250].

Аллювий третьей и четвертой надпойменных террас объединенный ( $a^{3+4}II$ ). Выделяется в восточной части Айско-Юрюзанского района Предуральской СФцО, в Южно-Горноуральском и Урало-Гумбейском районах Уральской СФцЗ. Отложения распространены ограниченно и объединены по техническим причинам, что обусловлено как плохой сохранностью самих террас, так и покрывающих их отложений. В Айско-Юрюзанском районе фрагменты четвертой и третьей эрозионно-аккумулятивных террас закартированы в долинах рек Белая и Нугуш (нижнее течение), Южно-Горноуральском – в долине р. Белая, в Урало-Гумбейском – в долинах рек Бол. Кизил, Урал.

Аллювий четвертой надпойменной террасы в большинстве случаев смыт, реликты его сохранились лишь в неровностях цоколя. Наиболее полный разрез вскрыт в верхнем течении р. Белая у северной окраины д. Ломовка, где он представлен гравийно-галечным материалом с суглинистым заполнителем желтовато-коричневого цвета. Заполнитель составляет не более 30%. Характерной особенностью является присутствие валунов до 0,8 м в диаметре. В составе обломочного материала преобладают кварциты и кварцевые песчаники, окатанность обломков средняя. Мощность отложений от 1 до 8 м.

Разрез аллювия третьей террасы представлен желтовато-бурыми, иногда бурыми глинами и песчанистыми суглинками с мелкой галькой и линзами гравия и песка. В нижней части отмечаются галечники с суглинистым заполнителем. В составе обломков преобладает кварц, кварциты и известняки. Максимальная зафиксированная мощность – 20 м. Спорово-пыльцевые спектры характеризуют смешанные леса с преобладанием сосны (30–50%), с примесью березы, ели, ольхи и богатым разнотравьем, среди которых преобладают злаковые. Из среднеплейстоценового аллювия в карьере близ устья р. Нуры собраны костные останки *Rhinoceros tichorinus*, *Eguus (Caballus) sp.*, *Boss sp.* [275]. Отложения вмещают месторождения кирпичных глин.

Стрелецкий и ханмейский горизонты, аллювий второй надпойменной террасы (a<sup>2</sup>IIIst+hn). Отложения формируют разрез второй надпойменной террасы, которая достаточно широко распространена на всех реках Южного Урала. На карте отображены только площади развития террасы, выражающиеся в данном масштабе картирования. Они приурочены преимущественно к долинам крупных рек (Белая, Нугуш, Инзер, Сим, Уфа, Дема, Чермасан, Быстрый Танып, Яман-Юшатырь, Бол. Ик, Юрюзань, Ай, Урал, Бол. Кизил, Бол. Караганка) в Айско-Юрюзанском, Урало-Сакмарском и Урало-Гумбейском районах.

В Южно-Горноуральском районе отложения второй надпойменной террасы представлены в составе объединенного подразделения совместно с аллювием первой надпойменной террасы, поймы и русла. В большинстве разрезов для аллювия второй террасы характерно двучленное строение. Нижняя часть сложена полимиктовыми галечниками, песками, старичными глинами. Верхняя пачка имеет перигляциальный облик и представлена бурыми супесями, суглинками, алевритами и песками с тонкими линзочками мелкого гравия.

В бассейне р. Урал аллювий второй террасы представлен песчано-глинистыми отложениями желтовато-бурого цвета с прослоями песков и галечников. Стратотип подразделения расположен на правом берегу р. Кармасан у д. Султанаево. В стратотипе из описываемых отложений определены моллюски *Vallonia costata* Müll., *Pseudotrichia rubiginosa* A. Sh m., *Succinea oblonga* Drap., *S. pfeifferi* Rossm., *Cochlicopa lubrica* Müll., *Vitrea contracta* West., *Gyraulus albus* Müll., *Valvata pulchella* Müll. и единичные остракоды *Ilyocypris bradyi* Sars, *Cyclocypris laevis* (O. Müll.) [250].

По биостратиграфическим данным формирование нижней части разреза происходило в теплое микулинское межледниковье, верхней – в холодное ханмейское ледниковье. Мощность от 10–15 до 25–35 м. Подразделение вмещает месторождения строительного песка, ПГС, кирпичных глин.

Невьянский и полярноуральский горизонты, аллювий первой надпойменной террасы (a<sup>1</sup>IIIInv+pu). Отложения формируют аккумулятивную первую надпойменную террасу, широко развитую в долинах крупных рек. Как самостоятельное подразделение аллювий первой надпойменной террасы закартирован в Предуральской СФцО в долинах рек Белая, Сюнь, Сим, Бол. Ик, Сакмара, Салмыш. В долинах более мелких водотоков, а также в Уральской СФцЗ данные отложения

отображены в составе объединенных подразделений совместно с аллювием второй надпойменной террасы и голоценовым аллювием. Отложения представлены преимущественно разнородными песками с линзами гравия и алевролитистых глин, а также супесями в верхней части разреза. Залегают с размывом на средненеоплейстоценовом аллювии или на коренных породах.

К подразделению приурочены многочисленные находки остатков крупных млекопитающих, представленных видами, характерными для мамонтового комплекса: *Mammuthus primigenius*, *Bison priscus*, *Equus* sp., *Ursus spelaeus*, *Coelodonta antiquitatis*. Среди грызунов обычны *Lagurus lagurus*, *Dicrostonyx torquatus*, *Microrus gregalis*, *Lemmus sibiricus*, *Eolagurus luteus*, *Allactaga major* и др. Радиоуглеродные даты, полученные по древесине, составляют от  $26\ 950 \pm 560$  лет до  $33\ 670$  лет для нижней части разреза и от  $11\ 270 \pm 55$  до  $22\ 660 \pm 125$  лет для верхней [250]. Известны также археологические находки, датируемые началом позднего палеолита, периодом, который коррелируется с последним оптимумом среднего валдая (32–24 тыс. лет) [31, 188]. Мощность отложений до 18 м. К ним приурочены месторождения песчано-гравийного материала и строительного песка.

Коллювий и делювий нерасчлененные (с, dIIIsv). Широко распространены в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ, где покрывают склоны переменной крутизны низкогорных хребтов в периферических частях приподнятых горных массивов Южного Урала, локализованные в интервале высот от 650 до 850 м (хребты Амшар, Гребень, Ардакы, Баштин, Зильмердак, Белягуш, Шубда, Москаль, Сулея, Уралтау, Ирендък). Отложения представлены суглинками и глинами с глыбами, щебнем и дресвой местных коренных пород. Цвет глин и суглинков бурый, коричневатобурый, коричневый. Количество обломочного материала от 30 до 70%. Отмечается некоторая зональность в строении данного комплекса склоновых образований – на верхних более крутых частях склонов преобладает грубообломочный материал, в нижних выположенных частях возрастает количество мелкообломочного материала. Мощность отложений достигает 29 м. Максимальные мощности отмечаются в нижних частях склонов и седловинах.

Коллювий и десерпций нерасчлененные (с, drIIIsv) выделяются в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ, где распространены на крутых склонах среднегорных хребтов осевой части приподнятых горных массивов Южного Урала, локализованных в интервале высот от 800 до 1200 м и осложненных нагорными террасами (хребты Зигальга, Яры, Машак, Кюмердяк, Бакты, Нургуш, Аваялак, Уреньелга). Собственно десерпционные отложения распространены преимущественно в привершинных, наиболее крутых частях склонов. Они представлены отломниками, глыбами местных скальных пород, щебнем, дресвой в суглинках серо-коричневых, желто-бурых (скв. 21, 43). Это древние стабилизировавшиеся на склонах курумники, слабосцементированные мелкоземистым материалом и скрепленные корнями деревьев. Формирование их происходило, по-видимому, в периоды похолодания под действием морозного выветривания, гравитации, перемещения обломочного материала вниз по склону при таянии снега и льда. По мере выполаживания склонов

происходит постепенное увеличение доли более мелкообломочного материала, представленного суглинками и глинами со щебнем и дресвой коричневого, бурого, буро-коричневого цвета. Максимальная зафиксированная мощность нерасчлененных коллювиальных и десерпционных образований составляет 80 м [76].

Возраст отложений принят условно на основании того, что наиболее холодным с максимально проявленными десерпционными процессами на Урале климат был в позднем неоплейстоцене, во время, соответствующее периоду формирования североуральского надгоризонта.

Евлахтинская свита, морена (тилл) (gIIIev). Ледниковые образования выделены в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ. Распространены крайне ограничено на склонах хр. Зигальга, Машак, горы Большой Ирмель. Стратотип расположен в долине руч. Евлакта, левого притока р. Юрюзань. Здесь в 6 км выше устья ручья конечная морена образует дугообразный вал высотой около 20 м и представлена светлосерыми глинами, переполненными щебнем, глыбами зигальгинских кварцитов и жильного кварца. Морена среднеплотного сложения, участками перемята, со следами криогенных деформаций. Выше моренного вала наблюдается типичный ледниковый холмисто-западный рельеф с мелкими блюдцеобразными западинами, заполненными водой либо заболоченными. Максимальная зафиксированная мощность 25 м.

Возраст морены определяется достаточно условно. Наиболее вероятно, что он отвечает холодному полярноуральскому времени. В отличие от описанных ранее ледниковых образований предположительно лозьвинского возраста евлахтинская морена практически не перекрыта более молодыми отложениями и достаточно хорошо прочитывается в рельефе, что указывает на ее относительную «молодость».

Коллювий (сШру). Отложения выделены в Южно-Горноуральском и Урало-Гумбейском районах Уральской СФцЗ. Развиты достаточно широко в пределах остаточных гор на западной и восточной окраинах Уральского кряжа, где покрывают крутые склоны узких гребнеобразных водоразделов, локализованных в интервале высот 600–750 м, сформированных в результате деградации денудационных поверхностей выравнивания первой генерации. Отложения представлены преимущественно щебнисто-дресвяным материалом, иногда с мелкими глыбами и небольшим количеством суглинистого заполнителя буровато-коричневого цвета. Залегают на разновозрастных коренных породах, состав которых предопределяет состав обломков, иногда покрывают средне-позднеоплейстоценовые элювиальные и делювиальные отложения.

Возраст подразделения определен весьма условно, исходя из представлений об истории развития рельефа. Мощность коллювия, как правило, невелика и не превышает 1–3 м, лишь в нижних частях склонов достигая 6 м.

Верхнее звено, лимний (III). Верхнеоплейстоценовые озерные отложения распространены ограничено в Айско-Юрюзанском районе Предуральской СФцО, в пределах Айско-Юрюзанской впадины. Выполняют озерные ванны, слабо выраженные в современном рельефе

в виде пологих полузамкнутых котловинообразных понижений, приуроченных к вершинам распадков. Достаточно уверенно дешифрируются на космоснимках. По-видимому, озера были сдренированы в процессе формирования современных эрозионных врезов, что позволяет весьма условно определить верхнюю границу формирования озерных образований как конец позднего неоплейстоцена. Отложения представлены песками, алевритами, иловатыми глинами. Мощность до 7 м. Как правило, они перекрыты маломощным покровом делювиальных суглинков или современными болотными отложениями.

Элювий и делювий нерасчлененные (е, dIII). Широко развиты в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ. Приурочены к наиболее молодым олигоцен-плиоценовым поверхностям выравнивания, в значительной мере переработанным денудационно-эрозионными процессами в ранне-среднеплейстоценовое время. Элювиальные и делювиальные фации связаны постепенными переходами и не имеют четких границ. Отложения покрывают сплошным чехлом обширные субгоризонтальные водораздельные поверхности в пределах косоприподнятого пенемена (Зилаирское плато), а также низкие холмы и увалы в районах остаточных гор Западного и Восточного склонов Южного Урала. Представлены дресвой, щебнем с суглинистым, реже супесчаным заполнителем бурого или желто-бурого цвета. Для данных образований характерны преимущественно малые мощности, в основном не превышающие 1–2 м, изредка достигающие 3 м.

Нижнее–верхнее звенья, элювий и делювий нерасчлененные (е, dI–II). Широко развиты в Айско-Юрюзанском и Урало-Сакмарском районах Предуральской СФцО, где покрывают сплошным чехлом пологовыпуклые вершины и пологие склоны, локализованные в интервале высот 250–450 м, приуроченные к крупным положительным морфоструктурам: Белебеевско-Стерлибашевской возвышенности, Общему Сырту, Уфимскому плато. Залегают на коренных породах, иногда налегают на среднеплейстоценовый элювий. Представлены коричневыми глинами и суглинками с прослоями и линзами песков и галечников с бобовинами бурого железняка, гидроокислов марганца и белого карбоната. Мощность варьирует от 1–2 до 15 м. Отложения вмещают месторождения кирпичных глин, строительного песка, песчано-гравийного материала.

Делювий (dII–III). Широко развит на всей территории листа, покрывает склоны долин современной гидросети. Залегает либо на коренных породах, либо на раннеплейстоценовом делювии или аллювии, иногда налегает на аллювий второй и более высоких надпойменных террас. Перекрывается голоценовыми озерными и палюстринными осадками, а также пойменным аллювием, чем и определяется возраст подразделения. Отложения представлены суглинками бурыми с примесью дресвы и щебня, глинами коричневыми с прослоями песка и гравия. Спорово-пыльцевые спектры количественно бедны и отличаются пестротой и неоднородностью состава [72]. Среди лесных форм определены сосна, ель, береза, реже ольха и липа; среди травянистых – полыни, сложноцветные, злаковые, маревые, редко камнеломковые. Травянистые палинокомплексы иногда

составляют от 76 до 100% спектра. Мощность от 3–5 до 25 м. Вмещают месторождения кирпичных и керамзитовых глин, песка строительного, мелкие россыпи золота.

Среднее и верхнее звенья, коллювий и делювий нерасчлененные (с, dII–III). Выделяются в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ. Как и вышеописанные делювиальные отложения, покрывают склоны современной гидросети, но приурочены к склонам большей крутизны. Картируются преимущественно на участках долин с V-образным профилем. В их формировании, наряду с процессами плоскостного смыва, немаловажную роль играют и гравитационные процессы. Отложения представлены дресвой, щебнем, глыбами с суглинистым заполнителем желто-коричневого, коричнево-бурого цвета. Состав обломков зависит от состава коренного субстрата. Мощность образований варьирует в широких пределах – от 2–3 до 24 м. Участки крутых склонов, покрытых коллювиальными и делювиальными образованиями, часто чередуются с выходами коренных пород. Описываемое подразделение залегает либо на коренных породах, либо перекрывает более ранние образования различных генетических типов: раннеоплейстоценовый аллювий или делювий, среднеоплейстоценовый аллювий, раннеоплейстоценовые ледниковые отложения.

Среднее и верхнее звенья, элювий и делювий нерасчлененные (е, dII–III). Отложения наиболее широко распространены в Айско-Юрюзанском и Урало-Сакмарском районах Предуральской СФцО, где сплошным чехлом покрывают низкие пологие водоразделы, локализованные в интервале высот 200–350 м в пределах крупных отрицательных морфоструктур – Камско-Бельского, Присакмарского и Юрюзано-Айского понижений. Залегают на породах перми, триаса и миоцена, представляя собой продукты их разрушения. Характер элювиальных и делювиальных отложений предопределен составом коренных пород: на красноцветях уфимского яруса – это песчанистые глины, суглинки щебенчатые бурые, красновато-бурые с обломками песчаников, мергелей, известняков, мелкие глыбы и щебень с бурой супесью; на породах казанского яруса – разномыльный песок, супеси, реже глины серые с обломками песчаников; на миоценовых образованиях – пески мелкозернистые серые, желтовато-серые, галечники глинистые. Мощность от 1–2 до 6 м. Отложения вмещают месторождения керамзитовых и кирпичных глин, строительного песка, песчано-гравийного материала, агросырья.

В Уральской СФцЗ средне-верхнеоплейстоценовые элювиальные и делювиальные образования распространены в Урало-Гумбейском и Миасско-Уйском районах, где покрывают сплошным чехлом низкие холмы и увалы в пределах приподнятого пенеплена. Отложения здесь представлены глинами и суглинками буровато-серыми и бурыми, легкими, местами средними до тяжелых, песчанистыми, неслоистыми, с дресвой и щебнем кремней и других местных пород. Мощность 1–3 м, максимальные мощности отмечаются в пологих седловинах и достигают 5–6 м.

Возраст подразделения определен условно, исходя из общих представлений об эволюции рельефа.

## Плейстоцен нерасчлененный

Элювий и делювий нерасчлененные (е, dP). Данные образования широко распространены в Южно-Горноуральском, Урало-Гумбейском и Миасско-Уйском районах Уральской СФцЗ, где приурочены к наиболее древним денудационным поверхностям выравнивания мезозой-миоценового и олигоцен-миоценового возраста.

В Южно-Горноуральском районе данные отложения покрывают вершины и привершинные части пологих возвышенностей в интервале высот от 500 до 700 м. Они залегают на коренном субстрате, сверху иногда частично перекрываются неоплейстоценовым делювием и коллювием. Состав подразделения представлен суглинками и глинами, в различной степени насыщенными дресвой и щебнем коренных пород. Цвет рыхлых образований зависит от коренного субстрата. В областях развития метаморфизованных комплексов Сакмаро-Левминской СФЗ характерны красно-коричневая и охристая окраска. Мощность варьирует от первых метров до 20 м. Максимальные значения приурочены к палеоврезам, заполненным делювиальными образованиями. В палиноспектрах подразделения преобладают травянистые формы, в подчиненных количествах содержится пыльца двуйных и редкие зерна древесных покрытосеменных [271].

В Урало-Гумбейском и Миасско-Уйском районах подразделение развито в пределах денудационных поверхностей более низкого гипсометрического уровня (400–600 м) и представлено глинами и песчанистыми суглинками с дресвой и щебнем или разрушенными коренными породами средней размерности (щебень) с суглинистым заполнителем. Цвет глин и суглинков изменяется от охристо-желтого до бурого и красно-бурого и в значительной мере зависит от состава коренного субстрата. Залегают отложения на коренных породах и связаны с ними постепенными переходами через уменьшение содержания заполнителя и увеличения кластического материала. Мощность подразделения здесь также варьирует в широких пределах: от 2–3 до 13–14 м (делювиальные фации).

Возраст подразделения принимается условно, исходя из представлений об эволюции рельефа и соотношений с аллювием разных возрастных уровней. Отложения вмещают месторождения кирпичных глин.

Лессовые и элювиальные (фации погребенных почв) отложения нерасчлененные (L, e<sub>p</sub>P). Распространены ограниченно в западной части территории листа в Айско-Юрюзанском и Урало-Сакмарском районах Предуральской СФцО. Покрывают вершины пологих возвышенностей в пределах крупных положительных морфоструктур – Белебеевско-Стерлибашевской возвышенности и Общего Сырта. Отложения представлены облессованными бурыми суглинками, макропористыми, известковистыми, постепенно переходящими вниз по разрезу в коричневые и темно-коричневые песчаные глины и суглинки, участками плотные, с раковистым изломом, с крупными мергельными конкрециями, гидроокислами железа и марганца и горизонтами погребенных почв. Мощность от 3–7 до 20 м.

## Голоцен. Горбуновский горизонт

Аллювий пойменных террас и русла (aHgr). Собственно голоценовый аллювий показан в долинах крупных рек (Белая, Сим, Уфа, Сюнь, Быстрый Танып, Сакмара, Бол. Ик) в пределах Айско-Юрюзанского и Урало-Сакмарского районов Предуральской СФцО. В остальных случаях в долинах более мелких водотоков современный русловой и пойменный аллювий закартирован в составе объединенных подразделений совместно с аллювием низких (первой и второй) надпойменных террас. Отложения формируют высокую и низкую пойменные террасы, а также слагают русла рек и их пляжи, врезаны в поздненеоплейстоценовый аллювий. Представлены песками, супесями, суглинками, глинами, гравийниками, галечниками. В разрезах высоких пойм наблюдается дифференциация аллювия по фациям: верхнюю часть слагают пойменные фации – горизонтальнослоистые иловатые супеси и пески, глины, нередко заторфованные; нижнюю часть – русловые фации – пески с гравием, алевриты. В многочисленных озерах, расположенных на высокой и низкой поймах, формируется старичная фация, представленная глинами и суглинками темно-серой, реже – черной окраски, с линзами алевритов и мелкозернистых песков, с обилием растительных остатков и тонкостенными раковинами пресноводных моллюсков. Аллювий высокой поймы включает ископаемые остатки крупных млекопитающих (кабан, лось, олень).

Радиоуглеродные датировки возраста аллювия высокой поймы укладываются в пределах 3890–8830 лет [250]. Мощность от 4–7 до 15 м. Отложения вмещают месторождения глин кирпичных и керамзитовых, строительного песка, песчано-гравийного материала.

Аллювий и пролювий нерасчлененные (a, pHgr). Распространены ограниченно в восточной части листа. Закртырованы в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ, где слагают конусы выноса, расположенные цепочкой вдоль подножия восточного склона хребтов Ирндык, Крыкты, Куркак. Наиболее крупные конусы выноса отмечаются в долинах р. Бол. Уртазымка, Аналык, Махмыр, Курузак, Мусык, Могак. Отложения представлены несортированным валунно-галечным, гравийно-галечным материалом с песчаным, супесчаным или суглинистым заполнителем серого или светло-коричневого цвета (обн. 32). Главенствующую роль в формировании данного типа отложений играет увеличение транспортной силы водотоков в период снеготаяния; вторым немаловажным фактором является существенное изменение профиля долин при выходе их с крутых склонов на субгоризонтальные поверхности педиментов. Описываемые отложения налегают на верхненеоплейстоценовый аллювий первой террасы, что и позволяет определить их возраст как голоценовый. Мощность до 5 м.

Коллювий (сHgr). Отложения распространены в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ, где приурочены к крутым склонам «молодых» гор в пределах развития тектоногенного рельефа (хребты Крыктыгау, Куркак, массивы Северный, Средний Узьянский и Южный Крака). Осадки представлены преимущественно щебнем, дресвой, иногда



глыбами с заполнителем из коричневого суглинка. Грубообломочный материал в резком (до 90%) преобладании. Мощность комплекса от первых метров на склонах до 10 м у подножия.

**Коллювий и десерпций нерасчлененные (с, drHgr).** Выделяются в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ, где приурочены к наиболее высокому ярусу рельефа. Закартированы в вершинных и привершинных частях хребтов Нары, Зигальга, Нургуш, Аваляк, гор Большой и Малый Иремель. Залегают преимущественно на коренных породах, с которыми связаны постепенными переходами, иногда частично накрывают расположенные гипсометрически ниже коллювий и десерпций североуральского надгоризонта. Отложения формируются в гольцовой зоне, которая большую часть года покрыта снежниками. Здесь практически отсутствует растительный покров, лишь местами имеется маломощный мелкозем с карликовыми березами. Характерной особенностью является широкое развитие курумов, свежих крупноглыбовых развалов местных коренных пород. Интенсивное сезонное морозное выветривание способствует образованию «каменных многоугольников», глыбовых россыпей, которые измельчаются и смещаются вниз под действием гравитационных и солифлюкционных процессов. Парагенез представлен глыбами, щебнем, дресвой. Мощность от 1 до 5 м.

**П а л ю с т р и й (plHgr).** Эти образования распространены в Айско-Юрюзанском районе Предуральской СФцО, в Южно-Горноуральском и Урало-Гумбейском районах Уральской СФцЗ. Приурочены к современным болотам и представлены преимущественно торфом, формирующимся при зарастании озер за счет скопления водных растений (камыш, осоки и др.), в меньшей степени – торфянистыми глинами и суглинками, илом. На территории листа известны как верховые, так и низинные. Наиболее крупные верховые болота расположены на склонах хр. Аваляк на высоте 760–960 м, низинные – на второй надпойменной террасе на левобережье р. Белая в ее нижнем течении. Палюстрий залегают на различных по генезису средне-, позднеплейстоценовых отложениях – делювии, аллювии, морене. В палинологическом отношении достаточно изучены болота горной зоны Южного Урала [89]. По спорово-пыльцевым комплексам Зюраткульского, Малокыльского, Тюлюкского, Тыгынского, Зигальгинского и Лосинобогатого болот выделено восемь характерных палинозон, позволяющих воссоздать историю развития растительности в голоцене. С палюстрийными образованиями связаны месторождения торфа и агросырья. Мощность его от 3–5 до 8 м.

**Л и м н и й (lHgr).** На территории листа отложения распространены в Айско-Юрюзанском районе Предуральской СФцО, в Южно-Горноуральском и Урало-Гумбейском районах Уральской СФцЗ. Выполняют современные озерные ванны и слагают их пляжи. Пляжи и косы озер сложены обычно песками, днища – иловатыми глинами, илами и сапропелем. Осадки содержат раковины пресноводных моллюсков, остракод, остатки диатомей, спор и пыльцы растений, которые позволяют относить их к голоцену. Мощность от 2 до 7 м. С озерными отложениями связаны месторождения лечебных грязей и песчано-гравийного материала.

Элювий (eHgr). Выделяется в Южно-Горноуральском районе Уральской СФЦЗ, где приурочен к выположенным поверхностям хребтов и горных вершин. Отложения представлены развалами глыб и щебня с желтовато-серыми, бурыми суглинками. Мощность достигает 5 м. Элювий формируется в результате физического выветривания, и образование его продолжается в настоящее время.

Горбуновский горизонт, верхняя часть, техногенные отложения (tHgr<sup>2</sup>). Развита локально и слагают насыпи, дамбы, плотины, отвалы карьеров, участки интенсивной городской застройки. На карте отображены лишь наиболее крупные хорошо дешифрирующиеся на среднемасштабных космоснимках поля развития техногенных образований, связанные с горнодобывающей деятельностью – это карьеры и отвалы бурогольных месторождений Бабаевское и Тюльганское, железорудных месторождений в районе городов Сатка, Бакал, Магнитогорск, меднорудных месторождений в районе городов Учалы и Сибай. Отложения представлены обломочным материалом различного гранулометрического и петрографического состава (глыбы, щебень, дресва, суглинка). Максимальная мощность техногенных образований в отвалах достигает 30 м (вокруг карьеров на медно-цинковых месторождениях); средняя их мощность по территориям застройки – 2–3 м.

### **Неоплейстоцен, верхнее звено–голоцен объединенные**

Аллювий низких (I–II) надпойменных террас, поймы и русла объединенные (aIII+H). Подразделение выделено в Южно-Горноуральском районе Уральской СФЦЗ для отображения аллювиального комплекса долин крупных рек (Белая, Юрюзань, Ай), где вторая и первая надпойменные террасы существуют, но не могут быть отображены в масштабе карты. Верхнелепесточные аллювиальные образования слагают первую и вторую аккумулятивные надпойменные террасы, а голоценовый аллювий формирует пойму и русла.

Аллювий второй надпойменной террасы, расположенной на высоте 5–15 м над урезом воды, характеризуется двучленным строением. Нижняя часть разреза представлена гравийно-галечными отложениями с мелкими валунами с песчаным заполнителем серого или коричневатого-серого цвета, серыми песками с гравием и мелкой галькой. Степень окатанности обломочного материала средняя и низкая. Местами в песчано-гравийно-галечных отложениях отмечаются линзы серых, темно-серых глин. Верхняя часть разреза представлена желто- и буровато-коричневыми суглинками и песчанистыми глинами, участками ожелезненными с линзами гравийных песков, гравия.

Аллювий первой надпойменной террасы прилегает к аллювию второй террасы или вложен в него, а сам вмещает пойменный и русловый аллювий. Отложения представлены серыми, темно-серыми песками, супесями, гравием, глинами и песчано-галечно-валунным материалом, в верхней части – серо-коричневыми, темно-бурими суглинками. Характерна косая слоистость песчано-гравийных отложений. Гальки хорошей и средней

окатанности представлены материалом местных пород и перемытого аллювия второй террасы. Аллювий поймы и русел рек имеет голоценовый возраст, представлен разнообразными серыми песчанистыми, валунно-галечными, реже песчано-глинистыми образованиями и характеризуется большой фациальной изменчивостью, несортированностью грубообломочного материала, частым чередованием различных по составу слоев. Гальки и валуны представлены местными породами, а также хорошоокатанными обломками кварца и кварцитов – перемытого древнего аллювия. Суглинки и глины (мощностью до 2 м) слагают верхние части высоких и низких пойменных террас или образуют прослой линзовидной формы. Суммарная мощность объединенных верхнеоплейстоцен-голоценовых аллювиальных образований составляет 17–20 м. К данному подразделению приурочены месторождения кирпичных глин, песчано-гравийного материала, россыпи золота, титана, проявления россыпных алмазов.

Аллювий первой надпойменной террасы, поймы и русла объединенные ( $a^{1+P}III+N$ ). Подразделение широко распространено на территории листа, выделено с целью отображения аллювиального комплекса долин средних и малых водотоков, где отдельное отображение первой надпойменной террасы и современного пойменного руслового аллювия невозможно в данном масштабе картирования, то есть его нижняя возрастная граница соответствует невяньскому горизонту. Отложения представлены песками с гравием и мелкой галькой, супесями с линзами темно-серых глин, глинами с линзами песка. Мощность до 7 м. К подразделению приурочены месторождения песчано-гравийного материала, кирпичных глин, песка строительного, россыпи золота, титана, проявления россыпных алмазов.

Делювий и аллювий нерасчлененные ( $d, aIII+N$ ). Отложения формируют аккумулятивные поверхности, приуроченные к днищам долин ручьев и мелких рек, редко – верховий рек средних порядков. Представлены смесью окатанного и неокатанного обломочного материала: щебнем, дресвой, галькой, гравием разнообразных пород (в том числе неустойчивых к выветриванию) в суглинистом заполнителе; глинистыми песками, супесями, суглинками и глинами с галькой и гравием. Мощность от 3–5 до 18 м. По времени формирования данное подразделение синхронно вышеописанным собственно аллювиальным отложениям. Отложения вмещают месторождения кирпичных глин, строительного песка, песчано-гравийного материала, мелкие россыпи золота.

---

---

---

## ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди нестратифицируемых магматических образований на площади известно более 40 комплексов, принадлежащих к трем тектоно-магматическим циклам: дорифейскому, рифейско-среднекембрийскому («байкальскому») и позднекембрийско-триасовому (каледоно-герцинскому, или «уральскому»). В них принято выделять крупные этапы; отдельные (наиболее древние) из них здесь не представлены, другие представлены максимально полно. В соответствии с этим и принята рубрикация, используемая при описании «секущих» подразделений. Общее количество главных петрографических видов составляет более 30; большинство их многократно охарактеризовано в публикациях. Поэтому, как и в гл. «Стратиграфия», петрографическая характеристика комплексов сведена к минимуму.

### ДОКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Наиболее древние магматические образования, отвечающие архей-вендскому возрастному уровню, распространены в центральной и северо-восточной части листа. Среди них выделены тараташский, бердяшский, ахмеровский, кусинско-копанский, повальненский, инзерский, барангуловский и криволукский комплексы.

**Тараташский комплекс гнейсодиорит-гнейсогранитовый** представлен гнейсогранитами ( $g\gamma AR_2?t$ ), реже гнейсогранодиоритами, а также гиперстеновыми габброидоритогнейсами ( $vdg$ ), редко – гнейсодиоритами. Выходы комплекса на дневную поверхность приурочены к северной части Тараташской антиклинали и фиксируются одноименным региональным гравитационным максимумом. Породы метаморфизованы преимущественно в условиях гранулитовой фации регионального метаморфизма. По данным А. А. Алексеева [9], в комплексе наибольшим развитием пользуются среднезернистые гнейсогранодиориты и гнейсодиориты, состоящие в различных соотношениях из плагиоклаза (55–80%, с номером 43–50), кварца (5–15%), гиперстена (до 10–20%,  $F = 46–48\%$ ); клинопироксена (до 15–20%), замещенного салит-авгитом или роговой обманкой. Довольно часто отмечен биотит и калиевый полевой шпат. Внутреннее строение ряда тел, по мнению В. И. Ленных и др. [143], отличается неоднородностью; они часто чередуются в разрезах с основными кристаллосланцами. Исходным субстратом для них, по-видимому, являлись

дифференцированные силлы или покровы андезибазальтов с резко повышенными содержаниями Ti, Fe, P, K и Na (табл. 2).

Гнейсо-граниты слагают небольшие по площади тела среди тараташских кристаллосланцев. Граниты средне-крупнозернистые гнейсовые порфиroidные, реже пегматитовые, состоят из кварца (до 30%), плагиоклаза (олигоклаз-андезина до 30%), микроклина (до 50%). Биотит редок, среди акцессориев определены гранат, сфен, апатит.

Архейский возраст габброидных и гранитоидных интрузий устанавливается как на основе геологических, так и абсолютных данных. В частности, они прорывают породы тараташского метаморфического комплекса, но не затрагивают отложения айской свиты, в основании которой, кроме того, известны конгломераты с галькой тараташских гранитов [37]. Термоизохронный возраст цирконов из диоритогнейсов полученный А. А. Краснобаевым в 1986 г., составляет 2830 млн лет. В последнее десятилетие комплекс неоднократно изучался методами изотопной геологии. Вначале А. А. Краснобаевым и Н. В. Чередниченко [132] в результате U-Pb датирования цирконов метаморфитов получена цифра в  $2915 \pm 155$  млн лет, а затем С. Синдерн и др. [211] также U-Pb изохронным методом приводят возраст в  $2344 \pm 29$  млн лет. Абсолютные датировки гранулитового метаморфизма близки к 2600 млн лет.

Гнейсогранодиориты, гнейсодиориты, габбродиоритогнейсы гиперстеновые хорошо сопоставляются с габбро-диорит-диабазовой (габбро-норитовой) формацией кристаллического фундамента Русской платформы [13]. Формирование тараташского комплекса, в соответствии с геологическими построениями и геохронологическими данными по гранулитовому метаморфизму [130], происходило вероятно в верхнем архее.

Таблица 2

#### Химический состав пород тараташского комплекса

№ п/п	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п. п.п	Сумма
1	10	51,31	1,90	15,64	3,81	9,84	0,13	4,16	7,11	3,51	1,26	0,53	0,90	100,10
2	6	65,65	0,59	15,39	0,99	4,51	0,04	1,19	3,89	4,40	2,29	0,18	0,75	99,83
3	10	65,40	0,55	14,20	7,00	—	0,07	1,50	2,90	3,30	3,33	0,16	1,63	100,04

1 – гнейсогаббродиориты; 2, 3 – гиперстеновые плагиогнейсы; 2 – по В. И. Ленных и др. [143]; 3 – по Г. Б. Ферштатеру [217], А. А. Алексеу [13].

**Кургасский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ( $vRF_1k$ )** распространен в Западно-Башкирской подзоне (в пределах Кургасской антиклинали), где представлен пластовыми телами (силлами) и дайками габбро, габбродолеритов, долеритов и габбро-порфириров. Выходы тел на дневную поверхность отмечены на склонах и водоразделах крыльев антиклинали и вскрыты многочисленными скважинами. На местности силлы мощностью от 1–2 до 50–60 м и протяженностью до 5–6 км встречаются в береговых обнажениях верховьев р. Кужа, по долинам рек Курьгас, Бол.

Майгашты и др. Дайки по своим параметрам близки к силлам, в отличие от которых имеют секущий характер.

Габброиды, составляющие основную часть комплекса – плитчатые серовато-зеленые, темно-зеленые массивные с ксенолитами (до 0,2 м) вмещающих пород. Вмещающие породы подвержены контактово-метаморфическим изменениям от пятнистых актинолитовых сланцев до роговиков. Ширина ореолов термальных метаморфитов зависит от мощности тел и формы их залегания. Максимальные значения (до 100 м) отмечаются над мощными силлами, минимальные (до 0,05 м) – на контактах с дайками.

Габбродолериты – разномерные (от порфировых в эндоконтактах до крупномерных в центральных частях силлов) офитовые, габброофитовые, пойкилоофитовые, микропегматитовые, долеритовые.

Главными породообразующими минералами являются плагиоклазы (до 50%) и клинопироксены (до 50%). Частично они замещены хлоритом и амфиболом, иногда с буроватой каемкой роговой обманки. В эндоконтактовых зонах отмечаются биотит (1–2%) и роговая обманка (1–3%). Кварц встречается в количествах 2–4% в виде обособленных выделений (0,1–1 мм) или в микропегматитовом срастании с полевым шпатом. Присутствует большое количество (до 1%) мелких зерен титано-ильменита.

Химический состав типичен для толеитовых натровых габброидов нормального ряда. Усредненный химический состав соответствует безоливиновому лейкократовому габбро. По сравнению с аналогичными верхнерифейскими (инзерскими) породами габброиды характеризуются более высоким уровнем концентрации редкоземельных элементов. График распределения нормированных содержаний РЗЭ имеет пологий наклон от легких лантаноидов к тяжелым со слабоконтрастным европиевым максимумом [81]. А. А. Алексеев, сравнивая петрохимические особенности рифейских и вендских интрузивных комплексов, пришел к выводу, что кургасские образования по своим петрохимическим характеристикам наиболее близки к машакскому комплексу и являются его интрузивной фацией [13] и в этом случае отвечают континентальной габбро-риолитовой рифтогенной формации.

Возраст комплекса устанавливается сравнительно уверенно. Прямыми геологическими методами он ограничен дозигальгинским временем. Возраст ороговивания вмещающих пород 1380–1359 млн лет [81].

**Бердяшский комплекс монцодиорит-сиенит-гранитовый** состоит из двух фаз: в первую фазу ( $\mu\delta RF_2 b_1$ ) выделяются монцодиориты, кварцевые монцониты, реже габбро, монцогабброидориты, монцогаббро; во вторую – граниты рапакиви ( $\gamma RF_2 b_2$ ), сиениты, щелочные сиениты, нефелиновые сиениты ( $\xi RF_2 b_2$ ), дайки сиенит-порфиров ( $\xi\pi RF_2 b_2$ ).

Комплекс расположен в Западно-Башкирской подзоне и представлен единственным одноименным массивом на правом берегу р. Бол. Сатка, в 2,5 км юго-западнее пос. Бердяуш. Массив образует хорошо выраженное в рельефе вытянутое в северо-восточном направлении тело овальной формы размером  $10 \times 3$ –3,5 км, приуроченное к Зильмердакскому разлому.

Массив прорывает нижнерифейскую саткинскую свиту. Западный контакт тектонический.

В изучение Бердяушского массива в разное время заметный вклад внесли И. В. Мушкетов, А. Н. Заварицкий, В. А. Тимесков, А. А. Краснобаев, А. А. Ганзеев, Д. А. Великославский и многие другие исследователи. Известно два варианта рисовки геологического строения массива, первый и наиболее распространенный из которых принадлежит А. Н. Заварицкому [98], а второй – В. А. Тимяскову [212]. Нами принимается третий вариант, явившийся результатом детальных геологосъемочных работ, выполненных В. Е. Щулькиным [268].

Массив уверенно выделяется в геофизических полях и характеризуется положительным сложным дифференцированным магнитным полем (от 200–300 до 500–1000 нТл). Гравитационная аномалия в плане совпадает с контурами массива и магнитной аномалии. По геофизическим данным в разрезе он представляет собой пластообразное тело с максимальной мощностью до 2 км, полого погружающееся согласно плоскости сместителя разлома на юго-восток. Отличается бердяушский комплекс от типичных представителей формации грапакиви, для которых характерно резкое преобладание в их составе гранитов группы рапакиви, как раз обратным соотношением объема гранитов и всех остальных масс габброидных и гибридных разновидностей сиенодиоритового состава.

Граниты рапакиви слагают не более 10–20% площади массива. Детальное геологическое картирование выявило большую внутреннюю неоднородность литологического состава, чем это представлялось ранее. Крупнозернистые грапиты рапакиви типа выборгита, реже петерлита в их классическом понимании, как оказалось, слагают лишь внешнюю (и скорее всего не непрерывную) довольно маломощную кайму массива шириной до 0,5–1,0 км, увеличивающуюся в северо-восточном и юго-западном периклинальном замыкании видимой площади массива. Основной объем центральной части массива сложен гетерогенными метасоматическими породами гибридного состава, в которых в той или иной степени удается выделить по аналогии с мигматитами две составляющие: исходный субстрат (палеосому) и новообразования порфириовидного полевого шпата, иногда кварца (неосому), в целом отвечающие составу сиенитов–сиенодиоритов, реже до диоритов. Исходный субстрат представлен в различной степени подвергнутыми метасоматической перекристаллизацией и гранитизацией мелко-среднезернистыми породами первично габбрового состава, имеющими теперь облик (в зависимости от степени переработки) от кварцевого сиенита–сиенодиорита до габбро-диоритового-габбрового состава. Причем объем габбрового материала в первичном субстрате явно имел доминирующее значение и в большем объеме сохранился (или в меньшей степени подвергся метасоматическому замещению при гранитизации) в восточной части массива, что подтверждается наличием обширной положительной аномалии силы тяжести под северо-восточной половиной массива и более часто встречающимися с поверхности обширными выходами или высыпками пород габбрового состава. Переходы между габбро, гибридными сиенодиоритами и гранитами рапакиви совершенно постепенные,

метасоматические. Не вызывает также сомнения метасоматический генезис основной части гибридных сиенодиоритов и контактирующих с ними гранитов рапакиви, явно образующихся по габброидам в результате их мощного прогрева и дальнейшей метасоматической перекристаллизации под воздействием глубинных флюидов, обусловивших в дальнейшем появление гранитов рапакиви, их частичную выплавку и интродуирование части расплава в периклинальные части массива.

Анализ проведенных исследований позволяет выделить ряд фаз (стадий) становления Бердяшского массива, как интрузивного, так и метасоматического характера. В течение первой фазы произошло формирование так называемого субстрата, представленного среднезернистыми габброидами с хорошо проявленной офитовой структурой, относимой к габбро-анортзитовой формации и, видимо, закончившейся формированием соответствующего комплекса жильных дериватов («догранитные» жилы габбро-диабазов). Со второй фазой связаны наиболее мощные метасоматические процессы, сопровождаемые региональным прогревом, обусловленные глубинными флюидами. В свою очередь метасоматоз привел к перекристаллизации и дебазификации габбрового субстрата, с образованием основной массы гибридных сиенодиоритов, их гранитизацию (образование крупнозернистых пегматоидных сиенитов и так называемых сиенитов фации рапакиви) и, в конечном итоге, к выплавлению небольших порций гранитов рапакиви. Необходимо отметить, что большинство предыдущих исследователей ко второй фазе формирования Бердяшского массива относили граниты рапакиви, а всю массу гибридных сиенодиоритов, сиенитов – к третьей завершающей фазе [98, 212 и др.]. Породы бердяшского комплекса прорваны различными по составу дайками, являющимися дериватами пород второй фазы. Дайки образуют слабо выраженные в рельефе гривки, протяженностью первые сотни метров, имеют мощность 3–5 м. 60% даек сиенитов, кварцевых сиенитов приурочено к центру сиенитовой части массива, а дайки гранит-порфиоров, лейкократовых гранитов развиты в основном на юге (20%), северо-востоке (30%) и в экзоконтакте (30%) массива. С комплексом предполагается генетическая связь оруденения редкометалльно-редкоземельной формации.

Как ранее отмечалось, исходными породами Бердяшского массива являются габбро, которые в результате метасоматической переработки образуют целую серию последовательно изменяющихся пород: монцогаббро–монцогаббродиориты–монцодиориты–кварцевые монцониты. Наиболее распространенными разностями являются монцодиориты и кварцевые монцониты, реже встречаются габбро, монцогаббро и монцогаббродиориты.

Монцодиориты, кварцевые монцониты, монцогаббродиориты, монцогаббро характеризуются постоянным присутствием реликтовых меланократовых пятен гранобластового строения, обогащенных идиоморфным амфиболом, габброидных и лейкократовых обособлений монцонитового облика. Наблюдается постепенное замещение офитовой структуры на гранобластовую и порфиroidную, с участками коррозионной и микропегматитовой. Пироксен замещается буро-зеленым амфиболом и коричневатым биотитом с образованием гнезд густо-зеленого гастингсита, сине-зеленого



щелочного амфибола, реже эгирина, а на завершающих этапах – образования метасоматического перекристаллизованного агрегата бластического и гранобластового идиоморфного буро-зеленого амфибола в сростании с гранобластовым полевошпатовым агрегатом, в разных пропорциях сложенного олигоклазом (22–27) и калиевым полевым шпатом, с незначительным содержанием кварца (1–2%). Наиболее часто встречается равное соотношение калиевого полевого шпата и плагиоклаза, характерное для монцонитов. Содержание амфибола закономерно уменьшается от 40–50% в исходном габбро до 20–30% в кварцевом монцоните и 5–15% в монцодиорите. Габбро – массивные мелко- и среднезернистые породы зеленовато-черного цвета, имеют офитовую, габброофитовую, реже габбровую структуры. Минеральный состав: титан-авгит, в большей части замещаемый в следующей последовательности: буро-зеленая роговая обманка → густо-зеленый амфибол гастингситового ряда → сине-зеленая щелочная роговая обманка. Плагиоклазы (андезин 32–35) идиоморфные, зональные с сосоритизированным ядром и олигоклазовой (22–27) оболочкой, реже встречается лабрадор (55–60). По химическому составу габброиды близки к континентальным базальтам и габбро из других типичных уральских калиево-натриевых габбро гранитоидных серий. С последними они сходны и по содержанию таких важных рассеянных элементов как Rb и Sr. В то же время рассматриваемые габброиды, как правило, недосыщены кремнеземом, что позволяет рассматривать их как ранние члены не только габбро-гранитной серии, но и нефелин-сиенитовой (табл. 3).

Таблица 3

**Химический состав пород бердяшского комплекса**

№ п/п	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	10	46,84	2,27	13,92	4,70	8,70	0,19	6,81	9,43	2,67	1,11	0,27	2,64	99,55
2	29	62,29	0,98	14,99	2,48	4,38	0,09	1,37	3,10	4,25	4,36	0,26	1,01	99,56
3	10	69,98	0,48	13,26	1,61	2,42	0,05	0,85	1,40	3,74	4,79	0,08	0,83	99,49
4	26	73,62	0,28	12,16	0,83	1,95	0,04	0,41	1,03	3,68	5,00	0,06	0,67	99,73
5	35	57,43	0,33	19,53	2,08	3,65	0,14	0,87	2,14	7,29	4,71	0,16	1,23	99,56
6	13	61,48	0,38	17,85	2,42	3,00	0,10	0,62	1,87	5,81	4,86	0,12	1,12	99,63
7	3	47,44	1,99	16,97	6,51	7,37	0,17	4,46	5,81	4,13	1,04	0,28	3,53	99,70

1 – меланократовые габброиды первой фазы; 2 – «меланократовые» граниты рапакиви (субщелочные гранодиориты); 3 – граниты рапакиви «лейкократовые»; 4 – нормальные граниты; 5 – нефелиновые сиениты; 6 – сиениты; 7 – камптониты. Данные по А. Н. Заварицкому [98].

В сиенитах и других однополевошпатовых породах в отличие от магматитов первой фазы моноклинный пироксен представлен не титан-авгитом, а эгирин-салитом, амфибол – высокожелезистым натриевым гастингситом. Полевошпатовые овоиды в них отсутствуют. Сиениты по сравнению с одинаковыми по содержанию SiO<sub>2</sub> гранитоидами имеют более высокое

содержание натрия, калия, железа. Граниты рапакиви ( $\gamma$ ) и дайки гранит-порфиоров, лейкократовых гранитов ( $\text{I}\gamma$ ) в ряде случаев сгруппированы в третью фазу. Граниты рапакиви представляют собой крупнозернистые розовые, реже зеленовато-серые породы с коррозийной, порфиробластовой и часто катакластической структурами. Породы имеют маргинационную структуру, представлены овоидами и таблицами (3–5 см) калиевого полевого шпата – пертита с каймой олигоклаза 27, агрегатами кварца различной формы (25–30%), зеленовато-бурым амфиболом или темно-бурым биотитом. Характерно присутствие в олигоклазовой кайме мелких графических вростков кварца, реже наблюдаются прорастания в ортоклазе. Отчетливо видны процессы калишпатизации. Вторичные минералы: эпидот, хлорит, цоизит, соссюрит, лейкоксен, реже лимонит, карбонат. Акцессорные минералы представлены магнетит-флюорит-циркон-сфен-илемениновым парагенезисом, реже наблюдаются пирит, апатит, розовый гранат, барит, турмалин, молибденит. Циркон образует призматические кристаллы розоватых оттенков, изредка коричневые и желто-коричневые.

Петрохимические гранитоиды относятся к высокоглиноземистым с нормальной щелочностью и умереннощелочным гранитам калиево-натриевого типа. По содержанию редких и РЗЭ граниты рапакиви незначительно обогащены в сравнении с кларками La, Ce, Eu, Yb, Th, U, Sc, более значительно – Sm, Hf, Co, обеднены Lu, Cs, Ta, а в сравнении с жильными гранитами отличаются повышенными содержаниями Eu, Co и Sc (т. е. «мантийными» элементами). В ряду габбро–монцодиорит–гранит рапакиви на первой ступени наблюдается резкое обогащение РЗЭ – La, Ce, Sm, Eu, Yb, Hf, Th и обеднение Co и Cr, при некотором обеднении на второй ступени – La, Eu, Yb, Hf, Sc, Co, Ba, при возрастании Sm, Th, U [192].

По геохимическим характеристикам граниты рапакиви Бердяшского массива близки к А-типу гранитов и, согласно тектоно-магматической классификации Д. Пирса и др., располагаются в поле внутриплитных гранитов. По характеру распределения редкоземельных элементов граниты рапакиви близки к классическим гранитам рапакиви Финляндии, Бразилии, США.

В целом по химическому составу породы бердяшского комплекса образуют практически непрерывный дифференцированный ряд, подтверждающий их генетическое единство и постепенность изменения минерального состава. На АFM-диаграмме они располагаются по границе поля толеитов [66]. Наблюдается последовательное уменьшение содержаний титана от 2,6 до 0,1%, суммы железа от 8–16,8 до 0,8%, магния – от 6–11,8 до 0,5–1,0% и калия – от 6–12 до 0,6–1,6% и возрастание – кремния от 41–49 до 70–75% и суммы щелочей от 2,4 до 7–9,3%.

Проблема возраста пород Бердяшского массива была в общем уже решена в середине 1980-х годов, когда А. А. Краснобаев с применением сразу нескольких методов изотопного датирования: K-Ar по минералам, Rb-Sr по породам в целом и U-Pb по акцессорным цирконам получил возраст  $1350 \pm 10$  млн лет [47]. Затем С. Синдерн и др. [234] уточнили датировки нефелиновых сиенитов по единичным цирконам по U-Pb методу –  $1368,4 \pm 6,2$  млн лет. Близкая цифра –  $1373 \pm 21$  млн лет – получена Ю. Л. Ронкиным и др. в результате U-Pb датирования цирконов

также нефелиновых сиенитов с помощью SHRIMP-II [235]. И, наконец, Ю. Л. Ронкин и др. [26] тем же методом датировали габбро Бердяушского массива –  $1388 \pm 28$  млн лет.

Полученный возраст интерпретируется авторами как время внутриплитного магматизма и формирования гранитов рапакиви, а также ассоциирующих с ними пород. Примечательно, что возраста образования габбро –  $1388 \pm 28$  млн лет, кварцевых сиенит-диоритов –  $1372 \pm 12$  млн лет, нефелиновых сиенитов –  $1373 \pm 21$  млн лет и гранитов рапакиви –  $1369 \pm 13$  млн лет находятся в соответствии с описанной нами выше последовательностью становления массива.

**Кусинско-копанский комплекс клинопироксенит-габбродиоритовый** ( $v\text{-vdRF}_2kk$ ) – расслоенные тела клинопироксенит-норит-габбродиоритовые; габбронориты, габбро, редко горнблендиты, анортозиты; дайки и силлы габбродолеритов ( $v\beta$ ). Комплекс распространен в Златоустовской подзоне, где представлен массивом, пластовыми телами и дайками. Петротипом является Кусинско-Копанский массив, площадью около  $50 \text{ км}^2$ . Он протягивается узкой полосой (до 5 км) в северо-восточном направлении на расстояние до 55 км от западного склона хр. Москаль на юге до северных отрогов Чернореченского хребта.

Массив приурочен к Караташскому разлому, в западной части отмечаются ксенолиты ороговикованных пород бакальской свиты. По геофизическим данным он имеет пологое ( $40\text{--}50^\circ$ ) юго-восточное падение, отчетливо выражен дифференцированными линейно-вытянутыми асимметричными магнитными аномалиями разной интенсивности и резкими ступенями в гравитационном поле. Внутреннее строение сложное и определяется разнообразием состава слагающих пород и их соотношений. Характерной особенностью является полосчатость габброидов первой фазы, возникшая за счет чередования пород различных составов, структуры и текстуры, различным содержанием рудных минералов в породах, а также наличием согласных с общей полосчатостью пластов вкрапленных и сплошных титаномагнетитовых руд. Мощности полос составляют первые десятки метров.

Главное значение в Кусинско-Копанском массиве имеют разнообразные по составу и структурам габбро, резко подчиненное – горнблендиты и клинопироксениты. Характерной особенностью габброидов являются выделяющиеся протяженные зоны габбро и габброноритов с сингенетичной рудной вкрапленностью железо-титановых руд, представленных титаномагнетитом, ильменитом, сфеном. Кроме того, характерно наличие сплошных титаномагнетитовых руд, локализованных в виде пластообразных залежей, ориентированных согласно с полосчатостью и имеющих определенное положение в массиве. Жильные образования комплекса представлены дайками и силлами габбродолеритов, развитыми во вмещающих метаморфизованных образованиях кувашской свиты. Простираение даек чаще субширотное с падениями на север и северо-северо-запад, реже на восток под углами от  $35$  до  $70^\circ$ . Мощность от 5 до 20 м при протяженности в первые сотни метров.

Петрохимическими особенностями пород комплекса в целом являются повышенные титанистость и железистость, типичны недосыщенность

кремнеземом, повышенное содержание глинозема, резкое преобладание натрия; граниты имеют калиево-натриевый характер. Из геохимических особенностей отмечаются повышенные содержания Sc, Hf, Eu, Cs и пониженные Rb, Sr, La, Sm, Gr. В последнее время появился ряд статей по поводу радиоизотопного времени образования габброидов комплекса, уточняющие ранее опубликованные данные [131]. Так, А. А. Краснобаевым и др. [220] получена серия возрастов по циркону U-Pb методом: для Копанского массива –  $1385 \pm 25$  млн лет. Другими исследователями – В. В. Холодным и др. [155, 157] Sm-Nd методом получена изохрона с возрастом габброноритов –  $1388 \pm 63$  млн лет. Авторы обеих публикаций отмечают тесную временную и генетическую связь габброидов Копанского массива с гранитоидами Рябиновского массива. С габбро и габброноритами Кусинско-Копанского массива связано наличие сплошных титаномагнетитовых руд мафитовой формации, локализованных в виде пластообразных залежей, ориентированных согласно с полосчатостью и имеющих определенное положение в массиве.

**Рябиновский комплекс гранитовый** ( $\gamma$ RF<sub>2r</sub>) сложен в основном микропегматитовыми гранитами, которые залегают восточнее Кусинско-Копанского массива. Детальные описания гранитов приводятся в работах Г. М. Виноградской.

Вопрос о генезисе гранитов спорный. Их тесная пространственная связь с габброидами и близость химического состава к риолитам кувашской свиты позволяет многим исследователям считать граниты комагматичными образованиям кувашской свиты и генетически связанными с габброидами кусинско-копанского комплекса, сформировавшимися в результате дифференциации исходной базальтовой магмы [13, 143, 131 и др.].

Граниты светло-зеленоватые мелкозернистые с хорошо различной зернистостью, катаклазированные, рассланцованные, расчешуенные. Структура чаще линзовидно-полосчатая, напоминает гранитные мигматиты с хорошо различимыми очками, линзами мелко-среднезернистого лейкократового кварц-полевошпатового гранитного материала, окруженного более меланократовым и более тонким агрегатом, претерпевшим различную степень дробления и метасоматической проработки, в которой в качестве темноцветов присутствуют магнетит и биотит, имеются признаки наложенной мусковитизации, хлоритизации. Переходы от рябиновских гранитов к сланцам кувашской свиты не видны, границы тектонические. Вблизи массива сланцы метасоматически изменены, гранитизированы. Анализ полученных петрографических, петрохимических и геохимических данных позволяет уверенно объяснять происхождение микропегматитовых рябиновских гранитов за счет кувашского сланцевого субстрата. Выделяемые микропегматитовые граниты характеризуются содержанием SiO<sub>2</sub> в пределах 71,5–73,2%, образуя два нечетких максимума содержаний (бимодальность) в областях 71,5–72 и 73–73,2%; на диаграмме SiO<sub>2</sub> – ΣNa<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + K<sub>2</sub>O<sub>3</sub> они попадают в пограничное поле между субщелочными и нормальными гранитами, а «второй» пик на границе нормальных и лейкогранитов. Разброс по содержанию суммы щелочей более широкий (от 7,6 до 8,6%). Коэффициент общей щелочности в микропегматитовых гра-

нитах колеблется в пределах 1,4–2,1, отношение  $MgO/\Sigma MgO + FeO + Fe_2O_3$  соответственно 0,06–0,23, коэффициент степени насыщенности щелочами составляет 0,38–0,42, калиевоность в породах весьма не выдержана, колеблется от 0,49 до 0,64, железистость – 0,83–0,94.

По петрохимическим данным рябиновские граниты ложатся в поле калиево-натриевых весьма высокоглиноземистых лейкогранитов. А. А. Краснобаевым и др. [220] получены данные о возрасте гранитов рябиновского комплекса по цирконам U-Pb методом –  $1386 \pm 34$  и  $1330 \pm 16$  млн лет. Автор публикации отмечает тесную временную и генетическую связь гранитоидов с габброидами Копанского массива.

**Ахмеровский комплекс гранитовый** ( $\gamma RF_2ah$ ) представляют штоки биотитовых гранитов; комплекс впервые описан на левобережье р. Буганак. В качестве петротипа принят одноименный массив, расположенный в районе д. Ахмерово [275, 277 и др.], комплекса крайне ограничено, кроме петротипа описано еще два небольших (до 0,1 км<sup>2</sup>) крутопадающих штокообразных тела изометричной формы в полях развития кызылташской свиты [77].

Наиболее полно изучен Ахмеровский шток. Вскрытые контакты гранитов с вмещающими породами крутые (от 60° до 70°) под нижнерифейские образования. С глубиной (500–1000 м) предполагается их выполаживание и батолитоподобное залегание интрузии под бугонакской свитой. Все выходы комплекса предложено рассматривать как ее апофизы [275]. Данная интерпретационная схема, с точки зрения авторов, маловероятна в связи с отсутствием широких ореолов контактовых термально-метаморфических комплексов и метасоматитов. Наблюдаемые изменения имеют минимальные площади. Вероятно, штокообразное поведение интрузий распространяется на большие глубины, а единый батолит можно ожидать лишь в архей-протерозойском основании. Границы штока извилистые горячие. Ширина метаморфических и метасоматических ореолов от 10 до 50 м. В гранитах эндоконтакта отмечается увеличенное содержание биотита, эпидота и амфибола. Зафиксированы маломощные пегматитовые прожилки, состоящие из слюд и полевых шпатов. В экзоконтакте слюдиристо-кварц-карбонатные сланцы превращены в кварц-эпидот-актинолитовые, актинолит-полевошпатовые и актинолитовые роговики. В карбонатных породах появляются высокотемпературные минералы: везувиан, гранат, диопсид. Гидротермальные процессы во вмещающих породах проявлены кварцевыми жилами, пронизывающими нижнерифейские образования, протяженностью до 500 м и мощностью до 5 м.

Основной петрографической составляющей комплекса являются светло-серые массивные мелкозернистые гнейсовидные биотитовые граниты. В их составе принимают участие (%): микроклин – 30–60 (в отдельных случаях до 89); плагиоклазы (альбит и серицитизированный олигокраз) – 10–30, редко до 70; кварц – 10–30; биотит – до 10. Столь широкие вариации содержаний породообразующих минералов связываются как с контактными изменениями, так и со вторичной калишпатизацией [168]. Вторичные минералы представлены эпидотом, мусковитом, хлоритом, серицитом, кальцитом. Среди аксессуаров определены циркон, апатит, рутил, сфен, гранат

и др. Вдоль субмеридиональных трещин, оперяющих Ахмеровский надвиг, граниты катаклазированы. Содержание породообразующих окислов типично для гранитов. Графики распределения редкоземельных элементов дают наклонный тренд от легких к тяжелым, с явно выраженным европиевым минимумом. Характерно явное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, отношение  $La/Yb$  варьирует от 4 до 14, а  $La/Lu$  – от 24 до 84 [77].

В связи с неустойчивостью состава говорить о первичной природе гранитоидов и их геодинамической модели приходится в известной степени условно. Традиционно комплекс относится к палингенным образованиям. Однако в работе В. М. Горожанина и др. [51] на основе изучения геохимических и изотопных характеристик гранитов делается вывод об их формировании в обстановке внутриконтинентального рифтинга, а сами граниты относятся к А-типу. Определение возраста гранитов начато в 1960-е годы. Возраст биотита (калий-аргоновый метод) – 600 млн лет, мусковита – 515–552 млн лет, калиевых полевых шпатов – 339 млн лет [275]. Затем [236] были получены на основе данных Pb-Pb термоионного анализа (TIMS) цирконов из гранитов Ахмеровского массива две группы возрастов:  $1350 \pm 10$  млн лет и  $970 \pm 10$  млн лет, вторую из которых авторы проинтерпретировали как время кристаллизации гранитов, а первую увязали с захватом цирконов из субстрата при выплавлении последних. Позднее В. М. Горожанин приводит новые Rb-Sr данные определения возраста по валовым пробам, которые составляют  $968 \pm 50$  млн лет. Однако он считает, что возраст соответствует не времени образования гранитов, а времени их метаморфизма. Наиболее же вероятный возраст находится в пределах  $1350 \pm 10$  млн лет и укладывается во временные рамки машакского магматизма [51].

**Повальненский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный** ( $v\beta RF_2p$ ) слагают дайки и небольшие изометричные тела габбродолеритов. Комплекс развит в Ямантауском антиклинории и представлен разобщенными дайковыми телами базитов мощностью от 5 до 20–30 м, протяженностью от 10–150 м до 1–1,5 км. Дайки имеют согласные или секущие контакты с вмещающими породами. Строение тел симметрично-зональное, центральные части представлены средне- и крупнокристаллическими разностями пород, а в приконтактных зонах с вмещающими породами – мелко- и тонкокристаллическими. Долериты, пегматоидные долериты и габбродолериты комплекса характеризуются микропегматоидными, долеритовыми и пойкилоофитовыми структурами. В приконтактных зонах (мощностью до 30 см) долериты темные, серовато-черные (закаленные) имеют порфиристую структуру. Во вмещающих отложениях в эндоконтактах отмечаются маломощные зоны ороговикованных пород.

Основными породообразующими минералами являются плагиоклаз, клинопироксен. В меньшем количестве присутствует титаномагнетит. Содержание клинопироксена несколько преобладает над плагиоклазом. Плагиоклаз (андезин–лабрадор) слабо деанортизирован, иногда (пятнисто) замещен соссюритом, эпидотом и хлоритом. Клинопироксен (авгит) в порфиристых вкрапленниках – пижонит, в пегматитовых разностях – титан-авгит таблитчатого, короткопризматического облика, обычно с изрезанными ограничениями и часто с пойкилитовыми включениями плагиоклаза.

Клинопироксен, иногда с маломощными оторочками буровато-коричневой роговой обманки, слабо замещен бледно-зеленой роговой обманкой. По химизму породы комплекса характеризуются незначительно повышенным содержанием кремнезема, титана и суммы щелочей и близки к траппам древних и молодых платформ (табл. 4).

Таблица 4

**Химический состав повальненского комплекса (%)**

№ п/п	Число анализов	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	2	50,16	2,31	13,45	4,56	9,39	0,17	6,21	8,27	3,04	0,81	0,29	1,03	99,69
2	6	47,2	2,08	13,86	2,01	9,41	0,15	8,13	8,94	3,06	0,85	0,3	1,63	97,62
3	55	51,52	1,40	13,62	3,05	9,42	0,20	6,02	8,72	2,45	1,28	0,23	1,63	99,54
4	8	49,91	1,58	13,74	2,41	9,26	0,20	6,62	10,06	2,46	0,95	0,14	2,18	99,51
5	2	47,29	1,65	16,54	2,60	8,99	0,19	5,72	9,19	3,05	1,29	0,25	2,99	99,75

1, 2 – по данным Н. Н. Ларионова и др. [76]; 3 – по данным В. И. Ленных и др. [143]; 4, 5 – по данным А. А. Алексеева [13]. 3 – диабазы и диабазовые порфириты в тараташском комплексе, 4 – диабазы и диабазовые порфириты в Ямантауском антиклинории, 5 – габбро-диабазы главной дайки Бакальского рудного поля.

Возраст формирования комплекса определяется калий-аргоновыми датировками – 1004–1128 млн лет [13]. К данному же комплексу относятся суранский и сюрюньзакский габбро-долеритовые комплексы, выделенные А. Е. Соболевым в 1998 г., радиологический возраст которых составляет от 1022 до 1128 млн лет. Повальненский габбро-долеритовый комплекс, по-видимому, завершает среднерифейский этап магматизма Южного Урала. По комплексу геологических, петрографических, петрохимических и возрастных данных он сходен со среднерифейской габбро-диабазовой формацией восточной части Русской платформы [13].

**Инзерский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ( $v\beta RF_3 in$ ).** Его представляют дайки, небольшие тела габбродолеритов, порфировых и микропегматитовых долеритов, габбро-порфиритов. Комплекс объединяет малоглубинные основные магматиты, прорывающие отложения рифея и прослеживающиеся полосой субмеридионального направления в пределах Западно- и Восточно-Башкирской СФЗ. Мощность даек от первых метров до 30–35 м, протяженность 1–15 км, редко до 25–30 км. Они имеют симметрично-зональное строение, сложены мелко-, средне- и крупнокристаллическими габбродолеритами, долеритами пегматитовыми и долеритовыми порфиритами. Размерность зерен в породах увеличивается к центру даек, в приконтактных зонах они тонкокристаллические с порфировыми структурами. В эндоконтактах отмечаются зонки ороговикованных пород. Породы комплекса слабо затронуты метаморфизмом, так что первоначальный их состав и структуры устанавливаются четко. Наиболее широко в габбро-долеритах развиты пойкилоофитовые и габбропойкилоофитовые

структуры, а в долеритах иногда отмечаются пегматоидные и долеритовые структуры. В порфирировых разностях долеритов во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз и клинопироксен (пижонит). Плагиоклаз (лабрадор, лабрадор–битовнит) пятнисто замещен эпидотом, иногда хлоритом, а клинопироксен (пижонит) частично по контурам замещен бледно-зеленой роговой обманкой. В габбро-долеритах клинопироксен (титан-авгит) с маломощными оторочками буровато-коричневой роговой обманки слабо замещен бледно-зеленой роговой обманкой, биотитом и хлоритом. Рудный минерал представлен титаномагнетитом. В интерстициях иногда развит кварц с полевым шпатом с микрографическим прорастанием. В разностях с пегматоидной структурой клинопироксен и плагиоклаз прорастают друг друга и имеют пегматоидное погасание. Содержание темноцветного минерала преобладает над плагиоклазом.

Габброиды комплекса характеризуются несколько повышенной кремнеземистостью, умеренной титанистостью и высокой известковистостью. От кусинско-копанского и повальненского комплексов габброиды отличаются более низкой титанистостью и высокой известковистостью. По реальному и модальному минеральному составу они отвечают кварцевым толеитам [140] или траппам древних платформ [13]. Габбро, габбродолериты и долериты характеризуются высоким уровнем накопления лантаноидов по отношению к хондриту, ярко выраженным преобладанием легких РЗЭ над средними и тяжелыми ( $La > Sm > Lu$ ) и наличием европиевого минимума. В сиенитах отмечается весьма значительный уровень накопления редкоземельных элементов с ярко выраженным преобладанием легких РЗЭ над тяжелыми. Предполагается парагенетическая связь комплекса с баритовым и полиметаллическим оруденением Башкирского антиклинория. Возраст габброидов определен калий-аргоновым методом в 670–920 млн лет [11], собственные данные (U-Pb методом) –  $721 \pm 6,9$  млн лет. Время становления комплекса принято позднерифейским.

**Миселинско-авашлинский комплекс сиенитовый гипабиссальный** ( $\xi RF_3 ma$ ) представлен дайками сиенитов; распространен крайне ограниченно. Известна лишь единственная дайка мощностью до 3 м и длиной до 150 м, меридионального простирания на правом берегу р. Белая, в зоне влияния Зильмердакского разлома. Кроме того, сиениты вскрыты в этой же структуре в процессе бурения на Кужинском рудном поле. Сиениты красные массивные гипидиоморфнозернистые или порфириовидные, состоят из микроклина (70%), плагиоклазов (25%) и титаномагнетита (до 10%). Среди второстепенных минералов диагностирован кварц и биотит. Характерной особенностью микроэлементного состава сиенитов по сравнению с другими интрузивными образованиями исследуемой площади являются высокие концентрации Ti, V, Ba и низкие содержания Mn (самые низкие среди всех исследованных пород). Относительно кларка магматических пород среднего состава сиениты обогащены Zn, Pb, Y, Sn (Кк 2,0–3,9) при умеренном дефиците B, Cr, Ag, Ge, Mn, Sc, P (Кк 0,5–0,1) и резком дефиците Co и Sr (Кк 0,08–0,04). Изотопные датировки цирконов из пород комплекса, согласно легенде Уральской серии, укладываются в интервал 671–602 млн лет.



**Барангуловский комплекс габбро-гранитовый.** Сведения о нем впервые приведены Н. Н. Дингельштедом в 1933 г. Позднее более подробную характеристику таксон получил в работах А. А. Алексева, В. И. Козлова, Г. И. Богатыревой, М. В. Рыкуса и др. [8, 13, 119, 195 и др.].

Комплекс, расположенный в пределах Уралтауского антиклинория, является наиболее крупным как по занимаемой им площади, так и по количеству и масштабу магматических тел. Интрузивные породы концентрируются в полосе северо-восточного простирания протяженностью около 25 км при ширине до 5 км. Барангуловский габбро-гранитный массив, являющийся петротипом, расположен в верховьях рек Городской Ключ, Рясток и Вишневый Дол и представлен вытянутым в северо-восточном направлении линзовидным телом размером  $11 \times 4$  км с неоднородным внутренним строением.

Комплекс формировался в две фазы. В первую, наиболее раннюю фазу интродировали габброиды, представляющие собой преимущественно продукты непосредственной кристаллизации основной магмы, а также частичного их взаимодействия с гранитными породами. Они слагают почти половину площади комплекса и нередко встречаются в виде ксенолитов в гранитах. Вслед за ними, по-видимому, внедрялись кварцевые диориты, небольшие тела которых известны среди гранитоидов Барангуловского массива. После их кристаллизации следовала главная фаза гранитного магматизма, давшая основной объем слюдисто-микроклиновых гранитов и лейкократовых гранитов, за которыми инъецировала завершающая жильная серия гранитной фазы (аплиты и гранит-порфиры).

**Первая фаза ( $v\beta'RF_3b_1$ ):** штокообразные тела метагаббродолеритов и метагаббро. Метагаббродолериты представлены светло-зелеными, желтовато-зелеными среднезернистыми породами массивной и сланцеватой текстуры. Микроструктура наименее измененных габбро определяется как аллотриоморфнозернистая. Первичный минеральный состав габброидов, наблюдаемый в исключительно редких случаях, включает плагиоклаз андезин-лабрадорного типа (40–60%) и моноклинный пироксен (до 30%), постоянным аксессуаром является ильменит. В типичных же случаях в габбро широко проявлены метаморфические преобразования. По минеральному составу гибридные породы наиболее часто соответствуют габбродиоритам. Это обычно светло-серые породы с зеленоватым оттенком, мелко- или среднезернистого сложения иногда с порфировидными выделениями плагиоклазов и амфиболов. Их типовой состав (%): плагиоклаз (60–70), роговая обманка (10–15), кварц (5–7), биотит (5–10). Из аксессуаров наиболее распространены сфен, апатит и магнетит.

**Вторая фаза ( $I\gamma RF_3b_2$ ):** штокообразные тела лейкогранитов, реже лейкократовых гранитов. Граниты слагают полностью Мазаринский массив и большую часть выходов гранитной полосы Барангуловского массива. В наименее измененных разностях это преимущественно массивные средне-крупнозернистые породы светло-серого и зеленовато-серого цвета с хорошо различимыми вкрапленниками полевых шпатов, кварца, мусковита и биотита. Средний минеральный состав гранитов (%): плагиоклаз (15–60), кварц (15–50), калиевый полевой шпат (10–50), биотит (2–10), мусковит

(5–40). Среди аксессуаров: апатит, флюорит, сфен, рутил, циркон, ильменит. Кроме того, минералогическим анализом тяжелой фракции в прото-лочках гранитов установлены анатаз, турмалин, монацит, пирит. Граниты представляют собой группу пород с содержаниями  $\text{SiO}_2$  от 70 до 73%. По составу они хорошо сопоставимы со средними типами гранитов Северного Урала и докембрийскими гранитами континентальной земной коры [145]. Большинство петрогенных окислов в рассматриваемых породах –  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  близки к норме, другие же –  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  подвержены незначительным колебаниям, отклоняясь в ту или иную сторону от нормативных показателей. Суммарное содержание щелочей ( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 6,2–9,3\%$ ) позволяет относить граниты к умереннощелочному и субщелочному типам. Лишь иногда в составе пород концентрации  $\text{Na}_2\text{O}$  незначительно преобладают над содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$ , в большинстве же анализов устойчиво доминирует калиевый тип щелочности и граниты обладают весьма низким  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  отношением (0,4–2,5), типичным для пород калиево-натриевых серий. Коэффициенты алгаитности у умереннощелочных гранитов составляют 0,47–0,53, возрастая до 0,6–0,66 у субщелочных разновидностей. Для гранитов отмечается довольно устойчивые содержания глинозема и очень незначительные колебания в концентрациях железо-магнезиальных компонентов; по величине коэффициентов глиноземистости ( $al' = 3–5$ ) они принадлежат к высокоглиноземистым образованиям. Следует подчеркнуть, что несмотря на низкую вариабельность содержаний железа, степень его окисленности в гранитах изменяется в широком диапазоне – от 0,14 до 0,6. Большинство его значений имеет бимодальное распределение, группируясь в интервалах 0,14–0,2 и 0,4–0,6 со средними величинами 0,16 и 0,45 соответственно.

Итак, основные и кислые магматиты принадлежат к серии натриевых и калиево-натриевых пород, близких по составу к толеитам континентальных обстановок. По некоторым важным геохимическим показателям, в частности содержаниям Rb, Sr, Rb/Sr отношению, характеру спектров РЗЭ, граниты обнаруживают черты сходства с предшествующими им габброидами, что наряду с общностью геологической позиции является свидетельством в пользу их петрогенетического единства. Среди продуктов магматизма характерно сочетание геохимических типов пород, свойственных как обстановкам растяжения, включая типично рифтовые (дайковые тела габброидов), так и режимам сжатия (лейкократовые граниты). В Уралтауском антиклинории, судя по особенностям состава магматических пород, рифтогенез не вышел за рамки узкой грабеновой структуры [169]. По заключению А. А. Краснобаева и др. [156], впервые получивших прецизионные U-Pb датировки цирконов (SIMS SHRIMP II) из габбро ( $728 \pm 8$  млн лет) и гранитов ( $723 \pm 10$  млн лет), возраст барангуловского габбро-гранитового комплекса составляет  $725 \pm 5$  млн лет. Установлено [169], что эндоконтактные зоны лейкократовых гранитных интрузий барангуловского комплекса в различной степени грейзенизированы и содержат тантал-ниобиевую минерализацию.

**Криволукско-мисаелгинский комплекс габбро-пикродолеритовый гипабиссальный ( $v\beta V_1 km$ ).** Его слагают дайки, силлы габбродолеритов,

габбро, долеритов, умереннощелочных долеритов, пикрит-пикродолеритов, умереннощелочных и щелочных пикритов. Комплекс имеет ограниченное распространение в обоих подзонах Башкирской СФЗ. Породы комплекса развиты в крайней юго-восточной и северо-западной частях Башкирского антиклинория.

Петротип расположен в районе урочища Кривая Лука. Межпластовые силы мощностью до 60 м залегают или на границе рифея и венда, где вскрыты бурением, или в отложениях криволукской свиты. Дайки длиной до 1 км прорывают отложения верхнего рифея. Интрузии имеют симметрично-зональное строение: центральные части средне-, крупнокристаллические, в приконтактовых – тонко- и мелкокристаллические и с порфировыми структурами. Сложены габбродолеритами и долеритами соответственно с пойкилоофитовыми, долеритовыми, пойкилодолеритовыми и диабазовыми структурами. Плаггиоклаз псевдоморфно замещен агрегатом альбита, сосульрита, эпидота и хлорита, иногда с серицитом, а клинопироксен – актинолитом, эпидотом и хлоритом. Титаномагнетит сфенизирован и лейкоксенизирован. Породы комплекса характеризуются повышенной меланократовостью, глиноземистостью, магнезиальностью и щелочностью, пониженной железистостью и умеренной титанистостью. По химизму они занимают переходное положение между континентальными толеитами и щелочными оливиновыми базальтами (трахибазальтами) континентов, а в формационном отношении – между трапповой и габбродолеритовой щелочной формацией – щелочных габброидов [76]. Ранневендский возраст определяется геологическим положением интрузий. Единственная радиоизотопная дата (рубидий-стронциевый метод) составляет 660 млн лет [11].

## ОРДОВИКСКО-СИЛУРИЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Магматические образования, отвечающие этому возрастному интервалу, распространены во всех выделяемых СФЗ за исключением Камско-Бельской СФЗ и Бельско-Елецкой СФЗ. Для раннего палеозоя Западно-Магнитогорской, Западно-Тагильской и Алапаевско-Адамовской СФЗ типично и характерно формирование мафит-ультрамафитовых комплексов, соответствующих этапу раскрытия Уральского палеоокеана. Лишь на склоне палеоконтинента (Зилаиро-Лемвинская СФЗ) формируются щелочные гранитоиды.

**Кракинский комплекс габбро-дунит-лерцолитовый** ( $v\sigma-vO_2k$ ). Габбро-гипербазитовые массивы Крака расположены у северного замыкания Зилаирского синклинория. Это четыре изометричных в плане тела общей площадью порядка 900 км<sup>2</sup>. С севера на юг выделяют: Северный, Средний, Узянский и Южный Крака. Соотношения комплекса с вмещающими породами тектонические. В обрамлении массивов располагается кракинский тектоногенный комплекс полимиктового серпентинитового меланжа. Гравитационное поле над массивами представлено изометричными интенсивными положительными, а по периметру отрицательными дугообразными аномалиями. Первые соответствуют гипербазитам, вторые – оконтуривающим серпентинитам и серпентинитовому меланжу. Интенсивность

аномалий различная. Наибольшие значения наблюдаются над массивом Средний Крака.

Массив Северный Крака имеет размер  $15 \times 18$  км. Большую часть его площади (около 80%) занимают клинопироксеновые гарцбургиты. Дунит-гарцбургитовая ассоциация тяготеет к периферии массива и распространена там довольно неравномерно. Тела дунитов встречаются спорадически и также тяготеют к периферии массива. Среди клинопироксеновых гарцбургитов встречаются прослой и линзы плагиоклазовых перидотитов.

Наиболее разнообразным геологическим строением характеризуется массив Средний Крака, занимающий площадь около  $9 \times 20$  км. Здесь выделяются три главные группы пород: гипербазиты с подчиненным количеством дунитов, слагающие восточную часть массива и занимающие примерно 80% его площади; габброиды, образующие вытянутое в меридиональном направлении тело шириной 0,5–1,5 км на западе структуры, и верлит-клинопироксениновый полосчатый комплекс, занимающий промежуточное положение. На 75–80% гипербазитовая часть массива, как и на Северном Крака, сложена клинопироксеновыми гарцбургитами. В западной части габброидного комплекса развитием пользуются маломощные ограниченные по простиранию дайки диабазов и базальтовых порфиритов. Ультрабазитовый комплекс здесь представлен породами ряда гарцбургит-лерцолит с переменными количествами пироксенов (энстатит – 10–40%, диопсид – 0–10%), в меньшей степени распространены дуниты. В гипербазитах в аксессуарных количествах постоянно присутствуют хромшпинелиды (1–5%). Габброиды характеризуются средне- и крупнозернистым сложением. Порода состоит из почти полностью альбитизированного плагиоклаза  $An_{30-50}$ . Темноцветные минералы представлены клинопироксеном (авгитом состава  $En_{37,8-46,6}Wo_{26-31,5}Fs_{26,5-33,7}$ ) и амфиболами.

Массив Узянский Крака расположен западнее массива Средний Крака. По площади он является наименьшим (около  $45 \text{ км}^2$ ) и на 75% сложен породами дунит-гарцбургитового комплекса, на 20–25% краевыми серпентинитами. Дунит-гарцбургитовый комплекс представлен преимущественно гарцбургитами, дунит-гарцбургитами и, реже, дунитами. Серпентинизация проявлена довольно значительно: от 100% в краевых серпентинитах до 80–25% в породах дунит-гарцбургитового комплекса. Незначительно в пределах массива развиты небольшие тела пироксенинов, верлитов, габбро-диабазов и габбро. В пределах массива практически отсутствуют плагиоклазовые лерцолиты.

Наиболее крупным из четырех рассматриваемых массивов является Южный Крака, площадь которого составляет около  $450 \text{ км}^2$ . Его форма близка к изометричной, и лишь с юга в него глубоко вдаётся клин осадочных пород зилаирской свиты. Большую часть площади занимают гарцбургиты, породы дунит-гарцбургитового комплекса, реже встречаются дуниты и лерцолиты. Гарцбургиты развиты большей частью в северной и центральной частях массива, а дунит-гарцбургитовый комплекс – в юго-западной. Присутствие среди гипербазитов Южного Крака лерцолитов признается всеми исследователями, но оценки их количеств варьируют из-за расхождений в классификации этих пород [197]. Кроме описанных выше

разновидностей, в пределах массива встречаются разрозненные маломощные ограниченные по протяженности дайки габбро-диабазов и среднезернистого габбро.

Массивы Крака в целом сложены преимущественно шпинелевыми перидотитами (лерцолитами и гарцбургитами), в подчиненных количествах встречаются шпинель-плаггиоклазовые перидотиты и дуниты. Гипербазиты характеризуются высоким содержанием MgO (37–44%) и низкой железистостью ( $f = 8–12\%$ ), они обеднены легкоплавкими компонентами ( $TiO_2$ , CaO,  $Al_2O_3$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ). Вместе с тем, по сравнению с большинством гипербазитовых массивов Южного Урала, вариации и средние значения содержаний этих компонентов в породах массивов Крака заметно выше. Например, в шпинелевых перидотитах концентрация  $TiO_2$  достигает 0,15%, а суммарное содержание щелочей – 1,5%. В ряду лерцолит–гарцбургит–дунит постепенно снижаются содержания глинозема и окиси кальция. Концентрации щелочей и титана в породах незначительны и поэтому их вариации при переходе от лерцолитов к дунитам выражены не так ярко. В большинстве изученных образцов отмечается присутствие диоксида в количестве от 0,1% в гарцбургитах до 10–15% в лерцолитах. Концентрация нормативного оливина в ультрабазитах массивов Крака колеблется в пределах от 50 до 100%, при этом наиболее типичными являются перидотиты с 70–90-процентным содержанием минерала.

Анализ вариаций отношения  $CaO/Al_2O_3$  в лерцолитах и гарцбургитах показал следующее. Для перидотитов всех четырех массивов характерны стабильно высокие значения рассматриваемого показателя (0,8–1,6), что говорит о широком развитии парагенезисов с участием клинопироксена. Этот факт свидетельствует в свою очередь о низкой степени истощения пород легкоплавкими компонентами (деплетированности). Из элементов-примесей в альпинотипных гипербазитах в заметных количествах присутствуют лишь тугоплавкие сидерофильные: Cr, Ni, Co. Габброиды по петрохимическим характеристикам относятся к умеренно-глиноземистым и умеренно-низкотитанистым разновидностям и принадлежат к толеитовому ряду. Лишь в роговообманковых габбро обнаруживается субщелочной уклон. В целом содержание  $TiO_2$  в них несколько повышено по сравнению с типично офиолитовыми габбро, почти все фигуративные точки, характеризующие соотношение  $(Na_2O + K_2O) - TiO_2$  в породах, попадают в поле габброидов дунит-пироксенит-габбровой формации.

Гипербазиты всех четырех массивов Крака характеризуются субхондритовым типом распределения РЗЭ с незначительно проявленной тенденцией к обеднению средними лантаноидами при положительной европиевой аномалии. По этим показателям они близки к ультрабазитовым ксенолитам из базальтов континентальных рифтов. По геохимическим особенностям альпинотипные гипербазиты массивов Крака сопоставимы со слабо истощенными мантийными породами, слагающими корневые части континентально-рифтогенных структур. В породах габброидного комплекса массивов Крака наблюдается обогащение средними РЗЭ при отрицательной аномалии европия. От меланократовых к лейкократовым габбро происходит постепенное увеличение концентрации легких РЗЭ.

К настоящему времени определились две основные точки зрения на структурное положение краинского комплекса. Сторонники одной из них считают массивы Крака аллохтонными, перемещёнными с востока [77, 110, 111, 112, 181, 196 и др.]. Сторонники другой гипотезы [33, 103, 202, 150, 219, 205 и др.] предполагают, что развитие Зилаирского синклинария происходило автономно в режиме щелевой рифтовой структуры. U-Pb датирование цирконов, выделенных из лерцолитов, пироксенитов и дунитов массива Узанский Крака [131], позволило А. А. Краснобаеву и др. выделить ряд возрастных интервалов, наиболее древние из которых – соответственно  $2038 \pm 20$ ,  $953 \pm 11$  и  $632 \pm 11$  млн лет, интерпретируются как возраст формирования протолита лерцолитовой мантии; более молодые – 550–590 млн лет – время расхождения лерцолитов на комплементарные серии: дунит и гранатовый пироксенит; и самые молодые – 440–480 млн лет – время перемещения мантийного блока в утоненную континентальную кору. С комплексом связаны месторождения и проявления хромитовых руд.

**Сакмарский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый** сосредоточен в Вознесенско-Присакмарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ, где пространственно совпадает с зоной ГУР. Контакты пород комплекса тектонические, подчеркиваются войкарско-кемпирсайским полимиктовым серпентинитовым меланжем. Комплекс подразделяется на две фазы. К первой фазе ( $v\sigma O_2 S_1$ ) относятся серпентинизированные перидотиты (гарцбургиты, в меньшей степени лерцолиты) и дуниты. Интенсивная серпентинизация затрудняет диагностику пород, поэтому все перидотиты на карте показаны без дополнительного расчленения. Вторая (базитовая) фаза комплекса ( $vO_2 S_2$ ) состоит преимущественно из габбро, гораздо реже клинопироксенитов, оливиновых меланогабброноритов, габбродиоритов, габбро-порфиритов и горнблендитов. Петрофизические характеристики гипербазитов в зависимости от степени серпентинизации и РТ-условий наложенного динамо-термального метаморфизма варьируют в значительных пределах.

Сакмарский комплекс отчетливо проявлен в магнитном поле высокоградиентными аномалиями. На гравитационных картах и схемах фиксируется дифференцированным слабоотрицательным полем силы тяжести, иногда (на участках резкого преобладания ультрамафитов первой фазы) – малоинтенсивными отрицательными аномалиями. С севера на юг массивы рассматриваемого комплекса группируются в две полосы – западную (Нуралинский, Юшкадинский, Кирябинский, Бурангуловский, Абдулкасимовский, Миндякский, Абзакровский, Присакмарский) и восточную (Аушкульский, Калканский, Ургунский, Кучуковский, Ново-Балапановский и Юлдашевский). Наиболее изученными являются Нуралинский и Калканский массивы.

Под названием Нуралинский массив понимается наиболее широкая часть гипербазитового пояса, протягивающегося вдоль Восточно-Уралтауского разлома. Линзовидное тело частично серпентинизированных пород имеет длину около 20 км при ширине от 0,5 км на севере и юге до 3–4 км в центральной части. Западный фланг массива в центральной части сложен чередующимися шпинелевыми и шпинель-плагиоклазовыми перидотитами.

Далее к востоку в породах постепенно снижаются содержания моноклинного пироксена и плагиоклаза, что обуславливает переход к гарцбургитовой серии, слагающей восточный склон хребта. Ширина гарцбургитовой зоны от 0,5 до 1 км. В восточном направлении она сменяется породами дунит-гарцбургитового комплекса шириной 0,3–0,8 км.

Хребет Мал. Нурали сложен породами полосчатого дунит-верлит-пироксенитового комплекса, ширина выхода которого составляет 300–500 м. На востоке он по зоне серпентинитового меланжа сочленяется с телом габброидов. В строении последнего принимают участие полосчатые мелкозернистые роговообманковые габбро, габбро-амфиболиты, среднезернистое габбро, габбро-диориты и диориты. Наибольшую площадь массива занимают чередующиеся шпинелевые и шпинель-плагиоклазовые перидотиты с преобладанием последних. Основным минералом обеих разновидностей пород является магнезиальный оливин ( $\text{Fa}_{9-11}$ ), слагающий 70–90% их объема. Содержание ромбического пироксена варьирует от 10 до 30%, он представлен энстатитом с величиной относительной железистости (f) 9–10,5. Содержание клинопироксена (диопсида) в породах изменчиво – от первых до 20%. Для него характерны низкая железистость и более высокие содержания Al, Cr, Ti и Na по сравнению с энстатитом. Плагиоклаз из шпинель-плагиоклазовых перидотитов соответствует битовниту № 69–77 [197]. Гарцбургиты отличаются от рассмотренных выше разновидностей отсутствием моноклинного пироксена и плагиоклаза, более высокой магнезиальностью оливина и ортопироксена, слагающих соответственно 70–90 и 10–30% объема породы. Дуниты практически нацело сложены оливином (95–98%) и хромшпинелидом (1–5%). Породообразующий оливин дунитов содержит 8–9% фаялитовой молекулы, хромшпинелид высокохромистый, идиоморфный, слабо просвечивает густым красно-коричневым цветом.

Восточная полоса гипербазитов, в которую входит рассматриваемый нами массив Калкан, характеризуется более высокой степенью дезинтеграции и серпентинизации пород. Здесь почти все тела ультрабазитов представлены серпентинитами, среди которых преобладают апогарцбургитовые разновидности. Выделение отдельных массивов внутри полосы довольно условно, поскольку она представляет собой серпентинитовый мегамеланж, в который включены многочисленные блоки в различной степени измененных пород. Наиболее крупный Калканский массив расположен на западном берегу одноименного озера и имеет размеры в плане  $6 \times 2,5$  км. В составе массива преобладают шпинелевые перидотиты (гарцбургиты) с редкими полосовидными и линзовидными телами дунитов (до 10%), прожилками пироксенитов. Породы в значительной степени серпентинизированы (50–80%), но в них хорошо сохранились первичные структуры. Гарцбургиты состоят (%) из оливина (70–90), ортопироксена (7–20), хромшпинелида (1–5), иногда присутствует диопсид (до 5). Дуниты сложены (%) крупнозернистым оливином (95–99) и хромитом (до 3–5), в небольших количествах присутствует энстатит (до 5).

Состав гипербазитов сакмарского комплекса в целом довольно однообразен: во всех массивах преобладают высокомагнезиальные породы ( $\text{MgO}$  – 39–45%), обогащенные никелем ( $\text{NiO}$  – 0,14–0,3%) и хромом

(Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,39–0,57%). Одновременно с этим в ультрабазитах отмечаются низкие содержания щелочей (Na<sub>2</sub>O – 0,03–0,3%, K<sub>2</sub>O – 0,01–0,05%), титана (TiO<sub>2</sub> – 0,04–0,11%), кальция (CaO – 0,18–1,86%) и алюминия (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,5–2,1%). Различия гипербазитов восточного и западного поясов лучше всего проявлены по распределению в них Na<sub>2</sub>O, CaO и нормативного диоксида. Наиболее высокие средние содержания CaO зафиксированы в серпентинизированных перидотитах и дунитах западного пояса (1,03–1,86%), в апогарцбургитовых серпентинитах, гарцбургитах и дунитах восточного пояса оно составляет 0,18–0,99%. Концентрация Na<sub>2</sub>O также выше в породах западного гипербазитового пояса (0,22–0,33%) по сравнению с восточным (0,03–0,07%).

В лерцолитах и гарцбургитах Нуралинского массива наблюдаются значительные вариации величин PЗЭ<sub>N</sub>, охватывающие диапазон значений от 0,05 до 2 единиц хондритового уровня. Как правило, не наблюдается четкой корреляции между концентрацией лантаноидов и кремнекислотностью пород. Во всех изученных образцах Sm<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> < 1, а хондрит-нормированные значения легких PЗЭ варьируют в более широком диапазоне. В пробах отмечается как преобладание лантана над самарием (La<sub>N</sub> > Sm<sub>N</sub>), так и обратные соотношения (La<sub>N</sub> < Sm<sub>N</sub>). В первом случае фиксируются наибольшие содержания суммы редкоземельных элементов. Два типа распределения PЗЭ<sub>N</sub> отмечаются в гипербазитах Калканского массива. Первый из них выражается в постепенном увеличении хондрит-нормированных значений от легких PЗЭ к тяжелым (La<sub>N</sub> < Sm<sub>N</sub> < Lu<sub>N</sub>), для второго характерен W-образный вид кривой с глубокими минимумами для Sm<sub>N</sub> и Gd<sub>N</sub> при интенсивной положительной аномалии европия. Первый тип распределения PЗЭ<sub>N</sub> зафиксирован в частично серпентинизированных гарцбургитах горы Калкан. Хондрит-нормированные значения одних и тех же элементов во всех пробах довольно выдержаны и составляют соответственно: La<sub>N</sub> = 0,19–0,45; Sm<sub>N</sub> = 0,3–0,5; Eu<sub>N</sub> = 0,9–1,7; Lu<sub>N</sub> = 1,9–3,14. Второй тип распределения зафиксирован в апогарцбургитовых серпентинитах северо-восточной части массива, в блоке горы Гафартуш. Хондрит-нормированные значения для легких, тяжелых PЗЭ и европия в данном типе близки (La<sub>N</sub> ≈ ≈ Eu<sub>N</sub> ≈ Lu<sub>N</sub> = 0,5 – 1,7); резкое их уменьшение наблюдается для средних лантаноидов (Sm<sub>N</sub> ≈ Gd<sub>N</sub> = 0,09–0,2).

Возраст габбро-гипербазитовых массивов в последнее время вызывает широкую дискуссию в связи с появлением новых методов абсолютного датирования. Проблема заключается еще и в том, какой момент в истории формирования считать возрастом гипербазитов. Так, А. И. Русин [194] на основе анализа существующих датировок пород Нуралинского [203] и Миндякского массивов [238] считает их фрагментами субконтинентальной мантии, выведенными в кору в поздневендскую активизацию до появления офиолитовой ассоциации, знаменующей открытие уральского океана. Однако есть и другое мнение, к которому склоняются и авторы данной записки, основанное на результатах U-Pb датирования цирконов из пироксенитов Миндякского массива в 467 млн лет [237] и интерпретирующее эту цифру как время открытия океанического бассейна. Кроме того, А. И. Грабежев и Б. А. Калеганов [94] модальный возраст в 430–



471 млн лет, полученный К-Аг методом по амфиболам Вознесенского массива, прорывающего серпентиниты сакмарского комплекса, считают близким к образованию офиолитовой ассоциации. Известно также, что породы комплекса пространственно и генетически связаны с поляковской свитой, ордовикский возраст которой надежно обоснован конодонтовой фауной. С комплексом связано хромитовое, медно-никелевое оруденение, платиноидная и золоторудная минерализация, проявления хризотил- и тремолит-асбеста.

**Полуденнобардымский комплекс дунит-гарцбургитовый** ( $\Sigma O_2pb$ ) представляют ультрамафиты нерасчлененные: аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты в тектонических блоках Нязепетровского изолированного района. В магнитном поле гипербазитам соответствуют линейно-вытянутые субмеридиональные аномалии интенсивностью до 1000 нТл на фоне крупной площадной магнитной аномалии, обусловленной породами кристаллического фундамента восточного края Восточно-Европейской платформы и имеющей субширотное простирание [97, 183].

Наиболее крупным представителем комплекса на площади листа является Суroyамский массив. Он интенсивно тектонически деформирован, имеет блоковое строение при длине 14 км и ширине до 5 км и в целом напоминает зону серпентинитового меланжа. Центральная часть массива сложена пироксенитами, которые в периферической части сменяются серией линзовидных пластин серпентинитов альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации, мощностью от нескольких метров до 1300 м, вытянутых в субмеридиональном, а в северной части массива – в северо-западном направлении. Наиболее распространенной разновидностью пород являются серпентиниты. Они часто перекристаллизованы и рассланцованы, первичную природу гипербазитов в этой связи установить довольно трудно. В бассейнах рек Бол. и Мал. Судомак довольно широко развиты конгломератовидные (обломочные?) серпентиниты, образующие относительно крупное тело длиной 4 км и шириной 1,3 км. Преобладающее падение тел серпентинитов крутое восточное, которое с глубиной, судя по геофизическим данным, становится более пологим. Характер контактов гипербазитов с вмещающими породами тектонический, что отразилось в интенсивном рассланцевании, дроблении и брекчировании как вмещающих пород, так и гипербазитов, появлении структур будинажа, зеркал скольжения, перемещении оторванных блоков серпентинитов вдоль тектонически ослабленных зон.

Среди пород комплекса установлены почти нацело серпентинизированные дуниты, гарцбургиты и лерцолиты, редко верлиты и клинопироксениты. На ряде участков они подвергнуты щелочному метасоматозу, в результате чего в перечисленных породах довольно широко развит флогопит. Дуниты представляют собой мелкозернистые породы бурого цвета, сложенные в основном из оливина, серпентина (до 40%) и хромшпинелида (до 1%). Структура дунитов гранобластовая и петельчатая, связанная с серпентинизацией оливина. Оливин в шлифе бесцветный; судя по оптическим свойствам ( $N_g = 1,689$ ;  $N_p = 1,656$ ;  $2V = 90^\circ$ , двупреломление 0,033), содержит 9–10% фаялита. Хромшпинелид имеет идиоморфные очертания зерен. Аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты характеризуются

зеленой и черно-зеленой окраской, тонкозернистой структурой, массивной и сланцеватой текстурой. Аподунит-гарцбургитовые серпентиниты участками обогащены пироксеном и оливином, постепенное увеличение которых ведет к появлению пород существенно оливин-клинопироксенового состава. Минералогический состав пород включает: оливин, часто серпентинизированный (60–80%), клинопироксен (10–40%), флогопит (0–10%). Среди акцессорных минералов установлены – магнетит (от 5–10%), хромшпинель, шпинель, апатит (0–0,5%), гранат (ед. зерна), пирит и пирротин (до 0,1%). Примечательно, что оливин в большинстве случаев замещен желто-зеленым лизардитом и хризотилом с образованием петельчатой и решетчатой структур. Вторичные минералы: тальк, хлорит, амфибол, кальцит, брусит.

Судя по химическому составу, для пород комплекса характерно повышенное содержание суммарного железа (в пересчете на закись 11–15%), титана (до 0,44%) и марганца (до 0,28%) при содержании глинозема от 1,11 до 2,76%. В клинопироксен-содержащих разностях содержание кальция максимальное и достигает 21,42%, в то время как в аподунитовых серпентинитах оно низкое – 0,10–0,11%. Содержание никеля колеблется от 0,006 до 1,0%, а хрома от 0,006 до 0,03%. Общая железистость пород высокая при колебаниях от 15% в клинопироксенитах до 25% в верлитах. Учитывая результаты изохронного Sm-Nd датирования Суоямского массива в  $444 \pm 27$  млн лет [177] и закономерности становления ультрамафитовых плутонов Урала, возраст комплекса принят среднеордовикским. Бардымская свита среднего–верхнего ордовика совместно с альпинотипными гипербазитами, по мнению авторов, могут представлять фрагменты офиолитовой ассоциации. С комплексом связано железное и медное оруденение.

**Чебаркульско-казбаевский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый** (всО<sub>2</sub>с<sub>к</sub>): серпентиниты апогарцбургитовые и аподунитовые, реже аполерцолитовые и апоклинопироксенитовые (антигоритовые), редко габбро и метагаббро. Комплекс протягивается в меридиональном направлении вдоль тектонического контакта Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон от Куликовского массива на севере до Айдырлинского – на юге.

Наиболее представительным и крупным телом комплекса является Куликовский массив, на котором и остановимся более подробно. В плане он имеет серпообразную форму на севере и клиновидную на юге, мощность гипербазитов по геофизическим данным составляет около 3 км. В строении преобладают нацело серпентинизированные альпинотипные ультрабазиты (апогарцбургитовые, аподунитовые, реже – аполерцолитовые серпентиниты). Количество баститовых псевдоморфоз по ортопироксену в апоперидотитовых серпентинитах варьирует от 10–15 до 30–40%. Наибольшим распространением среди серпентинитов пользуются антигоритовые разновидности. Они, как правило, интенсивно рассланцованы. Среди антигоритовых серпентинитов встречаются блоки массивных β-лизардитовых серпентинитов и серпентинизированных гарцбургитов, реже – дунитов. Из реликтовых первичных минералов в ультрабазитах встречаются лишь клинопироксен и хромшпинелид. В аполерцолитовых

серпентинитах хромшпинелиды ксеноморфные, скелетные, в гарцбургитах с повышенным содержанием пироксенов – мелкие ксеноморфные, с низким содержанием пироксенов – относительно крупные гипидиоморфные. Среди серпентинитов спорадически встречаются разрозненные блоки верлитов, габброидов, диоритов и родингитов.

По химическому составу ультрамафиты приближаются к породам офиолитовой ассоциации: высокие содержания  $MgO$  (33–39%), низкие –  $TiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ . Отличие гарцбургитовых и лерцолитовых серпентинитов заключается в повышенном содержании  $Al_2O_3$  и  $CaO$  в последних. Габброиды с умеренным (около 0,5%) содержанием  $TiO_2$  близки к низкотитанистым габброидам офиолитовой ассоциации. Спектр нормированных к хондриту РЗЭ в них представлен слабо наклоненной линией с обогащением легкими лантаноидами и резким европиевым минимумом. Среднеордовикский возраст комплекса определяется условно, исходя из самых общих представлений о вхождении гипербазитов в ордовикскую офиолитовую ассоциацию, а также по аналогии с подобными же надежно датированными таксонами. Комплекс вмещает хромитовое оруденение и проявления талька.

**Козлиногорский комплекс граносиенит-щелочногранитовый** ( $\gamma\xi O_{2-3}kg$ ). Его составляют граносиениты, щелочные граниты, редко нефелиновые сиениты. Породы распространены крайне ограниченно на левобережье р. Уфа, где образуют серию малых тел Бердымской подзоны Зилаиро-Левминской СФЗ. Ассоциация щелочных гранитов, нефелиновых сиенитов раннепалеозойского возраста на этой части Западного склона Урала описана в 1971 г. А. И. Белковским и И. Н. Локтиной.

Дайкообразные тела гранитоидов имеют небольшие мощности (десятки, реже сотни метров) при протяженности до 5 км. Вмещающие породы представлены слюдяногорской свитой. Граносиениты и щелочные граниты преимущественно лейкократовые от мелко- до крупнозернистых с массивной, иногда гнейсовидной текстурой. Порфиновые разности содержат крупные выделения розоватого калишпата, а базис состоит из кварца, калишпата, плагиоклаза, небольшого количества биотита и мусковита. Плагиоклаз в виде идиоморфных таблитчатых зёрен принадлежит к альбит-олигоклазу, по нему развивается серицит или свежий неяснорешётчатый калишпат с ленточными пертитами. Кварц – в виде волнисто-погасающих ксеноморфных зерен или тонко-линзовидных скоплений, ориентированных по сланцеватости. Биотит и мусковит также образуют струйчатые агрегаты, линзочки. Биотит хлоритизирован или замещается мусковитом. Для гранитов характерна примесь магнетита, вкрапленность флюорита в агрегатных скоплениях кварца и в микропрожилках кварца и альбита, изредка отмечается гранат. Цветные минералы в щелочных гранитах представлены эгирином, астрофиллитом, лепидомеланом. Аксессуарные: метамиктный циркон, циртолит, флюорит, ортит, сфен, рутил, апатит, гематит, ильменит, бурый турмалин. Магнетит образует рассеянную вкрапленность или полосчатые обособления, ассоциирующие с мусковитом. Нефелиновые сиениты – массивные порфиroidные первично однополевошпатовые породы с идиоморфным нефелином. Последний замещается канкринитом, содалитом, анальцимом. Нефелиновые сиениты часто микроклинизированы,

альбитизированы, серицитизированы, иногда окварцованы. В них отмечаются акцессорные: циркон, циртолит, плумбопирохлор. Цветные минералы в обеих разновидностях сиенитов – высокожелезистый эгирин-салит, гастингсит, лепидомелан. Экзоконтактовая фация сиенитов образована гранат-роговообманковыми полосчатыми, полосчато-теневыми и теневыми мигматитами, содержащими магнетит, гранат и амфибол.

Все породы комплекса относятся к субщелочной серии с калиево-натриевым типом щёлочности при преобладании  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ . Графики нормированных содержаний РЗЭ граносиенитов имеют с интенсивной степенью фракционирования содержаний в группах ЛРЗЭ и ТРЗЭ, достигающей в отдельных пробах величин от 1 до 300 и 8–1000, что характерно для щелочных пород. Возраст комплекса, определённый по биотиту  $\text{Ar}/\text{Ag}$  методом, составил  $457,8 \pm 5,8$  млн лет, а по циркону ( $\text{U}-\text{Pb}$  методом)  $449 \pm 2,6$  млн лет и  $480 \pm 4$  млн лет. На основании этих датировок время его становления в целом принято как средне-позднеордовикское [253]. Предполагается генетическая связь комплекса с редкометалльной минерализацией.

**Крыклинский комплекс метагаббро-метадиорит-метаплагиогранитовый.** Породы образуют непрерывный гомодромный ряд (от метагабброидов до гнейсоплагиогранитов), сформированный в три фазы: первую – метагабброиды, вторую – распространённую в частности, на крайнем юго-востоке площади листа – кварцевые гнейсы одориты ( $q\delta'O_3k_2$ ), третью – гнейсоплагиограниты. Петротип комплекса расположен южнее территории, а на площади листа, как уже было сказано, представлена лишь его вторая фаза. Гнейсодиориты, слагающие северную часть массива (который большей своей площадью обнажается южнее листа), претерпели сложные преобразования от дробления, катаклаза и милонитизации до высокотемпературной перекристаллизации. Наименее изменённые гнейсодиориты состоят из андезина, сине-зеленой роговой обманки, биотита и кварца. Структура бластогипидиоморфнозернистая до гранобластовой, текстура гнейсовая, полосчатая. Интрузии комплекса прорывают средне-позднеордовикские образования. Возраст комплекса принят как позднеордовикский с некоторой долей условности.

**Нязепетровский комплекс габбровый ( $vS_2n$ )** слагают массивы, выполненные габбро, реже монцогаббро, редко монцодиоритами. Распространён крайне ограниченно в одноимённом изолированном районе Западно-Тагильской СФЗ. В состав комплекса входят высокожелезистые титаномagnetитовые, апатит-титаномagnetитовые габброиды, слагающие единственный Нязепетровский массив, расположенный на крайнем северо-востоке, на правом берегу р. Уфа. Краевая часть массива сложена мелкозернистыми порфиридовидными пироксеновыми и роговообманково-пироксеновыми габбро, а в центральной его части господствует среднезернистое роговообманково-пироксеновое габбро. Переход от порфиридовидного мелкозернистого к среднезернистому габбро постепенный. В различных частях массива в форме субмеридиональных неконтрастных полос встречены пироксениты, которые на контакте с габбро подвергнуты фельдшпатизации и амфиболизации, в результате чего образовались гибридные полосчатые породы типа габбро-пироксенитов и меланократовых габбро. Габбро характеризуются

низкими содержаниями (%) титана (в среднем 0,75), глинозема (13,70), суммы щелочей (3,80) и повышенными – кальция (13,25), фосфора (0,45), калия (1,72), участками магния (до 10,99). Железистость пород в среднем составляет 45 ат.%. В нормативном составе отмечаются (%) нефелин (2,23), оливин (6,31), ортоклаз (10,13) при значительном преобладании диоксида (31,14) над гиперстеном (2,56).

Нязепетровский габбровый комплекс по целому ряду параметров сходен с ферро-пироксенит-габброноритовой ассоциацией дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса [172]. Позднесилурийский возраст комплекса принят на основе имеющихся данных Rb-Sr методом в  $414,9 \pm 4,3$  и  $417 \pm 10$  млн лет [97].

### ДЕВОНСКО-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ И ГИПАБИССАЛЬНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивный магматизм этого времени проявлен в Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазонах, где он синхронизируется преимущественно с активной эффузивной деятельностью островодужного этапа формирования уралид.

**Бриенский комплекс дунит-гарцбургитовый** ( $\Sigma D_1 br$ ) распространен в пределах Гумбейской и Уйско-Домбаровской подзон Восточно-Магнитогорской СФЗ, где представлен многочисленными мелкими телами апогарцбургитовых, аподунитовых, редко аполерцолитовых серпентинитов. В геофизических полях комплекс фиксируется положительными аномалиями магнитного поля. Тела в лизардитовой или антигоритовой фациях «автометаморфогенного» преобразования, как правило, приурочены к многочисленным разрывным нарушениям. Для аксессуарных хромшпинелидов характерны высокая хромистость и повышенная железистость, что типично для гипербазитов фундамента островных дуг. Наиболее вероятна «офиолитовая» природа ультрамафитов этого подразделения. Образования комплекса прорваны телами позднедевонских сахаринского и верхнеуральского комплексов, а также раннепермскими гранитоидами. Тесная ассоциация с нижнедевонскими вулканитами и осадочными породами указывает на раннедевонский возраст становления комплекса [78]. Он вмещает хромитовое оруденение и платиново-палладиевую минерализацию. В корях выветривания известны месторождения и проявления никеля и кобальта.

**Салаватский комплекс диорит-плагιοгранитовый** распространен в Вознесенско-Присакмарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ. За петротип комплекса приняты малые интрузии, расположенные в районе совхоза «Салават» [77]. Комплекс разделен на две фазы. К первой относятся диориты, кварцевые диориты, реже габбродиориты и г а б б р о ( $\delta D_2 S_1$ ), ко второй – плагιοграниты, п л а г и о г р а н и т - п о р ф и р ы ( $\gamma D_2 S_2$ ). Комплекс слагает небольшие штокообразные тела, наиболее крупные из которых (Салаватский и Вознесенский массивы) расположены в зоне ГУР. Структурное положение интрузий занимает двойственную позицию. С одной стороны, очевидна приуроченность тел к разрывным нарушениям, с другой – поздние сдвиговые нарушения секут как блоки вмещающих

вулканогенно-осадочных комплексов, так и сами интрузии. Данные соотношения, по-видимому, связаны с длительным, разнонаправленным структурированием тектонической зоны. Породы комплекса прорывают мостостроевскую толщу нижнего девона и ирендыкскую свиту нижнегосреднего девона. Средняя плотность гранитов  $2,61-2,64 \text{ г/см}^3$ , диоритов  $2,61-3,08 \text{ г/см}^3$  при среднем значении  $2,81 \text{ г/см}^3$ . Породы в основном слабомагнитные  $0-100 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ, магнитная восприимчивость достигает  $400-11\,400 \times 10^{-6}$  ед. СГСМ.

Наиболее полно изучена Салаватская интрузия, вмещающая медно-порфировое оруденение. Она сложена плагиоклазовыми, роговообманково-плагиоклазовыми диоритовыми порфиритами и представляет собой крутопадающее тело с углами контактов от  $40$  до  $60^\circ$ . На западе оно срезано вертикальным разрывом осевой части зоны ГУР. Как сам массив, так и его экзоконтактовая зона гидротермально-метасоматически изменены. Состав метасоматитов близок к пропилитам. Западнее штока закартированы два мелких крутопадающих тела мелко- и среднезернистых плагиогранитов второй фазы комплекса. Порфиритовые диориты состоят из плагиоклаза (до  $80\%$ ), роговой обманки (до  $30\%$ ), иногда с примесью кварца (до  $10\%$ ). В плагиогранитах содержание кварца до  $30\%$ , плагиоклаза до  $55\%$ , калиевые полевые шпаты редки (до  $5\%$ ). Вторичные минералы представлены кварцем, хлоритом, альбитом, пумпеллиитом, карбонатом, клиноцоизитом, серицитом, гипсом, пиритом. Зональность в распределении продуктов метасоматоза не выявлена.

Петрохимическая характеристика диоритов и плагиогранитов типична для данных видов пород. Отмечается несколько повышенное значение  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ , связанное с процессами метасоматоза. Для гранитов, относительно кларка кислых пород, характерен избыток Cr, Ni, Zn, Sn, Mo, Ga, Zr, Ni (Кк  $1,8-5,2$ ) и явный дефицит Sr, V, Pb, Sc, B. Содержание меди в породах салаватского комплекса ниже кларка (Кк  $0,6$ ). Тип геохимической специализации сидеро-халько-литофильный. Граниты выделяются самым высоким уровнем концентрации редкоземельных элементов. Содержания РЗЭ в этих породах дают наклонный график с четко выраженным европейским минимумом. Отношение порода/хондрит изменяется от  $400-700$  для лантана до  $50-80$  для лютеция. Характерно значительное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. Отношение La/Yb варьирует от  $9$  до  $17$ , а La/Lu – от  $57$  до  $110$ . Формирование комплекса связано с островодужным этапом развития Западно-Магнитогорской СФЗ и соответствует диорит-плагиогранитовой формации корневой части дуги. Абсолютных данных по Салаватскому массиву, к сожалению, нет. Однако есть многочисленные, хотя и неоднозначные, определения возраста Вознесенского массива. Так, А. И. Грабежев, Б. А. Калеганов на основе K-Ar датировок амфиболов из кварцевых диоритов приводят цифры от  $430 \pm 20$  до  $457 \pm 12$  млн лет; по U-Pb анализу цирконов на SRIMP-II из кварцевого диорита получили две серии цифр –  $412 \pm 7$  и  $381 \pm 4$  млн лет, которые они с некоторой долей вероятности интерпретируют как возраст образования цирконов и возраст их метаморфизма [93, 94]. В то же время учет комплекса геологических данных позволяет нам считать датировку  $381 \pm 4$  млн лет временем

становления Вознесенского массива и, соответственно, салаватского комплекса в целом (граница среднего и верхнего девона). Предполагается связь с комплексом оруденения золото-сульфидно-кварцевой и медно-порфировой формаций.

**Юлукский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ( $vD_2j$ )** включает в себя дайки габбро, габбродолеритов, реже долеритов; он развит в пределах Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Петротип расположен в районе пос. Юлук и представлен однообразными габбро. Для комплекса характерны вытянутые в субмеридиональном направлении малые линейные интрузивные тела длиной до 25 км и шириной до 2 км, трассирующие Восточно-Уралтауский разлом. Судя по морфологии гравиметрических аномалий, падение тел ориентировано на запад согласно с плоскостью разлома. Контактные изменения минимальны и представлены маломощными (до 0,1 м) зонами ороговикования и мелкозернистыми текстурями в эндоконтактах тел. Габбро, слагающие основную часть комплекса, зеленовато-серые массивные, структуры – габбровые или пойкилоофитовые. Состоят породы из плагиоклаза (40–60%), пироксена (35–45%) и оливина (5–15%). Среди второстепенных минералов диагностированы стильпномелан, клиноцоизит, пумпеллиит, эпидот, биотит, мусковит, апатит, хлорит, карбонаты. Акцессории представлены очень редкими зернами циркона. Плагиоклаз и пироксен зачастую интенсивно эпидотизированы и хлоритизированы.

Петрохимическими исследованиями комплекс охвачен достаточно полно. Для данных образований характерна высокая титанистость ( $TiO_2$  – 1,33–1,58%) и железистость ( $Fe_2O_3$  – 2,32–4,23%), сравнительно высокие концентрации  $P_2O_5$  (0,11–0,18%) и низкая щелочность (сумма щелочей – 2,12–2,35%). Относительно кларка основных пород габброиды обогащены Zr, Ba, Sn, В, (Кк от 1,9 до 4,1) при явном дефиците Ni, Ti, P, Sc, Sr, Со, Sr (Кк от 0,4 до 0,1). В них отмечается два типа распределения РЗЭ. Первый характеризуется достаточно высоким уровнем накопления лантаноидов; график распределения нормированных содержаний имеет явно выраженный наклон от легких РЗЭ к тяжелым ( $La > Sm > Lu$ ). Европейский минимум отсутствует, вариации коэффициентов накопления как для легких, так и для тяжелых РЗЭ незначительны (16,6–28,4 для La; 14,1–21,2 для Sm; 6,5–10,3 для Lu). Второй тип распределения знаменуется более низким уровнем накопления, график нормированных содержаний имеет М-образную форму с ярко выраженным европейским минимумом ( $La < Sm > Lu$ ). Коэффициенты накопления варьируют от 4,7 до 16,7 для La; от 13,6 до 15,7 для Sm и от 3,8 до 7,4 для Lu.

Время формирования комплекса определялось предшественниками в широком диапазоне – от позднепротерозойского до силурийско-раннедевонского. Рвущие контакты его массивов с метаморфизованной вулканогенно-осадочной кармалинской свитой позволяют считать возраст комплекса не древнее среднего девона. Изотопные датировки габбро U-Pb методом, полученные в рамках подготовки к изданию ГК-1000/3, составляют  $551 \pm 16$  и  $387,0 \pm 6,4$  млн лет. Первая дата, вероятно, характеризует цирконы из подстилающих палеозойский разрез Зилаиро-Лемвинской зоны вулканитов

вендского возраста (аршинская свита?), вторая (живетская), скорее всего, отвечает времени становления юлукского комплекса. Примечательно, что данное значение соответствует возрасту высокобарических метаморфогенных преобразований карамалинской свиты. А. А. Алексеев [8] сопоставляет юлукские габброиды с толеит-базальтовой магмой и трапповой формацией. Комплекс предполагается как рудогенерирующий для золото-сульфидно-кварцевой формации и медной минерализации.

**Рассыпнянский комплекс габбро-плагиогранитовый** ( $v-\gamma D_{2r}$ ) сложен габбро, габбродиоритами, реже плагиогранитами, диоритами и тоналитами. В его составе при ГСР-200 выделены две фазы, не отражающиеся в масштабе 1 : 1 000 000. К первой фазе относились габброиды, ко второй – гранитоиды. На листе комплекс слагает одноименный массив на востоке Узельгинско-Ириклинской подзоны, где прорывает александринскую толщу. Тело вытянуто в северо-восточном направлении на 15 км при видимой ширине выходов около 5 км. По обширной слабоинтенсивной отрицательной аномалии поля силы тяжести предполагается пластообразная форма массива, мощность которого не более 400 м, возможно, с некоторым ее увеличением на юге. Контакты массива отчетливо секущие (интрузивные). Вмещающие вулканы в экзоконтактных зонах эпидотизированы, иногда скарнированы.

Габбро, занимающие основную площадь выхода комплекса на поверхность, мелкозернистые с апоофитовой структурой. Они состоят из сосюритизированного плагиоклаза, иногда образующего порфирированные выделения, и амфибола с реликтами клинопироксена. Отмечается значительное количество мелкокрапленного титаномагнетита. Диориты (часто ассоциирующие с габбро) светло-серые и зеленовато-серые, состоят из плагиоклаза и амфибола, нередко с кварц-альбитовыми ростками в интерстициях. Структура пород – гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз, составляющий 70–80% объема, образует таблички, часто зональные; он неравномерно сосюритизирован и серицитизирован, состав соответствует андезину. Из аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен, магнетит. Породы в ряде случаев заметно катаклазированы, неравномерно перекристаллизованы. Иногда они превращены в ортосланцы, минеральные ассоциации которых отвечают низким ступеням зеленосланцевой фации метаморфизма. Плагиограниты и тоналиты второй фазы также связаны между собой постепенными переходами. Для лейкократовых магматитов характерно присутствие микропегматита, особенно часто встречаются в породах жильных фаций. Гранитоиды обычно интенсивно серицитизированы и окварцованы.

Среднедевонский возраст комплекса определяется временем становления комагматичных вулканитов александринской толщи. Важным доказательством их связи является присутствие в пирокластических породах александринского вулканического комплекса обломков плагиогранитоидов, аналогичных рассыпнянским. Интрузии, вероятно, представляют собою образования, кристаллизовавшиеся в малоуглубинных периферических магматических очагах.

**Краснинский комплекс габбродиорит-гранодиорит-гранитовый** ( $v\delta-\gamma D_{2-3kr}$ ) образуют диориты, кварцевые диориты, габбродиориты,



гранодиориты, плагиограниты реже лейкократовые граниты и габбро. Ему отвечают Краснинский, Нижегородский и не выраженный в масштабе карты Подольский массивы на севере Гумбейской подзоны; названные образования прорывают гумбейскую свиту, новобуранную и карагайскую толщи. Площадь округлого в плане Краснинского штока – 45 км<sup>2</sup>; его северо-восточный контакт круто падает под массив, южный – от него, западный (по геофизическим данным) довольно круто наклонен на запад. Амфиболизация вмещающих пород наиболее интенсивно развита в юго-восточном экзоконтакте, где ширина зоны достигает 1 км. Массиву в целом соответствует локальная отрицательная гравитационная аномалия небольшой интенсивности, вызванная, несколько более обширная, чем контур тела на поверхности, а также положительная (сложной кольцевой морфологии) магнитная аномалия (Za), интенсивность которой колеблется от +300 до +1000 гамм.

В комплексе обычно выделяют три фазы, не отраженные в масштабе карты. Роговообманковые габбро, габбродиориты и диориты первой фазы связаны постепенными переходами. На глубине в интрузиях, вероятно, преобладают габброиды, в приповерхностной части Краснинского массива шире развиты диориты. Кварцевые диориты, гранодиориты и граниты второй фазы, прорывающие габброиды, образуют между собой постепенные переходы. Мелкозернистые граниты третьей фазы слагают линзовидное субмеридиональное тело в западном эндоконтакте Краснинского массива.

Наиболее широко распространённые среднезернистые диориты и габбродиориты состоят (%) из зонального плагиоклаза (от 40 до 70), роговой обманки (с реликтами клинопироксена) – от 20 до 40, биотита – 5–10, калиевого полевого шпата – до 5, кварца – до 10. Гранитоиды светло-розовато-серые мелкозернистые, часто порфировидные (с большим количеством относительно крупных выделений плагиоклаза и амфибола); состоят из плагиоклаза, кварца, калишпата, биотита, роговой обманки, редко встречаются отдельные зерна пироксена. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон, корунд. Граниты третьей фазы образованы (%) кварцем (25–30), плагиоклазом (45–50), калиевым полевым шпатом (до 20), биотитом (2–3), роговой обманкой (1–2), встречаются единичные зерна апатита.

Петрохимические особенности пород комплекса позволяют уверенно отнести их к островодужной известково-щелочной серии повышенной щелочности. Устанавливается подобие свойств интрузивных пород и вулканитов гумбейской свиты. Их различия сводятся к несколько повышенной железистости и титанистости габброидов по сравнению с базальтами, повышенной калиевости и пониженной железистости гранитоидов в сравнении с кислыми вулканитами, а также несколько более высокой глинозёмистостью интрузивных пород относительно эффузивов. Они не выходят за рамки типичных отклонений между комагматичными вулканогенными и интрузивными образованиями и вполне объясняются кумуляцией порообразующих и акцессорных минералов в приповерхностном магматическом очаге.

Важнейшими геохимическими особенностями этих пород являются высокие содержания крупноионных литофилов (Rb и Sr) и сидерофиль-

ных элементов (Cr, Ni, Co, V), а также повышенные концентрации элементов с высокозарядными ионами (Zr, Y, Nb). Уровень содержаний и эволюция распределения РЗЭ соответствуют установленным для вулканитов Гумбейской свиты. Габбро характеризуется слабым обогащением легкими РЗЭ цериевой группы над тяжелыми иттриевыми при величине  $(La/Yb)_N = 2,88$ . В диоритах содержание легких РЗЭ несколько возрастает, величина  $(La/Yb)_N$  повышается при этом до 5,14, а также появляется слабо выраженная положительная европиевая аномалия, что свидетельствует об образовании этих пород при отсадке пироксена и слабой аккумуляции плагиоклаза, соответствуя наблюдаемым петрографическим особенностям пород. В гранодиоритах также отмечается преобладание цериевых РЗЭ над иттриевыми, причем по мере возрастания  $SiO_2$  в этих породах происходит постепенное уменьшение величины  $(La/Yb)_N$  с 9,74 до 4,22, а положительная аномалия Eu меняет знак на отрицательную. Радиологический возраст (K-Ar метод по валовым пробам) гранодиоритов Краснинского массива, по данным И. В. Жилина, составляет 385 млн лет [251].

Особое место в составе комплекса занимает Нижегородский массив, развитый на северо-западе Гумбейской подзоны. Он вытянут в субмеридиональном направлении на 18 км при ширине до 6 км, прорывает карагайскую толщу. Контакты везде падают под вмещающие породы под углами 35–75°; предполагается, что тело имеет форму акмолита. Отмечаются ксенолиты, ориентированные вдоль эндоконтакта. Вскрытые на экзоконтакте туфы базальтов карагайской толщи в зоне шириной до 1 км интенсивно амфиболлизированы (амфибол актинолитового ряда) и эпидотизированы, нередко до полной утраты первичных структур и развитием нематобластовых «амфиболитов». Массив сложен в основном габбро и диоритами первой фазы. Они прорваны крутопадающими гранодиоритами второй фазы (переходящими в краевых частях в кварцевые диориты).

Габбро и диориты первой фазы – среднезернистые массивные, состоят из обыкновенной светло-зеленой роговой обманки (с реликтами диопсида) – около 40%, а также зонального плагиоклаза (от An № 52–67 в центре до An № 29–44 в краевых зонах кристаллов) – до 60%, иногда незонального андезина (An № 43–48). Плагиоклаз часто сосюритизирован, иногда содержит пылевидные включения рудного минерала. В диоритах амфибола меньше, присутствует биотит (лепидомелан с железистостью 58%) – до 5–10%. Отмечаются высокий ортоклаз-криптопертит и кварц, образующие иногда микрографические сростки в интерстициях. Акцессорные минералы представлены титаномagnetитом, апатитом, сфеном и цирконом.

Кварцевые диориты и гранодиориты второй фазы обычно мелкозернистые с относительно крупными порфириновидными выделениями плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз (An № 35–38, а в мелких зернах – от An № 20–25 в ядре до An № 5–17 во внешних зонах) составляет 30–40%, кварц – 20–25%, промежуточный ортоклаз-криптопертит, в краевых частях зерен которого отмечаются мирмекитовые вроски кварца, – 15–25%, биотит (лепидомелан с железистостью 61%) – 3–10%, обыкновенная зеленая роговая обманка – до 10%, редко встречаются отдельные зерна пироксена и рудных минералов. Акцессории – апатит, сфен, циркон, корунд. По шести

пробам из пород этого массива Rb/Sr методом Б. В. Беляцким получена изохрона высокого качества с параметрами:  $T = 423 \pm 11$  млн лет, СКВО – 1,13. С комплексом связывается оруденение золото-серебряной формации.

**Погорельский комплекс габбро-диоритовый** ( $vD_3p$ ) представлен здесь мелкими телами габбро, реже диоритов. Он закартирован в Узельгинско-Ириклинской и Гумбейской подзонах, где слагает тела площадью до  $2 \text{ км}^2$ . Петротип соответствует одноименному массиву, расположенному южнее г. Верхнеуральск. В геофизических полях тело выделяется повышенным магнитным полем и крупной положительной аномалией силы тяжести (до  $52 \text{ мГал}$ ). На поверхности интрузия имеет дугообразную форму и слабо вытянута в субмеридиональном направлении: протяженность  $10 \text{ км}$  при ширине  $5 \text{ км}$ . Северный и восточный контакты падают круто, на северо-востоке массив прорван Северокассельской интрузией, а на юге массив погружается под вулканы александринской, урлядинской и аблязовской толщ, образуя среди них отдельные выступы, выходящие на поверхность. Породы Погорельского массива слабо дифференцированы и представлены габбро (меланократовыми, мезократовыми, лейкократовыми) и диоритами; преобладают мезократовые мелко-среднезернистые порфировидные разновидности. В приконтактных зонах с более молодыми интрузивными телами кислого состава габброиды амфиболизированы и ороговикованы, местами интенсивно милонитизированы с явными следами давления, проявленного в изогнутых лейстах плаггиоклаза.

По петрогеохимическим характеристикам магматиты соответствуют калиево-натриевой известково-щелочной серии. Распределение РЗЭ в габброидах слабо дифференцировано при заметной обогащенности легкими РЗЭ; соотношение  $La_n/Yb_n$  ( $2,7-4,85$ ) близко к таковому в «среднем известково-щелочном базальте» островных дуг. Отмечаются повышенные в целом содержания элементов, минералами-концентраторами для которых являются акцессории (апатит, циркон, сфен, рутил, перовскит и т. д.): Ti, P, Zr, Hf, Tl, Th, что свидетельствует о выплавлении первичных магм из слабо обогащенного мантийного клина над зоной субдукции. Повышенные концентрации Rb и Sr могут указывать на формирование магматитов в условиях достаточно мощной (около  $30 \text{ км}$ ) земной коры.

Многочисленными петролого-геохимическими исследованиями доказывається комагматичність погорельського комплексу і слабо диференційованих аблязовських вулканітів [78]. Габброїди комплексу проривають середнедевонські товщі і в свою чергу секуться позднедевонськими монцонітами верхнеуральського комплексу. По сукупності даних вікст подразделення прийнят позднедевонським. С комплексом зв'язано оруденення золото-сульфідно-кварцевої і золото-кварцевої малосульфідної формацій.

**Сахаринський комплекс дуніт-клінопіроксеніт-габбровий** слагает одноименный штокообразный массив на востоке Гумбейской подзоны и образует на поверхности ряд мелких (до  $1 \text{ км}$ ) некартируемых в данном масштабе тел; в нем выделены две фазы: первая – оливиниты, верлиты и дуниты, редко  $г а р ц б у р г и т ы$  ( $\sigma D_3sh_1$ ); вторая – габбро, реже клинопіроксеніти і  $г о р н б л е н д и т ы$  ( $vD_3sh_2$ ). Обогащенные титаномагнетитом

породы комплекса обладают высокой плотностью (до 3,3 г/см<sup>3</sup>) и магнитной восприимчивостью (до 0,5 СИ). Мощность Сахаринского массива достигает 2,5 км, контакты падают преимущественно к центру. Размер гарцбургит-дунитовых тел достигает 5 км в диаметре. Нередко они встречаются в виде мелких образований среди габброидов. Дуниты восточной краевой части массива интенсивно замещены антигоритом, во внутренней зоне аллометаморфическими процессами они преобразованы слабо, в них существенно сохранился хромшпинелид-лизардитовый парагенезис. Оливиниты выделяются условно: к ним отнесены почти нацело серпентинизированные породы с небольшим (до 5%) содержанием клинопироксена. От дунитов они отличаются повышенным содержанием кальция, глинозема, железа, невысоким – магния, умеренным и низким – хрома. Верлиты образуют непрерывные переходы к оливиновым клинопироксенитам и нередко обогащены титаномагнетитом.

Большая часть Сахаринского массива сложена породами второй фазы. Наибольшее распространение получили меланократовые габбро, которые изредка переходят в плагиоклазовые клинопироксениты. Соотношение плагиоклаза и клинопироксена в меланократовых разностях сильно меняется. Титаномагнетитовые габброиды неравномерно обогащены калием (за счет биотита) и фосфором (апатит). В габбро и оливиновых габбро отмечаются низкие содержания титана, щелочей, высокие – кальция, в них повышенная основность плагиоклаза. Содержание магния и алюминия сильно зависит от соотношения в породе клинопироксена и плагиоклаза: при высоком содержании первого глиноземистость резко понижена. Иногда резко повышенные концентрации титаномагнетита не вполне закономерно сопровождаются увеличением щелочности. Клинопироксениты состоят из диоксида переменной железистости с низкими содержаниями глинозема и двуокиси титана. Часто в них также много титаномагнетита, хотя иногда он почти отсутствует, весьма переменна и содержание хрома. Отмечаются биотитсодержащие клинопироксениты, сильно обогащенные титаномагнетитом и апатитом; биотит здесь, очевидно, наложенный. Повышенное содержание фосфора у части клинопироксенитов коррелируется с увеличением их железистости и титанистости, что вызвано совместной кумуляцией апатита и титаномагнетита. Низкая глиноземистость изученных диопсидов при их переменной (но в целом невысокой) хромистости существенно отличает породы сахаринского комплекса от ультрамафитов океанических областей и позволяет сопоставлять их с гипербазитами островных дуг. Соответствие минимальной железистости клинопироксенов минимальной их глиноземистости косвенно свидетельствует о выплавлении первичного расплава из «истощенного» мантийного источника. В целом же анализ всех имеющихся данных позволяет говорить о большом сходстве пород сахаринского комплекса с образованиями «Платиноносного пояса Урала».

По данным Г. Б. Ферштатера и др. [217], U-Pb возраст цирконов (SHRIMP-II) из типичного габбро в северной части Сахаринского массива составляет  $382 \pm 5$  млн лет. Эти цирконы по своим морфологическим особенностям могут считаться первичными, и авторы записки полагают, что данное значение наиболее точно соответствует времени формирования

массива, тогда как известная Rb-Sr дата ( $321 \pm 10$  млн лет) отражает какие-то более поздние события. Комплекс вмещает оруденение кобальт-никелевой силикатной формации кор выветривания.

**Астафьевский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый** слагает одноименный массив в Алапаевско-Адамовской СФЗ, где прорывает рымнинскую свиту или слюдинскую толщу и перекрывает биргильдинской толщей. В составе комплекса выделены две фазы. Первая фаза – кварцевые метадиориты ( $q\delta'D_3a_1$ ) и дайки метагаббро ( $v'$ ), вторая – метагранодиориты и метаграниты ( $\gamma\delta'D_3a_2$ ). На поверхности преобладают кислые породы второй фазы, которые на изданных ранее картах ошибочно объединялись с пермскими гранитоидами Джабыкского массива. Данные сейсмического профилирования (URSEIS-95, проходящему через Астафьевский массив) показывают, что с глубины в первые сотни метров в разрезе преобладают относительно высокоскоростные высокоплотные породы – вероятно, метагабброиды и метадиориты первой фазы, а также аповулканогенные сланцы рымнинской свиты. Массив, по-видимому, сильно деформирован вместе с вмещающими породами. Снизу он, вероятно, ограничен прорывающими пермскими гранитоидами джабыкско-санарского комплекса, создающими общий низкий уровень гравитационного поля. Степень метаморфогенной перекристаллизации пород (до эпидот-амфиболитовой фации) максимально проявлена в габброидах и диоритах первой фазы. Метагаббро слагают редкие маломощные дайки, прорывающие рымнинскую свиту; состоят из гранонематобластового агрегата роговой обманки, актинолита, хлорита, эпидота, альбита. В них отмечаются реликты диопсида и более основных плагиоклазов (андезина № 35–40 или олигоклаз-андезина № 25–30). Акцессорные минералы – сфен, лейкоксен, гематит. Кварцевые метадиориты, участвующие в строении массива, образуют поля округлой формы (до 10 км в диаметре) среди гранитоидов второй фазы. Они слагаются серицитизированным плагиоклазом (от № 30–33 в центре до № 20 в краевых зонах, а также альбит-олигоклаз в перекристаллизованных краевых частях зерен) – 60–70%, гранобластовыми, иногда ленточными агрегатами кварца – 5–7%, а также биотитом (в скоплениях с эпидотом и апатитом) – 10–20% [78].

Гранитоиды второй фазы преобразованы слабее. Их структура – среднезернистая, иногда крупно- или мелкозернистая. Метаграниты состоят (%) из зерен и агрегатов кварца – 30–40, плагиоклаза – 40–60 (часто интенсивно мусковитизированного, реже альбитизированного и сосюритизированного), калиевого полевого шпата – 10–20 и биотита – 1–3. Акцессорные минералы – апатит, магнетит, сфен. Структура меняется от гипидиоморфнозернистой до гранобластовой. Новообразованные агрегаты часто создают ориентированную полосчатую текстуру с субпараллельным расположением полос кварца, чешуек биотита, мусковита, зерен полевого шпата. Характерен вторичный решетчатый микроклин, развитый как по первичному плагиоклазу, так и по вторичным агрегатам.

В экзоконтактовой зоне, примыкающей к пермским интрузиям, граниты и кварцевые диориты в разной степени разгнейсованы с образованием аллохимических ультраметаморфических анатектит-гнейсов. В габброидах

и кварцевых диоритах  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ , отмечается повышенное содержание  $\text{TiO}_2$ , в гранитах количество  $\text{K}_2\text{O}$  резко увеличено, что, возможно, связано с мусковитизацией. Распределение микроэлементов весьма неравномерно. Возможно, это связано с метаморфизмом пород. Отношения  $\text{Rb}/\text{Sr}$  низкие в габбро и кварцевых диоритах, но повышены в гранитах. Распределение РЗЭ характеризуется значительным фракционированием (соотношение  $\text{La}/\text{Yb}$  высокое) и существенно отличается этим от распределения РЗЭ в гранитоидах тоналит-гранодиоритовых формаций различных регионов, приближаясь скорее к тренду РЗЭ в породах монцонитоидной формации [78, 170]. По серии образцов наименее измененных пород В. М. Горожаниным [50] получены  $\text{Rb}-\text{Sr}$  изотопные данные, образующие линейную эрохронную зависимость; она указывает на возраст  $419 \pm 25$  млн лет. Восточнее площади листа для гранитоидов второй фазы получена датировка  $\text{U}-\text{Pb}$  методом в 367 млн лет; в этой связи возраст комплекса принят позднедевонским.

**Верхнеуральский комплекс монцогаббро-монцодиорит-сиенитовый** ( $\text{qmD}_3\text{vii}$ ) образован кварцевыми монцонитами, монцодиоритами, кварцевыми монцодиоритами, умереннощелочными оливковыми габбро и лейкогаббро, сиенитами и кварцевыми сиенитами. Ему соответствует эллипсоидный, вытянутый в северо-западном направлении на 15 км при ширине до 6 км Верхнеуральский концентрически-зональный массив. Внутреннюю часть массива слагают умереннощелочные основные и средние породы, внешнюю – умереннощелочные средние и кислые образования. Контрастность положительных аномалий магнитного и гравиметрического полей указывает на крутое падение контактов. Комплекс прорывает аблязовскую и новоивановскую толщи.

Строение массива детально освещено в публикациях, доказана общность минералогического и петрогеохимического составов его пород и возраста с вулканитами тесно ассоциирующей с ним в пространстве трахибазальт-трахиандезит-трахидацитовая формации [78]. Монцонитоиды образуют округлое тело в центре массива. Они интенсивно альбитизированы, калишпатизированы, серицитизированы и окварцованы, вмещают медно-молибден-порфиговое оруденение. Габброиды – нефелиннормативны, с повышенным содержанием  $\text{P}$ . По мере роста кремнекислотности тип щелочности пород от калиево-натриевого меняется до калиевого, содержания  $\text{Ti}$  и  $\text{P}$  закономерно уменьшаются. Очень высокие содержания крупноионных литофилов ( $\text{K}$ ,  $\text{Cs}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{Ba}$ ,  $\text{Sr}$ ,  $\text{Th}$ ), наблюдаются повышенные в целом концентрации высокозарядных элементов ( $\text{Zr}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Ta}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Y}$ ), а также умеренные содержания элементов группы железа. Отмечается явное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. В кварцевых монцодиоритах – отчетливая отрицательная европиевая аномалия. Эти и ряд других признаков довольно уверенно определяют принадлежность магматитов к шошонитовой островодужной серии. Позднедевонский возраст комплекса подтвержден рубидий-стронциевой изохроной с параметрами:  $T = 362 \pm 9$  млн лет  $\text{СКВО} = 0,187$  [198]. С комплексом связаны объекты золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцево-малосульфидной формаций.

**Северокассельский комплекс граносиенит-гранитовый** ( $\epsilon_{\gamma C_1 sk}$ ) слагает массивы, состоящие из умереннощелочных гранитов, граносиенитов, реже монцодиоритов и монцогаббро. Одноименная интрузия вытянута в северо-западном направлении на 15 км при ширине 4–6 км. Предполагается лакколитообразная форма ее при мощности не более 3,5–4 км. В геофизическом поле она отображена отрицательной локальной аномалией силы тяжести и пониженными значениями магнитного поля. Породы прорывают александринскую, новобуранную и урлядинскую толщи и погорельские позднедевонские габброиды. На контактах развиты маломощные роговики, участками отмечается скарнирование. Южная часть массива сложена среднезернистыми умереннощелочными биотитовыми гранитами, а северная и северо-восточная – крупно- и среднезернистыми гранодиоритами и граносиенитами, которые содержат тела мелкозернистых умереннощелочных гранитов. Между всеми разностями пород имеются постепенные переходы. Умереннощелочные биотитовые граниты имеют гранитную структуру с некрупными порфиоровыми выделениями калиевого полевого шпата. Структура у биотит-роговообманковых гранодиоритов гранитная от среднезернистой до крупнозернистой, у мелкозернистых умереннощелочных гранитов также гранитная. Повышенные содержания Sr, Rb, Ba, Zr, Hf при умеренных концентрациях РЗЭ показывают, что они принадлежат к известково-щелочной серии повышенной щелочности с отчетливо натриевой специализацией. Первичное отношение изотопов стронция ( $0,70411 \pm 10$ ) в сочетании с петрогеохимическими данными свидетельствует о вероятном происхождении пород комплекса в результате переплавления новообразованной островодужной коры, что свидетельствует о достижении островной дугой «зрелой» стадии своего развития [72].

Кассельский массив площадью около 60 км<sup>2</sup> сложен монцогаббро, монцодиоритами и умереннощелочными гранитами. Он выделяется резко повышенными значениями силы тяжести и магнитным полем. Мощность массива на глубине, вероятно, достигает порядка 5 км, при этом роль гранитоидов с глубиной, скорее всего, падает. На севере породы комплекса по тектоническому нарушению контактируют с гранитоидами Северокассельского массива. В южной и восточной половине присутствует большое количество мелких ксенолитов кровли, которые большей частью превращены в роговики. Образования комплекса прорывают александринскую толщу. Отложения в экзоконтакте массива часто ороговокованы, нередко скарнированы и амфиболизированы. Становление Кассельского массива происходило в две фазы (в масштабе 1 : 1 000 000 они не отражены). В составе первой преобладают монцодиориты и кварцевые монцониты, постепенно, с увеличением содержания роговой обманки, переходящие в среднезернистые амфиболовые монцогаббро. Вторая фаза представлена мелко-среднезернистыми умереннощелочными роговообманковыми гранитами и лейкогранитами, реже граносиенитами. Гранитоиды иногда слагают цементирующую массу интрузивных брекчий, где обломки представлены габброидами. Для гранитоидов характерно преобладание микропегматитовых структур и мощные зоны мелкозернистых пород, что указывает на гипабиссальный характер интрузии.

Жильные фации комплекса представлены одиночными дайками гранит-порфиоров и микрогаббро, по которым получена изохрона:  $T = 328,1 \pm 4,3$  млн лет, СКВО – 2,77, соответствующая серпуховскому веку. Возраст Кассельского массива, определенный Rb-Sr методом, составляет  $346 \pm 1$  млн лет [78]. Таким образом, геологический интервал формирования пород включает турнейский и визейский века. С комплексом связано оруденение золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой малосульфидной формаций.

**Куйбасовский комплекс габбро-диорит-гранитовый** развит в Узельгинско-Ириклинской подзоне, проявлен на «Магнитогорском палеовулканическом поднятии», где его тела прорывают преимущественно верхнедевонские породы. В объеме комплекса выделены две фазы. Первая фаза ( $vC_1k_1$ ) – оливиновые габбро, габбродиориты, оливиновые клинопироксениты и верлиты; вторая ( $\gamma\delta C_1k_2$ ) – гранодиориты, диориты, редко граниты.

На современном эрозионном срезе площадь развития пород комплекса небольшая. На севере Куйбасовского массива выходит несколько штокообразных тел габброидов первой фазы комплекса общей площадью около  $10 \text{ км}^2$ . Гранитоидами второй фазы полностью сложен лакколитоподобный Алексеевский массив площадью около  $10 \text{ км}^2$ , где они прослежены скважинами на глубину более 1 км. Довольно значительна их роль в Магнитогорском массиве, где их количество нарастает с глубиной. В других массивах выходы пород комплекса не превышают 1 км в поперечнике. На глубине их роль значительно больше, а ниже 3–5 км они, вероятно, доминируют в структуре Магнитогорского палеовулканического поднятия. Обширная аномалия силы тяжести и магнитного поля позволяет предполагать резкое преобладание на глубоких срезах габброидов первой фазы. Последние в комплексе чрезвычайно разнообразны. Наряду с нормальными габбро, габбро повышенной щелочности и титанистости с габбровыми структурами, а также диоритами развит большой объем существенно кумулятивных образований. В них велики колебания соотношений плагиоклаза и авгита при важной роли оливина, ортопироксена, диопид-авгита, титаномагнетита, ильменита. Иногда они представляют собой почти мономинеральные породы. В числе разновидностей – существенно титаномагнетитовые габброиды, иногда почти мономинеральные, представляющие собой залежи богатых железных руд. Отмечены существенно оливиновые породы: оливиновые клинопироксениты, верлиты и лерцолиты. Наиболее типичными являются лейкократовые оливиновые габбро, мезократовые оливиновые габбро, габбро оливиновые высокожелезистые, встречаются габбро-нориты. В соответствии с колебанием содержания магнетита резко меняются магнитная восприимчивость и плотность, чаще высокие. В составе второй фазы наиболее широко развиты гранодиориты, реже встречаются кварцевые диориты и граниты нормальной щелочности, иногда переходящие в гранитоиды несколько повышенной щелочности. Обычно породы порфировидные с выделениями табличек плагиоклаза размером до 1 см. Характерно обрастание таблиц плагиоклаза каймой калиевого полевого шпата. Железистые и оливиновые габброиды, очевидно, комплементарны



базальтоидам березовской свиты, обедненным Fe, Ti, Mg и обогащенным K, Si, Al, литофильными редкими элементами и легкими лантаноидами.

Исходя из близости габброидов к вулканитам березовской свиты, возраст комплекса принимается раннекаменноугольным [78]. С первой фазой комплекса связаны месторождения и проявления железорудной титаномагнетитовой формации, со второй – месторождения и проявления железорудной скарново-магнетитовой формации.

**Петропавловский комплекс габбро-диорит-гранитовый** распространен в Восточно-Магнитогорской СФЗ, где прорывает образования девона, а также шумилинскую свиту. Максимально полно проявлен в Гумбейской подзоне, где на поверхности выходят наиболее крупные его массивы. Комплекс разделяется на три фазы. Первая фаза ( $vC_{1p1}$ ): габбро, габбронориты, редко клинопироксениты и горнблендиты. Наряду с нормальными мезократовыми и меланократовыми габбро, имеющими петрографические переходы к габброноритам и лейкогаббро, заметный объем составляют кумулятивные образования – клинопироксениты и горнблендиты, а также оливиновые меланогаббро. Нередко встречаются габбродиориты, образующие фациальные переходы с лейко- и мезократовыми габбро либо слагающие небольшие самостоятельные массивы. Вторая фаза ( $q\delta C_{1p2}$ ) представлена кварцевыми диоритами и диоритами; третья фаза ( $\gamma C_{1p3}$ ) образуют гранодиориты, реже граниты.

Крупнейшими массивами комплекса являются расположенный к западу от с. Петропавловка Сальгубинский, сложенный преимущественно габбро первой фазы, и Воронинский (к северу от с. Петропавловка), сложенный кварцевыми диоритами и гранодиоритами (преобладают) второй и третьей фазы. Площадь последнего на поверхности около 50 км<sup>2</sup>. Массивы считаются петротипическими комплекса. В поле силы тяжести проявлены крупные массивы, сложенные гранодиоритами и кварцевыми диоритами второй и третьей фаз. В магнитном поле положительные аномалии соответствуют выходам габброидов первой фазы. Средние петрофизические параметры главнейших пород комплекса следующие: габбро –  $\sigma = 2,91$  г/см<sup>3</sup>,  $\alpha = 1230 \cdot 10^{-6}$  ед. СГС;  $\rho = 2860$  Ом·м;  $\eta = 2,16\%$ ; гранодиориты и кварцевые диориты –  $\sigma = 2,69-2,72$  г/см<sup>3</sup>;  $\alpha = 32-40$  (до 1835)  $\cdot 10^{-6}$  ед. СГС;  $\rho = 3200$  Ом·м;  $\eta = 2\%$ .

На геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 (второе поколение) [89] данное подразделение показано как «раннекаменноугольный петропавловский комплекс диоритов и тоналитов». При ГДП-200 [72] установлено, что габброиды тесно ассоциируют в пространстве с гранодиоритами, а тоналиты являются спорадически встречающейся фациальной разновидностью последних. Умереннощелочные интрузивные породы (кварцевые сиениты, кварцевые монзониты, монзониты, граносиениты, щелочно-полевошпатовые граниты), до этого иногда включавшиеся в комплекс, но прорывающие названные выше магматиты, в настоящее время выделены в самостоятельное подразделение – мосовский комплекс раннекаменноугольного возраста.

По петрохимическим характеристикам в сравнении с однотипными породами худозавского комплекса образования первой фазы обладают меньшей глинозёмистостью, общей железистостью, титанистостью и

щелочностью, но заметно большей магнизиальностью. В них выше содержания сидерофильных элементов – Ni, Co, V, Cr, Sc [72]. Комплекс прорван (нередко с образованием ксенолитов) массивами мосовского и ахуново-карагайского комплексов. Гранодиориты датированы рубидий-стронциевым и самарий-неодимовым методами возрастом в  $347,4 \pm 7,8$  млн лет (турней-визейранний карбон). Комплекс близок по набору пород к куйбасовскому габбро-диорит-гранитовому комплексу, отличаясь от него особенностями химизма, в частности пониженным содержанием титана, а также к худолозовскому габбро-плагиигранитовому комплексу. С третьей фазой комплекса связано оруденение золото-кварц-малосульфидной формации.

**Неплюевский комплекс габбро-гранодиорит-гранитовый раннекаменноугольный** слагает Неплюевский и Бутакский массивы в Алапаевско-Адамовской зоне, прорывающие породы рымникской свиты и с размывом перекрывающиеся солнечной толщей визе. В составе комплекса выделяются три фазы: первая – габбро, габбродиориты ( $vC_{1n_1}$ ); вторая – биотит-роговообманковые, часто гнейсовидные кварцевые диориты ( $q\delta C_{1n_2}$ ) и гранодиориты ( $\gamma\delta C_{1n_2}$ ); третья – граниты, лейкограниты и гранодиориты, редко монцограниты ( $\gamma C_{1n_3}$ ).

Неплюевский массив выделяется повышением поля силы тяжести на 4 мГал, что отвечает широкому развитию пород среднего и основного состава. Массив состоит из серии небольших тел, падающих к его центру, разделенных вмещающими образованиями. Северный контакт Бутакского массива, выделяющийся отрицательной гравиметрической аномалией и сложенный преимущественно кислыми породами, имеет падение на север, а субмеридиональный западный – крутой, падает на запад. Форма его в целом – лакколитообразная. Южнее петротипа породы комплекса слагают большую часть крупнейшего Суундукского плутона, а также его сателлитов: это Рымникский, Зеленодольский, Крыклинский и Айдырлинский массивы [87]. Суундукский плутон имеет сильно вытянутую, неправильно-округлую форму и протягивается в север-северо-западном направлении примерно на 70 км при ширине от 8 км в «пережиме» до 20 км. Северная половина и западная часть батолита сложены преимущественно гранитоидами неплюевского комплекса, а южная и несколько довольно крупных тел в северной части – гранитами джабыкско-санарского комплекса. В северной части на граниты неплюевского комплекса налегают конгломераты и гравелиты солнечной свиты поздневизейского возраста. В эндоконтактных зонах граниты интенсивно разгнейсованы и рассланцованы, в экзоконтактах развивается рассланцевание, наложенное на ороговикованные вмещающие породы, часто пронизанные большим количеством инъекций гранитного материала. Западный контакт полого ( $30-40^\circ$ ) погружается на запад, а восточный более круто ( $50-60^\circ$ ) – на восток. Данные интерпретации геофизических материалов свидетельствуют о линзовидной форме интрузива, при этом максимальная мощность его в южной части достигает 6 км [87].

Габбро первой фазы слагают Зеленодольский массив, существенную часть Крыклинского, несколько мелких тел в пределах Суундукского и Айдырлинского массивов. Контакты их с породами более поздних фаз

или четкие, или расплывчатые, не контрастные. Габбро – среднезернистые черно-зеленые, габбровой структуры, состоят из амфиболизированного пироксена и сосюритизированного плагиоклаза. Габбродиориты – гипидиоморфнозернистые, среднезернистые, серые, сложены на 55–60% широко-таблитчатым плагиоклазом, серицитизированным и сосюритизированным, на 5–15% ксеноморфным кварцем и на 10–15% призматической роговой обманкой и широкотаблитчатыми кристаллами диопсида.

Гранодиориты сложены (%) призматическими и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза (около 50), ксеноморфными зернами калинатриевого полевого шпата (не более 10) и кварца (около 20), таблитчатым биотитом (до 15) и столбчатым амфиболом (до 5). Характерные акцессории – апатит, циркон, сфен, эпидот. Кварцевые диориты состоят (%) из плагиоклаза (~60), кварца (до 15), биотита (7–12), амфибола (5–15); акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном.

Граниты мелко-среднезернистые порфиroidные и сложены крупными «очками» кварца, а также калишпатизированного, интенсивно серицитизированного плагиоклаза. Содержание биотита составляет около 1%. Лейкограниты представляют собой крупно-среднезернистые светло-серые породы, состоящие из кварца, плагиоклаза (альбит–олигоклаз) и щелочного полевого шпата примерно в равных количествах. Содержание биотита менее 1%.

В петрохимическом отношении породы неплюевского комплекса охватывают интервал кремнекислотности от 50 до 77% SiO<sub>2</sub>. Все породы относятся к нормальному ряду. Петрохимически они весьма близки к породам плутоно типа [170]. Граниты и лейкограниты обогащены магнием и фосфором. Нормированное распределение РЗЭ в гранитоидах близко к таковому в верхней коре. Породы характеризуются существенным накоплением легких лантаноидов ( $La/Sm_{cp} = 5,2$ ) и незначительным трендом для тяжелых ( $Gd/Yb_{cp} = 2,4$ ). Для плутононов разной кислотности линии РЗЭ весьма сходны:  $La/Yb$  отношение колеблется во всех семействах от 8,7 до 16,6. Распределение РЗЭ характеризуется умеренной отрицательной  $Eu$  аномалией почти во всех петрографических разновидностях. В. М. Горожаниным, В. М. Мосейчуком и др. [50] получены Rb-Sr изохроны, отвечающие  $374 \pm 11$  и  $347 \pm 14$  млн лет. По мнению В. М. Мосейчука и др. [83], этот плутоно имеет позднедевонский–раннекаменноугольный возраст. Новые Rb-Sr минеральные изохроны, построенные В. С. Потаповым и др. [109], указывают на раннекаменноугольный (позднетурнейский–ранневизейский) возраст всех гранитоидных пород Неплюевского плутона, равный 346–340 млн лет. По данным А. В. Тевелева и др. [87], изотопный Rb-Sr возраст гранодиорита составляет  $345,7 \pm 1,7$  млн лет, а лейкогранита  $340,3 \pm 2,6$  млн лет. С породами третьей и второй фаз связано оруденение золото-сульфидно-кварцевой и золото-шеелит-кварцевой формаций.

**Кананикольский комплекс габбро-гранитовый гипабиссальный** объединяет дайки габбро, долеритов ( $vC_1k$ ), гранитов, реже гранодиоритов ( $\gamma C_1k$ ), прорывающие ордовикско-среднедевонские отложения Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Дайки имеют меридиональное простирание, мощность до 5 м и протяженность до 4 км. Контакты интрузий с

вмещающими породами, как правило, отчетливо секущие. Субсогласное залегание отмечено только в районе пос. Кананикольское. В обоих случаях контактовые изменения минимальны или отсутствуют.

Габбро слагают основную часть даек, расположенных в центральной и восточной частях Уралтауского антиклинория. Это зеленые, голубовато-зеленые (цвет морской волны) массивные среднекристаллические очень крепкие породы, рассланцевание в которых отмечено редко. В их составе принимают участие плагиоклазы (35%), пироксены (35%) и оливин (15%). Среди второстепенных минералов отмечены: хлорит (до 5%), эпидот, актинолит и роговая обманка. Темно-серые, зеленовато-серые сланцеватые долериты выявлены на юго-востоке антиклинория в районе пос. Кананикольский. Текстуры пород массивные, структуры мелкокристаллические. Главными породообразующими минералами являются плагиоклазы (45%), пироксены (35%); среди второстепенных минералов диагностированы: хлорит (до 10%), кварц (до 15%), актинолит и сосюрит.

Гранитоиды слагают единственную дайку мощностью до 50 м и длиной до 2 км в районе с. Новоусманово (гора Артлыш). Породы бежевые с голубоватым оттенком массивные крупнокристаллические. Состоят из кварца (30%), среди которого отмечаются зерна до 5 мм, плагиоклазов (30%), биотита (30%). Второстепенные минералы представлены роговой обманкой. Здесь же известны небольшие тела гранодиоритов.

По своим петрохимическим характеристикам габбро характеризуются высокой титанистостью ( $TiO_2 - 1,78-2,35\%$ ), повышенной железистостью (суммарное железо в них варьирует от 14,68 до 15,98%) и низкими содержаниями CaO (5,96–7,36). Микроэлементный состав обладает относительно высокими концентрациями Cu, Zn, Ba. График распределения концентраций РЗЭ, нормированных к хондриту, имеет пологий наклон от легких лантаноидов к тяжелым со слабо выраженным максимумом в области средних (Sm, Eu, Gd), что достаточно уверенно отличает их от аналогичных пород юлукского комплекса. Уровень накопления лантаноидов несколько ниже, особенно в области легких РЗЭ. Коэффициенты накопления составляют: 6,8–19,8 для La; 9,8–22,9 для Sm; 15,5–27,9 для Eu; 7,7–13,8 для Lu [81].

Характер распределения редкоземельных элементов гранитов резко отличается от всех магматических образований исследуемой площади. Для них характерен весьма значительный уровень накопления легких лантаноидов при среднем уровне накопления средних и тяжелых. График распределения нормированных к хондриту содержаний характеризуется крутым углом наклона на отрезке La–Sm, наличием перегиба в области средних РЗЭ и более пологим углом на отрезке Tb–Lu. Коэффициенты накопления составляют 131,2–273,5 для La; 11,3–54,1 для Sm; 7,5–16,1 для Lu. Европиевый минимум варьирует от весьма контрастного до слабо выраженного. Микроэлементный состав характеризуется низкими концентрациями элементов группы железа и повышенными концентрациями Li, Be, P, Ga, Sr, Y, Zr, Sn.

Гранодиориты нормального ряда, являются петрохимическим аналогом дацитов. Они принадлежат к типичной калиево-натриевой серии ( $Na_2O/K_2O = 1,4$ ), а по коэффициенту глиноземистости ( $al' \leq 3$ ) являются высоко-

глиноземистыми разностями. Коэффициент агапитности составляет 0,5. По химическому составу породы близки к стандартным известково-щелочным сериям, формирующимся в обстановках сжатия. Характер распределения редких земель в гранодиоритах соответствует тоналит-гранодиоритовой серии: достаточно высокая степень фракционирования РЗЭ, заметное обогащение легкими лантаноидами (значение  $La^*$  достигает 300) при отношении  $Ce/Yb$  на уровне 8–12, отсутствие хорошо выраженной Eu аномалии, что, по Г. Б. Ферштатеру и др. [141], свойственно надсубдукционным габбро-гранитной серии.

Прямыми геологическими методами возраст комплекса снизу ограничен наиболее молодой девонской новоусмановской толщей. Возраст гранитов, определенный свинец-свинцовым методом по цирконам, составляет  $340 \pm 10$  млн лет [169], что соответствует визейскому веку. Данный возраст применим и для комплекса в целом. С комплексом предполагается парагенетическая связь оруденения золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой формаций и молибденовой минерализации.

**Черкасинский комплекс габбро-плагиогранитовый** ( $v-r\gamma C_1 \check{c}r$ ) слагает небольшие тела, прорывающие метавулканы пологкой, каменской и караганской толщ в Восточно-Магнитогорской и Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. В легенде Уральской серии комплекс расчленен на две фазы, не картируемые на площади листа в масштабе 1 : 1 000 000; по этой причине здесь он подробно не расчленяется. На востоке Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, где породы разбиты на множество вытянутых блоков, интрузии в плане разобщены и вытянуты согласно простиранию главных разрывных нарушений. На западе, в слабо деформированном макроблоке, сохранилась первичная морфология тел. Здесь, в 3,5 км севернее пос. Черкасы, находится петротип комплекса, представленный двумя относительно изометричными небольшими телами, отраженными на карте единым полем. К первому относятся габбро, ко второму – плагиограниты, реже тоналиты, кварцевые диориты, гранодиориты и низкощелочные и умереннощелочные гранит-порфиры. С глубиной объем габброидов, судя по геофизическим данным, нарастает. В краевых частях массивов породы имеют тонкозернистые структуры, и по этой причине они трудно диагностируются среди вмещающих базальтоидов. В центральных частях крупных интрузий располагаются среднезернистые порфирированные габбро.

Порфиоровые выделения до 2 мм представлены широкотаблитчатыми пироксенами с изъеденными краями, иногда дающими гломероскопления, промежутки которых заполнены призматическими лейстами свежих двойникованных плагиоклазов. Пироксены частично амфиболизованы. Структура офитовая, пойкилоофитовая. Периферические части тел сложены габбродиоритами с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящими из плагиоклаза (около 60%) и роговой обманки, участками замещенной хлоритом и агрегатами эпидота. Роговая обманка имеет отчетливый идиоморфизм как по формам, так и по отношению к плагиоклазу. Размер кристаллов до 3–4 мм. Она образует призматические и ромбические выделения. Мелкие тела сложены также миндалекаменными микродиоритовыми долекритами, состоящими из призматических лейст плагиоклазов, образующих

решетку, в промежутках которой расположены землистые массы разложившихся темноцветных минералов, мелкие кристаллики роговой обманки, листочки хлорита и, возможно, зернышки пироксена. Около 10% породы составляют миндалины размером от 0,3 до 1–1,5 мм, выполненные агрегатом кальцита.

Интрузивные образования комплекса, залегающие среди вулканитов полочкой толщи, создают с ней единую ассоциацию. Результаты определений изотопного возраста калий-аргоновым методом составляют 351–366 млн лет [83]. Однако комплекс прорывает каменскую свиту и по этой причине не может быть древнее позднего визе.

**Худолазовский комплекс габбро-плагиогранитовый гипабиссальный** образует дайки и малые изометричные тела габброидов и плагиогранит-порфиров; таксон распространен в Западно-Магнитогорской СФЗ. Наибольшей концентрации дайки достигают в пределах Худолазовской синклинали в среднем течении рек Худолаз и Бол. Кизил, где и расположен петротип.

Выделяются две фазы внедрения пород комплекса. К первой относятся штокообразные тела г а б б р о, часто дифференцированных до г а б б р о - д и о р и т о в ( $v-v\delta C_1 h_1$ ), а также немасштабные дайки габбродиорит-порфиров и г а б б р о д о л е р и т о в ( $v\delta\pi C_1 h_1$ ). Вторая фаза представлена дайками и единичными малыми телами плагиогранит-порфиров, реже п л а г и о г р а н и т о в ( $r\gamma\pi C_1 h_2$ ), редко диоритов, микродиоритов, диорит-порфиров. Основная масса (90%) интрузивных тел сложена габброидами первой фазы. Размеры штокообразных тел колеблются в широких пределах – от нескольких метров в поперечнике до первых километров, в единичных случаях до 10 км. Центральные части наиболее крупных тел сложены габбродиоритами. Дайки габбродиорит-порфиров образуют рой северо-восточного простирания в центральной части Худолазовской синклинали. Единичные дайки преимущественно субмеридионального и северо-восточного простирания встречаются по всей площади Западно-Магнитогорской СФЗ. Дайки крутопадающие, мощностью от 0,4 до 200 м, но в основном 0,8–1,2 м. Протяженность их измеряется сотнями метров, реже первыми километрами. В случае залегания среди осадочных толщ дайки прямолинейны и выдержаны по мощности. Габбро средне- и мелкозернистые, иногда порфирированные от лейко- до меланократовых. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз (андезин–лабрадор), клинопироксен, ортопироксен, роговая обманка, биотит, оливин. Плагиоклаз в различной степени изменен – сосюритизирован. Удлиненно-призматические зерна его редко остаются свежими. Клинопироксен по составу авгит и титан-авгит коричневой или фиолетово-коричневой окраски. Ортопироксен замещен полностью с сохранением реликтов формы и (иногда) спайности. Псевдоморфозы имеют хлоритовый, эпидот-хлоритовый, биотит-хлоритовый составы. Ортопироксен образует идиоморфные и субидиоморфные зерна, иногда окруженные каймой клинопироксена и роговой обманки. В роговообманковых разностях количество амфибола увеличивается и зерна его, призматические и субидиоморфные, становятся преобладающими. Представлена роговая обманка титанистой разновидностью – керсутитом с

характерной коричнево-зеленой окраской. Иногда на зернах керсутита образуются тонкие каемки сине-зеленого рибекита. В небольших количествах присутствует апатит, циркон, рудный минерал (магнетит, титаномагнетит, ильменит).

Дайки второй фазы имеют длину от первых десятков метров до 3 км при мощности до 100 м и субмеридиональное или северо-западное простирание. Диаметр изометричных штокообразных тел достигает 5 км. Плагииграниты характеризуются гипидиоморфнозернистыми либо микрогранитовыми структурами. Типоморфными минералами являются альбит и кварц, образующие иногда гранофировые срастания. Особенностью этих плагиигранитов является существенное содержание темноцветных минералов – роговой обманки, биотита, мусковита. Из аксессуарных характерны сфен, рутил, иногда единичные зерна циркона. Породы обычно сильно изменены постамагматическими, метасоматическими процессами. Плагиигранит-порфиры по внешнему виду белые, светло-серые с зеленоватым оттенком или светло-розовые породы. На фоне плотной основной массы, в которой визуально неразличимы отдельные минералы, развиты вкрапленники плагииоклаза и бипирамидального кварца. Количество их не превышает 1–2% объема пород, лишь в отдельных участках увеличивается до 5%. Размеры вкрапленников составляют 2–3 мм в поперечнике. Основная масса сложена альбитом, калиевым полевым шпатом и кварцем, изредка отмечается биотит. Аксессуарные и рудные минералы представлены апатитом, ильменитом, магнетитом, пиритом. Вторичные минералы присутствуют в незначительных количествах. Представлены они серицитом, эпидотом, актинолитом. Структура основной массы – микрогранитовая, иногда гранулитовая. Диориты состоят из сосюритизированного плагииоклаза, бурой керсутитовой роговой обманки, титан-авгита. Аксессуарные: рудный минерал, апатит, сфен, циркон. По цветным минералам развиты хлорит, актинолит, кальцит. Породы имеют призматическизернистые, панидиморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые, реже пойкилитовые структуры.

Породы комплекса характеризуются умеренной глиноземистостью и высокой железистостью. По типу щелочности они относятся к высоконатриевым. Характерной особенностью основных и средних их разновидностей является высокое содержание (0,8–1,6%) титана. Все они относятся к умереннощелочным породам. Исключение составляют плагииграниты, которые можно отнести как к толеитовой, так и известково-щелочной серии. Дайки комплекса прорывают верхнедевонско-нижнекаменноугольные отложения зилаирской свиты. Возраст комплекса принимается раннекаменноугольным. Со второй фазой комплекса связаны золото-кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, медно-порфировая формации и проявления асбеста.

**Богдановский комплекс монцонит-эссекситовый гипабиссальный** ( $\epsilon\nu C_1b$ ) представляют дайки, штокообразные тела, силлы эссекситов, монцогаббро, габбро, долеритов, реже монцодиоритов, монцонитов. Комплекс распространен в западной части Восточно-Магнитогорской СФЗ и представлен большим числом мелких интрузий неправильной (часто амёбовидной, разветвленной) формы, прорывающих осадочно-вулканогенные

образования березовской и греховской свит. Наиболее крупные тела достигают 30 км<sup>2</sup>. В пределах Богдановского плутона ранее выделялось до семи самостоятельных интрузивных комплексов. В современном представлении комплекс выделил В. М. Мосейчук, отнеся к нему мелкие тела, дайки и sillы умереннощелочных габброидов [78]. Эти породы образуют систему sillов и даек, развитых компактно и в целом падающих субвертикально. Мощность отдельных тел переменная, от первых до десятков метров и до первых тысяч метров. Дайки и тела сложены мелкозернистыми мезократовыми габбро, иногда плагиоклазовыми порфиroidными, чаще мелкозернистыми долеритами. Обнаженность габбро чаще хорошая, однако в физических полях их тела выражены слабо. Вместе с тем, в экзоконтактах массивов часто наблюдаются ороговикованные и скарнированные породы, которые вызывают интенсивные положительные аномалии магнитного поля. Габбро преимущественно крупно-среднезернистые такситовые, сложены пироксеном и плагиоклазом, имеют офитовую, габброофитовую, габбровую, местами пойкилоофитовую структуры. В крупных (до 5–8 мм) кристаллах пироксена содержатся мелкие образования плагиоклаза. Неравномернозернистые мелко-среднезернистые габбро с габбровой, габброофитовой структурой сложены примерно поровну удлиненно-таблитчатым сосюритизированным плагиоклазом, содержащим мелкие включения темноцветных минералов, и ксеноморфным пироксеном, частично амфиболизированным. Крупнопорфиroidные, часто порфиroidные монцогаббро в крупных вкрапленниках размером до 5–6 мм, составляющих около 40%, содержат широкотаблитчатые зональные полевые шпаты, их гломеросростки, погруженные в полевошпат-амфиболовый матрикс офитовой, габброофитовой структуры. Резкопорфиroidные мелкозернистые габбро (до долеритов) содержат во вкрапленниках (около 5%) альбитизированный плагиоклаз (до 1,4 мм) с небольшим количеством тончайших зернышек клиноцоизита, а также клинопироксен (титан-авгит). Долеритовая основная масса сложена призматическими зернами плагиоклаза (до 60%) и пироксена, часто замещенного уралитом. Долериты мелкозернистые, афировые офитовой структуры состоят из удлиненно-уплощенного лабрадора (60%), ксеноморфного клинопироксена и рудного минерала (до 5%).

Комплекс образует довольно компактную петрохимическую группу узкого интервала кислотности и представлен семействами габбро, субщелочных габбро, монцодиоритов, монцонитов, причем щелочность пород очень быстро нарастает с увеличением кислотности. Тип щелочности соответствует натриевому и калиево-натриевому. Гистограммы распределения составов для плутонитов богдановского комплекса представляют в основном мономодальное распределение для всех оксидов. Габброиды относятся к умеренно- и высокотитанистым, содержания TiO<sub>2</sub> во всех пробах больше единицы, а в половине – больше 2,0. Линейные зависимости содержаний породообразующих элементов выражены в породах богдановского комплекса слабо. Распределение нормированных значений РЗЭ в габброидах равномерное, без аномалий. Оно характеризуется слабым фракционированием (La/Yb = 3,36–5,86), но достаточно высоким уровнем концентраций РЗЭ, которые существенно выше содержаний РЗЭ в



габброидах ультрамафитовых комплексов. Вместе с тем, по концентрациям РЗЭ богдановские габброиды сходны с ранними габброидами многофазных девонских и каменноугольных комплексов. Геохимические характеристики комплекса принципиально сходны с вулканитами березовской и греховской свит. Многие исследователи объединяют образования комплекса и греховскую свиту в греховскую вулкано-плутоническую ассоциацию [78].

Возраст комплекса определяется как раннекаменноугольный исходя из того, что его габброиды прорывают березовскую и греховскую свиты и в свою очередь прорваны датированными гранитоидами раннекаменноугольного московского комплекса.

**Московский комплекс кварцевых монцонитов, граносиенитов и умереннощелочных гранитов** распространен в Восточно-Магнитогорской СФЗ, где слагает большую часть Магнитогорской группы интрузий – Московский (петротип), Грань, Куйбасовский, Магнитогорский и другие массивы; последние прорывают березовскую свиту, богдановский и куйбасовский интрузивные комплексы. Южнее петротипа породами комплекса выполнен Бриентский массив и несколько более мелких тел – Северо-Бриентский, Нижне- и Средне-Гусихинский, Кульминский массивы. Все интрузии (кроме Северо-Бриентской) вытянуты субмеридионально. Комплекс разделен на две фазы; первая – кварцевые сиениты (преобладают), кварцевые монцониты, монцониты и граносиениты ( $q\zeta C_1 m_1$ ), вторая – умереннощелочные граниты, лейкограниты ( $\epsilon\gamma C_1 m_2$ ).

Кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, граносиениты – в основном мелкозернистые породы серовато-бурого, бурого, красновато-бурого до красного цвета. Плаггиоклаз (альбит, олигоклаз) размером до 1,5–3 мм, присутствует в виде удлиненных и беспорядочно расположенных кристаллов, часто имеющих кайму пертита. Во встречающихся выделениях размером больше 3 мм имеются ядра сосюритизированного основного плаггиоклаза. Редко фиксируются зерна пертита таблитчатой формы. Между лейстами плаггиоклаза развиты микропегматитовые тонкие и правильные сростки кварца с калиевым полевым шпатом, рассеяны бурая роговая обманка, редкие зерна пироксена, биотита, магнетита, апатита, циркона, сфена. Менее распространенные сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, монцогаббро-порфириты локализованы как внутри массивов, так и образуют малые некартируемые штоки за их пределами. Умереннощелочные граниты и лейкограниты представляют собой мелко-, средне-, реже крупнозернистые слабопорфировидные породы.

В петрохимическом отношении все плутониты отнесены к единой ассоциации. На бинарных диаграммах они дают хорошо выраженные непрерывные тренды с положительной корреляцией кремнезема со щелочами и постепенным переходом от нормальных основных разностей к умереннощелочным кислым. Половина анализов относится к нормальному ряду, а половина – к умереннощелочному. На характеристических диаграммах рой составов комплекса локализуется в разнообразных полях от габбро до щелочного лейкогранита. Средние составы пород ложатся на границы полей нормальных и умереннощелочных пород [87]. Нормированное распределение РЗЭ сходно для всех пород комплекса и показывает пологие

отрицательные тренды. Слабо выраженный европиевый минимум характерен только для умереннощелочных гранитов и лейкогранитов. По серии образцов изохронным рубидий-стронциевым методом получены следующие параметры:  $T = 333 \pm 4$  млн лет. Самарий-неодимовый метод дает возраст  $330 \pm 20$  млн лет [87]. Кроме того, московские образования прорваны массивами ахуново-карагайского лейкогранит-гранитового комплекса, надежно датированного средним карбоном. Таким образом, рассматриваемый комплекс уверенно датируется ранним карбоном. С ним связано оруденение железорудной скарново-магнетитовой и золото-сульфидно-кварцевой формаций.

**Пластовский комплекс тоналит-плагиогранитовый** ( $r\gamma\delta-r\gamma C_{1pl}$ ) включает в себя малые интрузии тоналитов, плагиогранитов, реже гранодиоритов, биотитовых гранитов, кварцевых диоритов. Массивы локализованы в Сысертско-Амурской подзоне Верхотурско-Новооренбургской СФЗ; они очень плохо обнажены и изучены главным образом по керну скважин. Мелко-среднезернистые мезократовые, иногда лейкократовые тоналиты и плагиограниты, нередко интенсивно березитизированные, обнажены слабо, коренные их выходы редки. В зоне выветривания они выглядят как породы, почти не содержащие темноцветных минералов, и напоминают «жильные граниты». Интрузивы обычно обладают широкими зонами роговиков. В экзоконтактах известняки каменной толщи превращены в средне-крупнозернистые кальцитовые мраморы, а в углеродистых их разновидностях возникают мелко-среднезернистые кальцитовые мраморы с тонкорассеянным графитом. По глинисто-доломитистым известнякам образуются мраморы с рассеянными мелкими кристаллами черной шпинели, а местами – с обильными метакристаллами светло-серого тремолита длиной до 4 см, обрамленными мелкими листочками талька. Кварцевые диориты (также мелко-среднезернистые) относятся к двупироксен-биотит-рогово-обманковым, как правило, они интенсивно березитизированы, первичные минералы сохраняются только в реликтах. Несмотря на небольшие размеры интрузий, с ними связаны выраженные локальные ореолы термального метаморфизма пироксен-роговиковой фации. Такой ореол изучен в экзоконтакте небольшого тела среди лизардитовых аподунитовых серпентинитов куликовского комплекса, где наблюдается формирование «вторичных дунитов» по серпентинитам.

Петрохимически охарактеризованы лишь гранитоиды, которые относятся к известково-щелочной и высококалиевой сериям калиевого и калиево-натриевого типа щелочности, с высокими значениями оксида калия, натрия и кремния и с низкими содержаниями оксида титана. Нормированное распределение РЗЭ в породах комплекса представлено для гранодиоритов линией с очень крутым наклоном ( $La/Yb = 46,4$ ), с накоплением легких РЗЭ сравнительно с тяжелыми, без европиевого минимума, что характерно для пород пластовского комплекса [87]. Комплекс прорывает каменную толщу, поэтому его возраст не может быть древнее поздневизейского времени.

**Балбукский комплекс сиенит-лейкогранитовый гипабиссальный** ( $\xi-\epsilon\gamma C_{1-2bl}$ ) развит в Западно-Магнитогорской СФЗ, слагая небольшие, как правило, удлинённые массивы: Краснинский, Шерамбаевский,

Аушкульский, Константиновский. Петротипом считаются Балбукский (Старобалбукский) и Шартымский массивы. В геофизических полях комплекс выражен плохо из-за малых размеров тел, а зачастую и близости физических свойств интрузивных магматитов и окружающих образований.

Комплекс обычно разделяется на две фазы (не нашедших отражения на карте по условиям масштаба). Первая фаза представлена сиенитами, сиенит-порфирами, кварцевыми сиенитами, редко кварцевыми сиенит-порфирами, кварцевыми монцонит-порфирами, монцодиорит-порфирами и монцонитами. Сиенитами сложены три небольших тела, фрагменты которых фиксируются южнее оз. Карагайкуль и по обоим бортам р. Уй. Кварцевые сиениты образуют Шерамбаевский и Константиновский массивы. Во вторую фазу объединяются малые тела и штоки умереннощелочных лейкогранитов, лейкогранит-порфиров и гранитов, реже гранит-порфиров, находящиеся в секущих соотношениях с породами первой фазы, но пространственно ассоциирующие с ними. Как самостоятельные образования они формируют Краснинский, Аушкульский массивы и ряд более мелких тел.

Наиболее крупный – Шерамбаевский массив, имеющий площадь около 9 км<sup>2</sup>, расположен в 4 км северо-западнее д. Орловка, на левобережье р. Ниж. Иремель. Массив прорывает верхнедевонские–нижнекаменноугольные отложения, а также тектониты (меланж) войкарско-кемпирсайского комплекса и представлен монцодиоритами и кварцевыми сиенитами первой фазы. Контакты массива четкие, крутые с заливообразными изгибами. Исключение представляет восточный контакт. По геофизическим данным он довольно пологий с падением на восток. Характерным для пород монцодиорит-сиенит-лейкогранитовой формации является весьма разнообразный, но с определенной тенденцией меняющийся состав, что отражает длительность эволюционного процесса их становления. Однако их своеобразие сочетается с общностью минерального состава. Во всех породах, от монцодиоритов до сиенитов и умереннощелочных лейкогранитов, присутствуют кварц, плагиоклаз, биотит, роговая обманка, количество, соотношение и состав которых меняются постепенно. Плагиоклаз варьирует от андезина № 50 до альбита № 5. Роговая обманка повышенной щелочности появляется лишь в умереннощелочных лейкогранитах. Лейкограниты отличаются заметным преобладанием в составе калиевого полевого шпата (до 45%), при подчиненном – кварца (~35%), альбита (~20%) и очень малом количестве слюд. Образования комплекса прорывают и термально метаморфизуют вулканогенно-осадочные и осадочные отложения поляковской толщи, улутауской и зилаирской свит, а также сакмарские ультрабазиты. Экоконтактные изменения выражаются в окварцевании и осветлении серпентинитов, биотитизации цемента осадочных пород. Маломощные метасоматиты и гидротермалиты представлены лиственизитизированными и березитизированными породами, кварцевыми жилами.

По петрохимическим и геохимическим характеристикам балбукские образования практически идентичны соответствующим разновидностям мосовского комплекса. В сравнении с ними здесь чуть ниже коэффициент железистости и выше – индекс саличности В. С. Симпсона. Геологические

данные свидетельствуют о ранне-среднекаменноугольном возрасте балбукского комплекса, поскольку его интрузии прорывают зилаирскую свиту, а иногда фиксируются и в подошве кизильской свиты. Определения радиологического возраста уран-свинцовым и свинец-свинцовым методами по циркону колеблются в интервале от  $279 \pm 20$  до  $337 \pm 3$  млн лет [72], что не противоречит принятому времени формирования данного подразделения. С метасоматитами и гидротермалитами балбукского комплекса связано оруденение золото-сульфидно-кварцевой, медно-порфировой формаций, проявления асбеста, талька, магнезита.

**Тургоякско-сыроостанский комплекс гранодиорит-гранитовый** ( $\gamma\delta C_{1-2ts}$ ) включает массивы, состоящие из гранодиоритов, гранитов, реже кварцевых диоритов, диоритов и лейкогранитов; распространён в Бердяшко-Сыроостанской подзоне Зилаиро-Лемвинской зоны. На территории листа локализованы четыре массива – Сыроостанский, Тургоякский, Киалимский и Валежнинский; гранитоиды прорывают докембрийские отложения. Экзоконтактовые изменения выражаются ороговикованием пород в ореоле шириной до 150 м. В геофизических полях массивы выражены изометричными отрицательными магнитными аномалиями с характерными, мозаично расположенными, локальными повышениями поля от 400 до 100 нТл и отрицательными, также изометричной или овальной формы, аномалиями силы тяжести (20–25 мГал), объединяющимися в целом в аномальную зону северо-восточного простирания.

Наиболее крупный (площадью около 50 км<sup>2</sup>) Сыроостанский массив, являющийся петротипом, расположен восточнее г. Златоуст, в верховьях р. Сыроостан. Он прорывает среднерифейскую уреньгинскую свиту, имеет двухфазное строение (на карте не отражено). Петрографический состав массива характеризуется сложностью и пестротой, что обусловлено проявлениями процессов палингенеза, магматической дифференциации и послемагматического метасоматоза. Продуктами первой фазы становления интрузива являются гранодиориты, диориты, кварцевые диориты, с которыми ассоциированы разнообразные габброиды, в той или иной мере мигматизированные [218]. Образования второй фазы слагают основной объем интрузива, занимают центральную его часть и представлены среднезернистыми гранитами и лейкогранитами. Постмагматический этап характеризуется гидротермальными образованиями: кварцевыми и пегматитовыми жилами с маломощными околотрещинными грейзенизированными породами. Важным моментом в эволюции плутона, отмечаемым большинством исследователей, является наличие пород, имеющих доминирующую гнейсовидную полосчатость северо-западного простирания, дискордантную ориентации ГУР и отражающую один из завершающих этапов деформаций последнего.

По химизму образования сыроостанского комплекса соответствуют породам известково-щелочной серии. К геохимическим особенностям пород относятся избыток бария и стронция, а также дефицит рубидия на фоне ровного распределения других элементов, низкая концентрация редкоземельных элементов и отсутствие отрицательной европиевой аномалии. Редкоземельные константы вполне сопоставимы со средними значениями,

типичными для магматических пород, образующихся в коллизионной обстановке [228]. К настоящему времени нет единого мнения по поводу генезиса и возраста Сыростанского массива. Ранние представления Г. Б. Ферштатера [218], В. Н. Пучкова [184] позволяли отнести комплекс к габбро-монцонитовой серии, завершившей свое формирование в башкирское время и образующей цепочки плутонов, секущих уральское коллизионное сооружение. Последующие наблюдения в корневой части Сыростанского массива дают возможность рассматривать ее как зону анатектического магмообразования. Часто наблюдаемые меланократовые разновидности габбро интерпретируются как реститы, а граниты (локализованные обычно в виде жил) – как дифференциаты анатектического гранодиоритового расплава. Изотопно-геохимические исследования [228] гранитоидных массивов этого комплекса также показали многофазность Сыростанского и Тургоякского массивов с очевидными признаками взаимодействия расплавов кислого и основного состава. Ранне-среднекаменноугольный возраст устанавливается по данным изотопного Pb-Pb датирования –  $333 \pm 3$  млн лет для габбро и гранодиоритов;  $327 \pm 4$  млн лет – для гранитов.

### СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-СРЕДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

**Ахуново-карагайский комплекс лейкогранит-гранитовый** ( $\gamma C_{2ak}$ ) принадлежит к Восточно-Магнитогорской СФЗ; главные его массивы сосредоточены на севере и юге Гумбейской подзоны. Под таким названием, начиная с 1970-х годов, он описывался почти всеми исследователями. Петрография комплекса подробно освещена в геологосъемочных отчетах и публикациях.

По общему объему слагающих его тел комплекс является одним из крупнейших среди всех интрузивных подразделений рассматриваемого района [72]. Он расчленяется на две фазы (не нашедших отражения на карте масштаба 1 : 1 000 000). Петротип (Ахуново-Карагайский массив) состоит из двух тел: Ахуновского (северная часть массива), являющегося типовым для пород первой фазы, и примыкающего к нему с юга Карагайского, сложенного образованиями второй фазы. Размеры этого плутона на поверхности  $27 \times 15$  км, площадь около  $260 \text{ км}^2$ . Почти вплотную к нему с востока располагается небольшая ( $30 \text{ км}^2$ ) Суясковская интрузия, а северо-восточнее – Уйскоборский массив площадью более  $150 \text{ км}^2$ ; они также сложены породами обеих фаз комплекса.

Первая фаза включает в себя гранодиориты, биотит-амфиболовые граниты, в подчиненных количествах – плагиограниты, а также дайки плагиогранит-порфиров, локализованные среди названных пород. Ко второй фазе относятся биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и лейкограниты. Преобладающими структурными разновидностями гранитов являются среднезернистые, мелко-среднезернистые и средне-мелкозернистые; иногда среди них обособляются поля преобладания порфировидных и средне-крупнозернистых пород. Для пород характерны интенсивные грейзенизация, мусковитизация и ожелезнение. Гранитоиды пересечены многочисленными разноориентированными кварцевыми жилами мощностью до 3 м.

Процессы разнофациального контактового метаморфизма проявлены максимально, зоны ороговикования достигают сотен метров. Северо-западный контакт Ахуновского массива и юго-восточная граница Уйскоборского плутона представляют собой разрывные нарушения. Отдельные зоны бластокатаклизитов наблюдаются и внутри Карагайского массива, особенно в южной его части. На геофизических картах любого масштаба образования ахуново-карагайского комплекса отчетливо выделяется отрицательными аномалиями гравитационного и магнитного полей.

Согласно петрохимическим характеристикам породы соответствуют тоналитам, гранодиоритам и плагиогранитам известково-щелочной серии с калиево-натриевым типом щелочности. Распределение нормированных концентраций РЗЭ представлено крутыми отрицательными трендами, соответствующими весьма высокой степени фракционирования РЗЭ (отношение  $La/Yb > 50$ ). Европейский минимум отсутствует (как и в других каменноугольных комплексах тоналитового ряда) отсутствует. В ряду «гранодиориты – адамеллиты – биотитовые граниты – лейкограниты» увеличиваются коэффициент глиноземистости, щелочность и содержание Pb, Mo, Nb, Rb, Th; уменьшаются коэффициент титанистости, общая железистость, магнезиальность, известковистость, фосфористость, концентрации V, Co, Sr.

Возраст гранитоидов ахуново-карагайского комплекса надежно определен во многих пунктах изохронными радиоизотопными методами: уран-свинцовым, рубидий-стронциевым, самарий-неодимовым [72]. Измеренные значения колеблются в небольших пределах: 310–306,8 млн лет для пород первой фазы, 304–300 млн лет – для второй фазы, что в целом соответствует рубежу башкирского и московского веков. С гидротермалитами комплекса связано оруденение золото-кварцевой малосульфидной и золото-шеелит-кварцевой формаций.

**Варшавский комплекс гранит-монцолейкогранитовый** ( $\gamma C_{2v}$ ) слагают граниты биотитовые мезократовые и лейкократовые, реже лейкограниты, плагиолейкограниты, монцограниты. Комплекс развит в Алапаевско-Адамовской СФЗ, на востоке листа. Отдельными исследователями предполагается, что наиболее древние проявления гранитоидного магматизма относятся еще к позднему протерозою. Данные образования восточнее территории (в Первомайском массиве) образуют выходы гранитогнейсов и мигматитоподобных пород, как бы секущихся «собственно интрузивными варшавскими» гранитами. Распространение комплекса на территории ограничено Ларинским массивом площадью около 7 км<sup>2</sup>. Интрузия прорывает среднерифейские объединенные верхнесаитовскую и игишскую свиты, образуя ксенолиты внутри массива. Преобладающими среди магматитов являются среднезернистые и мелко-среднезернистые биотитовые мезократовые и лейкократовые граниты, менее развиты лейкограниты и плагиолейкограниты. Это определяет формационную близость пород к гранитоидам вышеописанного ахуново-карагайского комплекса, с которыми наблюдается и петрохимическая близость. Варшавские гранитоиды отличаются лишь несколько большей магнезиальностью, повышенными содержаниями Se (в 2 раза), Nb (в 2–2,5 раза) и Y (в 2–3 раза), меньшими (1,5–3 раза) концентрациями U и Th. Радиоизотопная дата получена уран-свинцовым

изохронным методом при ГДП-200 [87] –  $314 \pm 7$  млн лет; возраст, определенный в том же пункте рубидий-стронциевым методом, составил 258, 262–281 млн лет и, вероятно, является «омоложенным». Предполагается генетическая связь комплекса с хрусталеносной кварцевожильной формацией, а также амфибол-асбестовым, тальковым оруденением.

**Степнинский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый** распространен в Восточно-Уральской СФЗ; в нем выделены две фазы. Первая фаза ( $\mu\delta P_1st_1$ ): монцодиориты, граносиениты, кварцевые монцодиориты, монцониты; вторая ( $\gamma P_1st_2$ ): граниты и лейкограниты.

Умереннощелочные магматиты первой фазы слагают юго-западную краевую часть Джабыкской интрузии, дугообразно охватывая образования другого пермского комплекса – джабыкско-санарского. Массив выражен наиболее крупной отрицательной аномалией силы тяжести, морфология которой показывает, что на глубине размер интрузии значительно больше, чем на поверхности при общей её мощности – около 5 км [170]. Магнитное поле массива неоднородно: гранитоидам степнинского комплекса отвечают несколько повышенные его значения, в то время как гранитоиды центральной части массива чаще характеризуются слабо пониженными значениями. Рассматриваемые породы круто погружаются под образования джабыкско-санарского комплекса; падение подчеркивается хорошо проявленными в них плоскостными структурами течения. Гранитоиды прорывают рымникскую свиту, отложения которой превращены в экзоконтакте в биотит-роговообманково-плагиоклаз-кварцевые сланцы (микрogneйсы).

В составе первой фазы комплекса преобладают монцодиориты и граносиениты, реже встречаются кварцевые монцодиориты, иногда – монцониты. Породы близки к образованиям первой фазы кацбахского комплекса. Они состоят из крупных таблитчатых кристаллов полевого шпата (от 5–15 до 50–80%) и крупно-среднезернистой гипидиоморфнозернистой, иногда аллотриоморфнозернистой основной массы. Порфириовидные выделения обычно представлены решетчатым микроклином с включениями реликтов плагиоклаза (№ 26), иногда слагающего зерна полностью. Основная масса состоит (%) из зерен плагиоклаза (20–40), неправильных зерен кварца (15–20), решетчатого микроклина и микроклин-пертита (10–50), среди которого встречаются мелкие кристаллы плагиоклаза, иногда присутствуют мирмекитовые вроски кварца, чешуйки или их сростки биотита (5–30), роговой обманки (не более 3–5). Из аксессуариев развиты сфен, апатит, циркон, ортит, титаномagnetит. Фигуративные точки этих пород на классификационной диаграмме TAS группируются преимущественно в поле умереннощелочных пород, насыщенных кремнеземом, выше тренда неплюевского и варшавского комплексов. Характерно также заметное обогащение пород калием [170] и обнаруживается тенденция к снижению концентраций глинозема и кальция, но существенно обогащение фосфором, что отражает высокое содержание апатита. Геохимические отличия комплекса от неплюевского и варшавского комплексов проявлены и в распределении элементов-примесей. Отчетливо выражено общее обогащение пород Rb, Sr, Ba, Nb, Ta, Th и легкими РЗЭ.

Представителем второй фазы на площади листа является Уйский массив, который находится у восточной рамки листа и имеет площадь около 40 км<sup>2</sup>. Массив сложен биотитовыми гранитами, обычно средне-мелкозернистыми, в эндоконтактной части – порфиroidными. Граниты прорывают отложения каменной толщи, ультрамафиты чебаркульско-кацбаевского комплекса. Зоны ороговикованных вмещающих пород достигают иногда десятков метров. Изотопные датировки Rb-Sr и K-Ar методами имеют широкие вариации – от 278±10 до 247,9 млн лет (ранняя–поздняя пермь). В серийной легенде установлен раннепермский возраст. С комплексом связано оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации и золото-серебряная минерализация.

**Султаевский комплекс умереннощелочных гранитоидов ( $\epsilon\gamma P_1 S/I$ )** включает в себя умереннощелочные биотитовые граниты, реже граносиениты, кварцевые сиениты и гранодиориты. Комплекс слагает Кацбахский массив, вытянутый в северо-западном направлении на 20 км, а также его западный сателлит. Массиву соответствует крупная отрицательная аномалия силы тяжести клиновидной формы, почти полностью повторяющая в плане форму массива и знакопеременное значение аномалии магнитного поля интенсивностью от –100 до +250 гамм. Как магнитное, так и гравитационное поле в пределах массива неоднородное, что, по-видимому, свидетельствует о сложном внутреннем строении массива. На глубине он имеет сложную клиновидную форму. Падение западного контакта западное под углами 40–45°, а ниже 1,8 км – восточное под углом 50°. Восточный контакт в верхней части падает круто на запад, а на глубине в первые километры – полого на восток и юго-восток. Контакты массивов неровные с многочисленными заливообразными апофизами. Гранитоиды прорывают разновозрастные (от ордовика до раннего карбона) образования Верхотурско-Новооренбургской зоны. Все они в обрамлении массивов метаморфизованы в зеленосланцевой фации. В зоне контактов мощностью до нескольких сот метров степень перекристаллизации пород максимальна. При ГСР-200 [78] в составе комплекса выделены две фазы становления пород (не отраженные в масштабе 1 : 1 000 000). К первой отнесены граносиениты, реже кварцевые сиениты и гранодиориты краевой части массива. Вторая фаза представлена умереннощелочными биотитовыми гранитами.

Граносиениты, гранодиориты, кварцевые сиениты первой фазы образуют непрерывный ряд. Это серые, буровато-серые породы, состоящие из таблитчатых кристаллов размером до 1–5 см полевого шпата (5–15%, иногда до 50–80%) и крупно-среднезернистой гипидиоморфнозернистой, иногда аллотриоморфнозернистой основной массы. Порфировые выделения обычно представлены решетчатым микроклином с включениями реликтов плагиоклаза (№ 26). Очевидно реакционное замещение. В гранодиоритах отмечается практически незамещенный плагиоклаз. Основная масса пород состоит из зерен таблитчатой или неправильной формы плагиоклаза (20–40%) двух генераций (ранний – серицитизированный и поздний – чистый с тонкими полисинтетическими двойниками), неправильных зерен кварца (15–20%), решетчатого микроклина и микроклин-пертита (10–50%), среди которого встречаются мелкие кристаллы плагиоклаза, иногда присутствуют



мирмекитовые вросстки кварца, чешуйки или их сростки биотита (5–30%), роговой обманки (не более 3–5%). Для развитых локально гранодиоритов характерен существенно роговообманково-плагиоклазовый состав. Граносиениты и кварцевые сиениты существенно биотит-микроклиновые. При высоком содержании кварца породы близки к гранитоидам второй фазы.

Биотитовые умереннощелочные граниты второй фазы имеют типовой относительно постоянный состав. В Кацбахском массиве довольно широко развиты пегматиты, структуры которых от мелкозернистых до гигантозернистых. Акцессорные минералы в породах комплекса – сфен, магнетит, гранат, ильменит, рутил, анатаз; встречаются торит, пирит, колумбит, ксенотим, золото, флюорит, турмалин, гранат, кианит. Вблизи кварцевых жил отмечаются шеелит, вольфрамит, флюорит, в интенсивно мусковитизированных разностях – монацит. Самыми молодыми образованиями, которые прорываются гранитоидами кацбахского комплекса, являются вулканы и вулканогенно-осадочные породы полоцкой толщи. Ряд датировок К-Аг методом указывает на позднепалеозойское время становления пород комплекса. Г. Б. Ферштатером и др. [45] U-Pb методом по циркону установлен возраст гранитов в  $290 \pm 4$  млн лет, что соответствует ранней перми.

**Атлянский комплекс гранит-лейкогранитовый** ( $1\gamma P_{1a}$ ) представляют лейкограниты и лейкократовые гранодиориты, а также (реже) граниты биотитовые и гранодиориты; присутствуют дайки лейкократовых гранитов и гранит-порфиров (не отраженные на карте). Комплекс относится к Восточно-Уральской СФЗ, развит на севере зоны ГУР, в бассейне верхнего течения р. Атлян, где представлен одноименным массивом. Атлянский массив площадью 27 км<sup>2</sup> имеет округлую форму, прорывает зилаирскую и березовскую свиты. Контакты четкие, крутые. Экзоконтактовые изменения незначительны, выражены в ороговиковании, мраморизации и скарнировании пород в ореолах шириной не более 100 м. Эрозионным срезом массив вскрыт на 1–1,5 км. В геофизических полях массив выражен изометричными отрицательными магнитной аномалией (до 400 нТл) с характерными мозаично расположенными локальными повышениями поля (до 200 нТл) и аномалией силы тяжести (7–8 мГал). Центральная часть сложена лейкократовыми и биотитовыми гранитами, эндоконтактовые части – мезократовыми и лейкократовыми гранодиоритами. В южном эндоконтакте гранодиориты приобретают мелкозернистое строение, часто имеют порфировидную структуру и пятнистое распределение цветных минералов, иногда встречаются ксенолиты вмещающих пород. Переходы между разностями внутри массива и в эндоконтакте плавные, без резко выраженных границ. Гранитоиды прорваны мелкими дайками лейкократовых гранитов и гранит-порфиров. По химизму гранитоиды соответствуют породам известково-щелочной серии.

Раннепермский возраст гранитоидов комплекса определяется по геологическим данным, поскольку они прорывают стратифицированные отложения зилаирской и уртазымской свит. Определения радиологического возраста калий-аргоновым методом по биотиту колеблются в интервале от  $295 \pm 13$  до  $335 \pm 18$  млн лет [66].

**Джабыкско-санарский комплекс гранитовый** раннепермский также принадлежит к Восточно-Уральской СФЗ; за петротип принят Джабыкский массив. Кроме него комплекс слагают тела биотитовых гранитов в Суундукском плутоне, где самое крупное из них имеет размер  $30 \times 19$  км (Аландский массив) и занимает практически всю южную часть плутона. Еще три значительных массива (Амурский, Морозовский и Свободненский) располагаются в северной его половине. В магнитном поле комплекс практически не выражен, а в гравитационном поле ему соответствует глубокий минимум.

При ГДП-200 комплекс расчленен на две фазы; первая – мелкозернистые биотитовые граниты ( $\gamma P_1 ds_1$ ); вторая – средне- и крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты, реже лейкограниты и аплитовые граниты ( $\gamma-l\gamma P_1 ds_2$ ), а также дайки гранит-порфиров, аплитов и пегматитов ( $\gamma\pi P_1 ds_2$ ). Контакты гранитов преимущественно отчетливо интрузивные. Вдоль тектонических контактов породы разгнейсованы.

Биотитовые граниты первой фазы в пределах Суундукского плутона слагают несколько мелких тел, обычно в экзоконтактах гранитов второй фазы. Это однородные светло-серые массивные мелкозернистые породы. Структура их равномернозернистая, реже – слабопорфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой. Граниты состоят (%) из плагиоклаза (30–35), кварца (28–35), микроклина (25–38) и биотита (2–5), реже присутствует мусковит. Из акцессорных минералов характерны циркон, апатит и монацит [87].

Граниты второй фазы в целом также однородны и близки по составу к мелкозернистым гранитам первой фазы. Они состоят из ксеноморфных зерен (неправильной формы) кварца – 25–30%, изометричных кристаллов решетчатого микроклина – 30–35%, идиоморфных или неправильной формы зерен олигоклаза (иногда замещенного альбитом и серицитом) – 30–35%; биотит составляет около 5% объема породы. В двуслюдяных разностях количество мусковита не превышает 1–2%. Из акцессорных минералов присутствуют: циркон, апатит и монацит.

Кислые магматиты комплекса содержат 71–76%  $SiO_2$ ; 4,5–5,5%  $K_2O$  и слабо пересыщены глиноземом:  $A/CNK = 1,0–1,2$ . Суммарная щелочность колеблется в пределах 7–9%. Распределение пород по кремнекислотности имеет четкий бимодальный характер с максимумами в областях гранитов и лейкогранитов. В лейкогранитах понижены содержания практически всех остальных элементов, кроме калия. Распределение элементов-примесей, как правило, соответствует пределам, которые характерны для биотитовых гранитов. Однако, в отличие от плутонотипических гранитов Джабыкского массива, в гранитах Суундукского плутона наблюдается четкий Zr минимум, связанный, видимо, с фракционированием циркона. Нормированный спектр РЗЭ характерен для гранитов ( $La/Yb = 25–56$ ), с отчетливым обогащением легкими РЗЭ, резким дефицитом тяжелых РЗЭ и отрицательной европиевой аномалией. Изотопные K-Ar датировки гранитов в 276–294 млн лет отвечают раннепермскому возрасту комплекса [87]. Rb-Sr изохроны гранитов отдельных интрузивных тел дают оценки

возраста от 255,4 до 288,9 млн лет. С комплексом связаны бериллиеносные пегматиты и шеелитовое оруденение.

**Балканский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый гипабиссальный** ( $\mu\delta\text{-}\epsilon\gamma P_1 b$ ) включает монцодиориты, монцониты, граносиениты? реже сиениты, кварцевые монцониты, кварцевые сиениты, умереннощелочные граниты; относится к Восточно-Уральской СФЗ. Он наиболее полно проявлен в Новобуранном и Балканском (петротип) массивах, прорывающих отложения среднего и верхнего девона Гумбейской подзоны. Массивам соответствуют отрицательные аномалии поля силы тяжести, осложняющие субмеридиональную градиентную зону. Контакты с вмещающими породами крутые, рвущие, с многочисленными инъекциями и апофизами. Кроме них известны выходы еще ряда очень мелких тел.

При ГДП-200 комплекс расчленен на две фазы, не картируемые при масштабе 1 : 1 000 000. Породы первой фазы характеризуются резко повышенной щелочностью: монцодиориты, монцониты, реже сиениты, кварцевые монцониты и кварцевые сиениты. Породы второй фазы – гранитоиды слабо повышенной щелочности: граносиениты, умереннощелочные граниты.

Монцодиориты, монцониты, реже сиениты, монцогаббро, кварцевые монцониты и кварцевые сиениты первой фазы наиболее хорошо обнажены в небольшом массиве близ устья р. Солодянка, но развиты и в других массивах. Это серые мелкозернистые породы, состоящие (%) из плагиоклаза – 15–50, пертитового калиевого полевого шпата – 10–50, клинопироксена – 10–25, биотита – 3–15, амфибола – 5–20, оливина – от 0 до 10–15 (в монцогаббро), кварца – от 0 (в монцогаббро и наиболее основных монцонитах) до 5, редко – 10. Акцессорные минералы – апатит, титаномагнетит, сфен [83].

Породы второй фазы, преобладающие в большинстве массивов – граносиениты и умереннощелочные граниты биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые – характеризуются менее резко повышенной щелочностью, чем образования первой фазы. Состоят (%) из плагиоклаза (олигоклаз, реже андезин) – до 50, щелочных полевых шпатов (ортоклаз, пертит, редко микроклин) – 25–30, кварца – 15–25, темноцветных (биотит, роговая обманка, редко клинопироксен) – 5–10. Акцессории – апатит, сфен, титаномагнетит.

По-видимому, ряд пород комплекса образовался за счет дифференциации, которая шла с обогащением расплавов кремнеземом и относительным обеднением калием в результате ранней кристаллизации высокотемпературных щелочных полевых шпатов. В Новобуранном массиве присутствуют ксенолиты (размером от 0,5 см до 10 м) шонкинитов, состоящих (%) из клинопироксена (40–55), биотита (30–40), ортоклаза (3–5), оливина (1–5) и апатита (до 3), а также титаномагнетита, пирита, сфалерита, блеклой руды и рутила [83].

Для гранитоидов характерны относительно низкая кремнеземистость при повышенной титанистости, кальциевости и щелочности калиево-натриевого типа, Содержания РЗЭ достаточно высокие при отчетливом преобладании легких. В частности, кварцевый монцодиорит из первой фазы содержит: La – 44, Ce – 95, Nd – 42, Sm – 6,9, Eu – 1,9, Tb – 0,98, Yb –

1,7, Lu – 0,24. В целом особенности гранитоидов балканского комплекса позволяют отнести их к «I-типу». В пользу этого также свидетельствует их отчетливая редкометалльная специализация. Породы основных фаз комплекса прорваны постмагматическими кварцевыми, кварц-карбонатными и кварц-полевошпатовыми жилами с сульфидами. В приконтактных зонах вмещающие породы ороговикованы, скарнированы, иногда рассланцованы. Развита гумбеиты, роговообманково-полевошпат-кварцевые, родонит-гранат-кварцевые, гранат-кварцевые, амфибол-гранат-кварцевые, гиперстен-биотит-полевошпатовые роговики и скарнированные породы.

Возраст гранитоидов Новобуранного массива по двум цирконовым датировкам (альфа-свинцовым методом) определен как  $290 \pm 25$  и  $320 \pm 30$  млн лет. Калий-аргоновым методом получена дата 283 млн лет, а в последние годы А. А. Краснобаевым – ряд датировок в диапазоне 278–325 млн лет. В. М. Горожаниным по пробам из Новобуранного массива (рубидий-стронциевый изохронный метод) рассчитан возраст  $285 \pm 5$  млн лет при  $I_{Sr} = 0,70405 \pm 0,00007$ , СКВО – 1,61. По совокупности проб из Новобуранного и Балканского массивов получены близкие данные, но с большими отклонениями:  $T = 289 \pm 13$  млн лет,  $I_{Sr} = 0,70404 \pm 0,00005$ , СКВО – 6,27 [82]. С комплексом связано оруденение шеелит-скарновой и золото-шеелит-кварцевой формаций.

**Ямантауский комплекс габбродолерит-пикритовый гипабиссальный** ( $v\beta P_{IV}$ ) объединяет меланократовые габбродолериты, долериты, пикродолериты и пикриты, слагающие дайки, распространенные вдоль зоны Караташского разлома и прорывающие отложения рифея. Мощность тел от 10 до 50 м, протяженность – от 100 м до 12 км; строение их симметрично-зональное. Это обычно темно-зеленые массивные породы с габбропойкилоофитовой, пойкилоофитовой и долеритовой структурой. В контактных зонах они приобретают порфирировые структуры, а вмещающие образования там ороговикованы. Габброиды состоят из плагиоклаза (лабрадор-битовнита или битовнита, пятнисто замещенных эпидотом, иногда хлоритом) и клинопироксена (авгита), часто с маломощными каемками буровато-коричневой роговой обманки. Темноцветные минералы частично замещаются бледно-зеленой роговой обманкой. В редких зернах авгита отмечаются пойкилитовые единичные включения оливина и гиперстена, замещенные до реликтов агрегатами вторичных минералов. Из акцессорных минералов присутствуют титаномагнетит, редко – апатит. Содержание клинопироксена несколько преобладает над плагиоклазом. В интерстициальных пространствах иногда присутствует кварц в микрографическом срастании с плагиоклазом.

Породы комплекса по химизму относятся к глиноземистым разностям с натриевым типом щелочности и занимают переходное положение между континентальными толеитами и базальтами. По сравнению с кларками в них отмечаются повышенные содержания меди (205 г/т, Кк – 2), а содержания кобальта, никеля, хрома, ванадия и цинка находятся на уровне кларковых.

Возраст комплекса К-Аг методом определяется в диапазоне от 390 до 530 млн лет. В петротипической местности проведено опробование двух

даек. Первая сложена меланократовыми габбродолеритами, вторая – лейкократовыми их разновидностями. В первом случае изотопная датировка цирконов по валовой пробе составила  $284 \pm 2$  млн лет, по втором по валовой пробе из габбродолеритов –  $292 \pm 2$  млн лет. Таким образом, возраст комплекса соответствует сакмарскому веку перми.

**Колымбаевский комплекс лампроит-лампрофировый гипабиссальный** ( $\chi T_1 k$ ). Крутопадающие маломощные сближенные дайки лампрофиров и лампроитов, прорывающие шумилинскую свиту на правом берегу Верхнеуральского водохранилища, сгруппированы в названный таксон. Линейные тела простираются в западном направлении. Породы обычно массивные темно-серые (до почти черных) с зеленоватым или буроватым оттенком, преимущественно порфировидные, часто с отчетливо проявленной лампрофировой структурой, обусловленной идиоморфизмом слюды. При большом разнообразии составов по петрографическим особенностям выделяются мончикиты (щелочные ультраосновные бесполовошпатовые лампрофиры), камптониты (альбитсодержащие лампрофиры), саннаиты (щелочные существенно калиевые лампрофиры основного состава), минетты (основного, реже среднего состава) и керсантиты (среднего, реже основного состава). Между выделенными группами существуют постепенные переходы, что отражено и в значительных вариациях химизма. К комплексу также отнесена единственная дайка лампроитов на левобережье р. Яндык, прорывающая рифейские отложения. Мощность тела не превышает 1 м, протяженность – до 25 м. С дайкой связано проявление алмазов [263]. До последнего времени по геохронологическим данным (K-Ar и Rb-Sr методы) возраст описываемых образований определяется в широком диапазоне (198–240 млн лет). По серии проб лампрофиров Б. В. Беляцким получена (рубидий-стронциевым методом) изохрона с парметрами:  $T = 308 \pm 15$  млн лет,  $СКВО = 1,76$ ,  $J_{Sr} = 0,7046 \pm 1$ . Таким образом, не исключено, что данный комплекс формировался в течение всего позднепалеозойского времени [78].

**Малочекинский комплекс монцонит-щелочносиенит-щелочногранитовый** ( $E\gamma T_2 m\epsilon$ ) образуют щелочные граниты, щелочные граносиениты, щелочные сиениты, реже монцониты и монцодиориты. Эти породы слагают небольшие (до  $4 \times 7$  км) массивы на юге Восточно-Магнитогорской зоны (Чекинский, Богдановский, Грязнушинский и др.). В плане интрузии вытянуты меридионально, располагаясь в виде двух параллельных цепочек, и приурочены к взбросо-сдвигам с крутым падением сместителя на запад. Тектонические контакты сопровождаются зонами расланцевания и катаклаза, интрузивные – ороговикованием. В геофизических полях тела обычно выражены локальными минимумами гравитационного поля и повышенными значениями магнитного поля.

При ГДП-200 комплекс расчленен на три фазы (здесь они не выделяются). Первая включает монцодиориты и монцониты, вторая – щелочные сиениты, третья – щелочные граниты и щелочные граносиениты [87]. Породы комплекса резко отличаются от других кислых магматитов наличием щелочных темноцветных минералов (15–30%): амфиболов ряда феррорихтерит–рибекит–арфведсонит и пироксенов ряда эгирин–геденбергит;

эти минералы присутствуют в породах в разных соотношениях. Кроме амфибол-пироксеновых разновидностей встречаются чисто амфиболовые и чисто пироксеновые. Эгирины, как правило, высокотитанистые, с повышенными концентрациями циркония.

На большинстве петрохимических диаграмм достаточно четко выделяются группы пород, соответствующие фазам внедрения. В гранитоидах комплекса отмечаются высокие содержания щелочей, причем содержания  $K_2O$  с увеличением кислотности увеличиваются, а  $Na_2O$  – уменьшаются. На диаграмме TAS практически все точки составов попадают в область щелочных пород. Соотношения оксидов титана и кремнезема, магния и кремнезема связаны стандартными трендами для магматических пород. Западная и восточная ветви массивов комплекса хорошо разделяются на диаграммах, отражающих щелочность пород. При том, что все гранитоиды имеют K-Na тип щелочности, породы западной ветви ближе к натриевому типу, а восточной – к калиевому. Более того, на диаграмме  $K_2O-SiO_2$  точки гранитоидов западной ветви расположены в полях известково-щелочной серии, а породы восточной ветви – в высококалиевой. Графики распределения нормированных концентраций РЗЭ различных массивов близки между собой и характеризуются неглубоким европиевым минимумом и очень пологим наклоном, который связан с высокими концентрациями тяжелых РЗЭ. Несмотря на очевидную близость Чекинский массив несколько отличается аномально высокими концентрациями тяжелых РЗЭ. Суммарные содержания редких земель в породах часто превышают 300 г/т, достигая 550 г/т. Концентрации микроэлементов с большими ионными радиусами и легких лантаноидов примерно соответствуют таковым в верхней коре, а концентрации высоkozарядных и тяжелых РЗЭ существенно их превышают. Породы резко обеднены стронцием. Спайдерграммы для всех массивов сходны между собой, за исключением Чекинского массива, в породах которого наблюдается существенный циркониевый максимум, связанный с большим количеством акцессорного циркона. В целом конфигурация спайдерграмм нормированных содержаний микроэлементов для щелочных гранитоидов повторяет график верхней коры, но при этом располагается почти на порядок выше. Эти данные свидетельствуют о том, что щелочные гранитоидные расплавы имели существенно обогащенный источник, который претерпел предварительную флюидную подготовку со значительным привнесом калия и высоkozарядных элементов.

В настоящее время получено пять Rb/Sr минеральных изохрон по валовым пробам, полевым шпатам и щелочным амфиболам (млн лет): щелочные сиениты –  $223 \pm 10$  (СКВО = 0,39); щелочные граносиениты –  $238 \pm 19$  (1,14); щелочные граниты:  $226,1 \pm 4$  (0,81);  $229,3 \pm 2,1$  (0,082);  $229,7 \pm 3,6$  (1,4). Расчет по пяти валовым пробам дает изотопный возраст  $237 \pm 21$  млн лет, который и является, вероятно, наиболее достоверным [87]. Комплекс выступает благоприятной средой для формирования редкоземельных кор выветривания.

---

---

## ТЕКТОНИКА

### ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Рассматриваемая территория включает фрагменты двух крупнейших тектонических единиц – Восточно-Европейской древней (эпикарельской) платформы (ВЕП) и Урало-Монгольского складчатого пояса (УМСП). Первая из них охватывает здесь восточную периферию Русской плиты, вторая представлена южной частью «урало-новоземельского» сегмента названной линейной структуры.

**«Тектонический разрез».** Русская плита, как и все подобные структуры, имеет фундамент (залегающий здесь на разных глубинах) и весьма слабо дислоцированный осадочный чехол, относящийся к верхнему структурному этажу ВЕП. Особенностью стабильных континентальных платформ является неравномерное распределение по площади отложений различных систем, отделов («географические несоответствия») и частые перерывы в осадконакоплении (стратиграфические несогласия). Наиболее крупные перерывы ограничивают структурные яруса, менее значительные отмечают подъяруса. Принято выделять четыре структурных яруса: рифейский, вендско-нижнедевонский, нижнедевонско(эмсско)-триасовый и юрско-четвертичный. В пределах листа N-40 фиксируются (в т. ч. установлены прямыми наблюдениями в скважинах) все упомянутые элементы; на картографическую поверхность выходят структурно-вещественные комплексы (СВК), принадлежащие лишь к двум самым «молодым» ярусам. На тектонической схеме отражено и более дробное (подъярусное) деление, в частности, пермско-триасовый подъярус третьего снизу яруса; самый верхний ярус расчленяется на юрско-палеоценовый и эоцен-нижнеплиоценовый подъяруса (плиоцен-четвертичные образования показаны на одноименной карте).

В пределах западного сегмента УМСП традиционно выделяются четыре структурных этажа. Каждому из них отвечают крупные ассоциации структурно-вещественных комплексов, отражающие главнейшие тектонические эпохи, а границы между ними фиксируются значительными перерывами в осадконакоплении (обычно сопровождающиеся пенепленизацией и корообразованием) с региональными угловыми и азимутальными несогласиями. Этажи подразделяются на структурные яруса, ограниченные также региональными, но стратиграфическими несогласиями, а те, в свою очередь – на подъяруса, рубежи между которыми отмечены сменой вертикальных

формационных рядов, нередко с локальными размывами в основании. Возрастные границы между всеми названными элементами, как правило, скользящие, что вызвано не вполне одновременным вступлением тех или иных крупных частей территории в определенные стадии своего развития. Образования нижнего (дорифейского) этажа доступны для визуального изучения на ограниченных пространствах – преимущественно на северо-востоке листа. Во втором (рифейско-среднекембрийском, или «байкальском») этаже выделяются четыре структурных яруса: нижнерифейский, среднерифейский, верхнерифейско-нижневендский и вендско-среднекембрийский; почти все они (кроме разве что первого) развиты на поверхности достаточно широко. Третий снизу (каледоно-герцинский, или «уральский») этаж представлен здесь всеми тремя ярусами: верхнекембрийско-нижнедевонским, девонско-среднекаменноугольным и среднекаменноугольно-триасовым. Мезозойско-кайнозойский структурный этаж (на тектонической схеме дается без расчленения) принято подразделять на верхнетриасово-эоценовый и олигоцен-четвертичный ярусы. Все названные элементы дифференцируются обычно до подъярусов, однако по условиям масштаба на ГК-1000/3 последние не представлены.

**Структурно-формационная зональность** является выражением латерально-пространственных (площадных) особенностей «эволюционных» этапов формирования СВК; этому отвечает такое используемое в литературе понятие как «первично-тектонические формы». Под ними понимаются *прогибы, поднятия* и т. д., обусловленные тектоническими причинами (долгоживущие структурные швы, вулканотектоника, эпейрогенические движения и др.) и запечатленные в мощностях отложений, составе геологических таксонов, характере их смены по латерали, своеобразии конседиментационных дислокаций и т. пос. Отражением «первичной тектоники» в современной структуре являются структурно-формационные (структурно-фациальные) мегазоны (мегаобласти), зоны (области), подзоны (подобласти), районы. Районирование проводится отдельно по крупным возрастным интервалам, отражающим тектонические эпохи (или главные их этапы) и весьма специфично для платформ, с одной стороны, и складчатых сооружений – с другой.

Дорифейские образования на Урале отдельно не районированы ввиду крайней ограниченности распространения на поверхности (и доступных для изучения глубинах), а также зачастую «спорного» их возраста. Соответствующие подразделения помещаются (по месту своей локализации) в те или иные элементы схемы районирования рифея–среднего кембрия. Для байкалид данного сегмента УМСР наиболее крупные подразделения таксономического ряда – мегазоны – не выделяются по целому ряду причин (используются условные классификационные термины). Среди структурно-формационных зон (СФЗ) на описываемой территории представлено пять (три наиболее восточные из них в площадь листа входят лишь небольшими фрагментами). Они различаются полнотой доверхнекембрийского разреза (наиболее представительная – Башкирская СФЗ, дифференцируемая на три подзоны), а также (в целом для Южного Урала) наличием или отсутствием среди континентально-рифтовых образований интрузивных формаций,



основностью и щелочностью вулканитов в стратифицируемых парагенезах, составом платформенных осадочных таксонов (наибольшая карбонатность – в Западно-Башкирской подзоне), углеродистостью терригенных отложений (максимум – в Сысертско-Ильменогорской и Пластовско-Суундукской СФЗ). Большинство доордовикских формаций и парагенезов относится к «метаморфизованному». Архейско-раннепротерозойским образованиям отвечают три надформации: мигматит-амфиболит-гнейсовая, пироболит-гранулит-гнейсовая и эндербит-чарнокитовая.

Все таксоны позднекембрийско-каменноугольного («доорогенного») возрастного интервала в пределах Уральской складчатой системы дифференцируются здесь на четыре структурно-формационные мегазоны (СФМЗ): Западно-Уральскую, Тагильскую, Магнитогорскую и Восточно-Уральскую. Главным критерием их выделения является тип и возраст коры, на которой формировались их вещественные комплексы данного уровня. Для первой мегазоны субстрат континентальный допозднекембрийский; для второй – океанический раннепалеозойский; для третьей – тоже океанический, но «двухстадийный» (ордовикский и раннедевонский); для четвертой – «смешанный» докембрийско-раннепалеозойский.

Каждая мегазона состоит из двух-трех структурно-формационных зон (Тагильская СФМЗ представлена здесь одним изолированным районом, относимым к Западно-Тагильской СФЗ), которые определяются типом обобщенного разреза, наличием (или отсутствием) и особенностями магматизма и метаморфизма.

В Западно-Уральской мегазоне выделяются *Бельско-Елецкая СФЗ* (терригенно-карбонатный тип разреза с преобразованием пород в основном на уровне диагенеза и почти полная амагматичность; отвечает палеогеодинамическим обстановкам шельфа) и *Зилаиро-Лемвинская СФЗ* (кремнисто-терригенный тип разреза, относительно слабо проявленный магматизм и, за редким исключением, весьма слабо – метаморфизм; формации накапливались в последовательно сменяющихся условиях континентального рифтогенеза, континентального склона и подножия, флишевых прогибов).

Тагильская и Магнитогорская (с *Западно-Магнитогорской* и *Восточно-Магнитогорской* СФЗ) мегазоны характеризуются осадочно-вулканогенным типом разреза, широко проявленным гипабиссальным магматизмом, сравнительно слабым динамотермальным и интенсивным дислокационным метаморфизмом; формации отвечают обстановкам океанического рифтинга, островодужных систем (разновозрастных) и активной континентальной окраины. Наиболее заметным отличием Восточно-Магнитогорской СФЗ является отсутствие ордовикско-силурийских стратиграфических и интрузивных подразделений.

Для Восточно-Уральской СФМЗ (с двумя зонами на листе N-40: *Верхотурско-Новооренбургской* и *Алапаевско-Адамовской*) свойственен очень пестрый «полиформационный» (в целом вулканогенно-осадочный) характер обобщенного разреза, интенсивный интрузивный магматизм различной глубинности, основности и щелочности, разнотипный и разнофациальный метаморфизм; формации соответствуют сменяющимся обстановкам континентального рифтинга, микроконтинентов и вулканоплутонических поясов.

Выделяемые структурно-формационные подзоны (составные части СФЗ) обладают некоторыми особенностями вещественного состава и (или) возраста стратифицируемых и нестратифицируемых комплексов пород, более или менее устойчивыми в течение указанного периода (или отдельных крупных его стадий). Их названия, расположение и наполнение отражены в условных обозначениях к геологической карте доплиоценовых образований. Наименование формаций и привязка их к палеогеодинамическим комплексам даны в таблице-матрице (приложение к тектонической схеме).

Районирование для пермско-триасового возрастного интервала отражает резкую дифференцированность условий в орогенный этап формирования Уральской складчатой системы (восточная половина территории). Стратифицированные образования этого уровня распространены почти исключительно в Предуральской мегазоне (здесь две из входящих в нее структурно-фациальных зон – *Амбулакско-Кропачевская* и *Соликамско-Дуванская*), отвечающей одноименному краевому палеопрогибу, восточная (интенсивно дислоцированная) часть которого сейчас принадлежит к УМСП, а западная – к ВЕП. В гораздо меньшей степени подобные образования (только нижний триас) развиты на востоке Уральской мегазоны (*Восточно-Уральская СФЗ*); в *Западно-Уральской СФЗ* здесь они отсутствуют вовсе. Пермско-триасовые стратоны ближнего Предуралья соответствуют в низах разреза моласоидной карбонатно-глинисто-песчаной формации (с локальным развитием карбостромовой и сульфатно-карбонатно-терригенной формаций), а вверху – моласовому ряду: известняково-терригенной сероцветной (морской) и терригенной красноцветной (континентальной). Заключительным стадиям орогенного этапа в Уральской мегазоне отвечают широко развитые там преимущественно кислые интрузии, максимум их приходится на Восточно-Уральскую СФЗ. Фиксируется в целом последовательное увеличение щелочности магматитов со сменой формаций от раннепермской гранитовой до среднетриасовой монциодорит-щелочносиенит-щелочногранитовой.

В юрско-миоценовое время, когда и восточная часть описываемой территории находится в платформенном режиме своего развития, тектонические условия там значительно нивелируются, магматизм полностью отсутствует. Ранжирование структурно-фациальных таксонов обусловлено полнотой мезозойско-нижнекайнозойского разреза, литологическим составом стратонов, наличием (или отсутствием) и длительностью перерывов. Максимум осадконакопления отмечается в *Южно-Предуральской* (Предуральская мегазона) и *Орской* (Уральская мегазона) *СФЗ*. На юге *Средне-Предуральской зоны* седиментация сильно редуцирована (только неогеновые осадки), а в *Западно-Уральской* и *Восточно-Уральской СФЗ* не проявлена здесь вообще. В наиболее полных разрезах формационный ряд существенно терригенный: глинисто-песчаные формации (угленосная юрская и глауконитовая палеоценовая) чередуются с песчано-глинисто-мергельной (мел) и песчано-глинистой (неоген). Заключительный (плиоцен-четвертичный) этап, ознаменовавшийся усилением неорогенических движений, вновь резко обособляет УМСП (*Уральская СФЗ*, представленная здесь тремя районами) от западных территорий. Среди рыхлых

терригенных формаций преобладают элювиальные, «склоновые» и аллювиальные образования с гранулометрическим составом, характерным для горных областей.

Условия формирования чехла ВЕП в позднем протерозое, палеозое и мезозое были гораздо менее дифференцированными, особенно в «башкирской» ее части. Для доюрского периода здесь обособляется одна мегаобласть – Волго-Уральская, характеризующаяся преобладанием палеоподнятий и представленная на территории *Камско-Бельской СФцО*. Допермские формации не выходят на поверхность и не отражены на тектонической схеме. Для пермско-триасового интервала районирования в Камско-Бельской области характерны пермские карбонатная терригенно-сульфатно-карбонатная ( $P_1$ ), карбонатно-терригенная ( $P_{1-3}$ ) и глинисто-песчаная красноцветная ( $T_1$ ) формации. В юре–миоцене существенные различия полностью стираются: все формации (существенно терригенные) относятся к единой (нерасчлененной) Волго-Уральской мегаобласти. В отличие от смежной Южно-Предуральской СФцЗ Предуральской мегазоны на данном возрастном уровне она характеризуется отсутствием юрских, меловых и палеогеновых образований. Для плиоцен-четвертичного интервала платформенной части территории отвечает *Предуральская СФцО* (Камско-Бельская подобласть с Урало-Сакмарским и Айско-Юрюзанским районами). Отличительной особенностью этого таксона является довольно широкое развитие погребенных почв, эоловых и лёссовых отложений, мелко-тонкозернистый состав элювия, делювия и аллювия.

**«Вторично-тектоническая» структура** является следствием деформаций. Интенсивность их резко различная для чехлов платформ и складчатых областей; при описании конкретных структурных форм для тех и других используются разные номенклатурные ряды. Кроме того, если в первых дислокации развиваются, как правило, «перманентно» (носят по сути конседиментационный характер) и четко привязаны к ареалам осадконакопления, то в складчатых сооружениях высокоамплитудные деформации, возникающие в заключительные этапы тектонических эпох, практически полностью заглушёвывают предшествующие отлогие формы, а из-за покровно-надвиговой тектоники последние могут быть значительно смещены от мест первоначального накопления формационных комплексов. В отличие от «первичных тектонических форм» главным критерием при выделении таксонов этого типа является не вещественный, а структурный – конфигурация генерализованного зеркала складчатости (однаправленная, выпуклая, вогнутая, ступенчатая). Все описываемые ниже формы отображены на «Схеме тектонического районирования» масштаба 1 : 5 000 000.

В пределах Русской плиты на рассматриваемой территории фиксируется восточная периферия единственного крупного (регионального) тектонического подразделения – Волго-Уральской антеклизы ( $I_1$ ). В ней выделяются разной величины части семи структурных форм более высокого порядка (субрегиональный уровень). У северной рамки листа находятся южные оконечности *Пермско-Башкирского свода* ( $I_1^1$ ) и сменяющей его к востоку *Юрюзанско-Сылвинской впадины* ( $I_1^2$ ); последняя отмечает западный борт Предуральского палеопргиба (существовавшего в пермско-триасовое

время). К юго-западу упомянутый свод сменяется *Камско-Бельской впадиной* ( $I_1^3$ ), где фундамент платформы погружен на глубину до 10 км; максимальная мощность рифейско-фанерозойского осадочного чехла (14 км) установлена там в Каратауском грабенообразном понижении северо-западной ориентировки. По геофизическим данным, в восточной части впадины с севера на юг происходит постепенное углубление основания чехла. Данная структурная форма южнее сменяется *Южно-Татарским сводом* ( $I_1^4$ ), в центральной его части мощность чехла не превышает 2 км. Располагающаяся на юго-западе листа еще одна положительная форма (*Оренбургский свод* –  $I_1^6$ ) отделяется от Южно-Татарского свода *Серноводско-Абдуллинской впадиной* ( $I_1^5$ ), а на востоке от УМСП – *Салмышской впадиной* ( $I_1^7$ ), представляющей недеформированную часть вышеупомянутого Предуральского палеопрогиба. Глубина залегания фундамента в Оренбургском своде менее 5 км; во впадинах она увеличивается, достигая максимума (11 км) в Бишбулякской мульде. Мощность рифейской части чехла Восточно-Европейской платформы в вышеназванных отрицательных формах меняется от 4 до 8 км, в целом нарастая в восточном направлении. На границе среднего и верхнего рифея фиксируется отчетливый размыв, по некоторым оценкам достигающий в Серноводско-Абдуллинской впадине 1500 м. Наиболее существенное стратиграфическое несогласие установлено на границе рифея и венда; последний эродирует (глубина размыва – до 2,5 км) подразделение верхнерифейской эратемы, иногда деформированные в отлогие складки. Вендско-кайнозойская часть осадочного чехла залегает почти горизонтально. На границе девона и верхнего карбона отмечен сравнительно крупный перерыв в седиментации. Базальные горизонты девона (хлебодаровская, такатинская свиты) распространены фрагментарно. Суммарная мощность палеозойской и мезозойской частей чехла достигает 3000 м.

Фундамент Русской плиты сложен интенсивно метаморфизованными и сильно дислоцированными архейско-нижнепротерозойскими породами (кристаллосланцы, гнейсы, амфиболиты, кварциты), «насыщенными» интрузиями разного состава. Характер пликативных деформаций, тип разрывных нарушений и их амплитуда при современной степени изученности неопределимы. В фанерозойской части чехла, напротив, выявлены многочисленные структурные формы высоких порядков. Отдельные из тех, что осложняют верхнедевонско-нижнекаменноугольный разрез, перспективны на углеводородное сырье.

Западный («урало-новоземельский») сегмент складчатого пояса включает южные части четырех региональных тектонических таксонов; в каждом из них выделяется (в рамках площади) от двух до пяти субрегиональных структурных форм. Западно-Уральский мегамоноклинорий ( $II_1$ ) представлен здесь *Кизеловско-Дружининским* ( $II_1^1$ ) и *Ашинско-Алимбетовским* ( $II_1^3$ ) *моноклинориями*. Два первых из них сложены дислоцированными осадочными формациями двух (представленных на поверхности) структурных ярусов: девонско-среднекаменноугольного на востоке и среднекаменноугольно-триасового на западе; последний, кроме того, включает образования байкальского (рифейско-среднекембрийского) структурного этажа. В обоих моноклинориях усредненное зеркало складчатости устойчиво погружается

на запад, в сторону ВЕП. На востоке Кизеловско-Дружининского моноклинория располагается «инородная структура» I порядка – Нязепетровский автономный аллохтон (А), сложенный преимущественно вулканитами, силицитами, ультрамафитами Западно-Тагильской СФЗ и имеющий со всех сторон пологие дизъюнктивные ограничения. Слагающие его формации принадлежат к двум нижним структурным ярусам «уралид» (каледоногерцинид).

В Центрально-Уральском мегантиклинории на территории выделяются четыре субрегиональных подразделения. *Башкирский антиклинорий* ( $\Pi_2^1$ ) представлен на листе почти целиком (кроме крайней северо-восточной его части). Западное его сопряжение со структурными формами вышеназванного мегамоноклинория осложнено малоамплитудными дизъюнктивами. Ядро антиклинория выполнено образованиями байкальского структурного этажа, а вблизи северного замыкания (в Тарташской антиклинали) и дорифейскими породами. Они же слагают юго-западный фрагмент *Уфалейского антиклинория* ( $\Pi_2^4$ ). Сопрягаются эти положительны формы по Западно-Уфалейскому надвигу. *Уралтауский антиклинорий* ( $\Pi_2^3$ ), ядерная часть которого выполнена байкалидами и подразделениями нижнего структурного яруса уралид, по Западно-Уралтаускому разлому сочленяется на севере с Башкирским антиклинорием, а на юге – с узким *Зилаурским антиклинорием* ( $\Pi_2^3$ ). Последний имеет довольно простое строение с одноименной свитой (фамен–турне) в ядре и нижнедевонско-франскими стратонами на крыльях. С Ашинско-Алимбетовским моноклинорием он граничит по Тараташско-Кураганскому (Зильмердакскому), с Башкирским антиклинорием сопрягается либо пликвативно, либо по серии мелких надвигов. У северного своего замыкания на площади синклинория располагается «переброшенный» с востока Кракинский автономный аллохтон (Б), ограниченный одноименным шарьяжем; слагают его преимущественно ультрамафиты и вулканиты Магнитогорской мегазоны, а также серпентинитовый меланж кракинского тектоногенного комплекса.

Тагило-Магнитогорский ( $\Pi_3$ ) мегасинклинорий состоит здесь из двух крупных элементов, характерных для всего Южного Урала.

*Поляковско-Халашловский пакет пластин* ( $\Pi_3^1$ ) представляет собой шовную зону, обычно отождествляемую с телом Главного Уральского разлома (ГУР); на тектонической схеме линией отображена его фронтальная часть. ГУР (ширина его может достигать первых десятков километров) характеризуется как региональная дизъюнктивная структура с общей взбросо-надвиговой кинематикой, осложненной более поздними подвижками сбросового, сдвигового и взбросового характера по крутопадающим трещинам. Шовную зону составляет серия сравнительно мелких тектонических пластин (чешуй), сложенных дислоцированными палеозойскими формациями «палеоокеанического сектора» в возрастном интервале от ордовика по средний карбон (представляют главным образом Вознесенско-Присакмарскую структурно-формационную подзону) и разделенных участками мелкоблокового полимиктового серпентинитового меланжа. Меланж выделяется в войкарско-кемпирсайский тектоногенный комплекс позднедевонско-пермского возраста. Довольно широкий интервал, принимаемый

для возрастной характеристики комплекса, обусловлен длительным и неоднократным проявлением коллизионных процессов. ГУР подчеркивается цепочками ультрамафитовых тел (полностью или частично выполняющих чешуи), то расходящихся, то сливающихся воедино. У южной рамки листа эта шовная зона перекрыта сравнительно мощными мезозойскими и кайнозойскими осадками наложенной Орско-Таналыкской депрессии.

*Магнитогорский синклинорий* ( $\Pi_3$ ) занимает значительное пространство на востоке территории, имеет сложное строение и асимметричный в целом профиль. Западное его крыло выполнено ордовикскими офиолитами и раннесилурийско-среднедевонскими существенно вулканическими образованиями; восточное крыло слагают формации в возрастном диапазоне от раннего девона по низы карбона. Ядерная часть синклинория образована визейско-нижнепермскими стратонами. Прорывающие интрузии основного, среднего и кислого состава датируются в широком возрастном интервале: от позднего эйфеля по раннюю пермь; среднекаменноугольно-раннепермские («орогенные») гранитоидные плутоны тяготеют к восточному крылу структуры. Как и все субрегиональные формы УМСП, синклинорий существенно осложнен разрывными нарушениями; главными его восточными ограничениями являются Миасский и Чебаркульский разломы.

Восточно-Уральский мегантиклинорий ( $\Pi_4$ ) сложен интенсивно дислоцированными стратиграфическими и нестратиграфическими образованиями одноименной структурно-формационной мегазоны позднего кембрия–карбона, а также допозднекембрийскими породами (здесь они принадлежат к Сысертско-Ильменогорской и Пластовско-Суундукской СФЗ). На Южном Урале в целом он подразделяется на 12 субрегиональных элементов. Самый западный из них – *Уйско-Солончанский пакет пластин* ( $\Pi_4^1$ ), являющийся собой шовную зону, однотипную с вышеупомянутой Поляковско-Халаиловской структурой. В отличие от последней, в чешуях и мелких блоках фиксируются и нижнеордовикские стратоны, а осевые плоскости складок и положение пластин имеют преимущественно восточную вергентность. Далее на восток (за Джусинско-Домбаровским разломом) шовная зона сменяется чередующимися антиклинориями и синклинориями; территория листа охватывает западные фрагменты четырех из них. Среди положительных форм это *Сысертско-Ильменогорский* ( $\Pi_4^2$ ), *Челябинско-Суундукский* ( $\Pi_4^3$ ) и *Адамовско-Мугоджарский* ( $\Pi_4^5$ ) *антиклинории*, среди отрицательных – *Полтавско-Брединский синклинорий* ( $\Pi_4^4$ ). Все границы названных структурных форм – тектонические; более того, второстепенными разрывами сами они разбиты на многочисленные мелкие блоки.

Помимо разрывной тектоники, структура мегантиклинория осложнена широко проявленным здесь интрузивным магматизмом: массивы, а чаще полихронные и полиформационные плутоны слагают едва ли не треть площади таксона. Вследствие названных причин оси даже сравнительно мелких складок прослеживаются с трудом. В антиклинориях на поверхности резко преобладают образования байкальского этажа и верхнекембрийско-нижнедевонского структурного яруса; в синклинориях (более узких, «грабеноподобных»), напротив, доминируют формации девонско-среднекаменноугольного яруса, а докембрийские породы залегают на большой глубине.

## ДЕФОРМАЦИИ

Современный (для УМСП – весьма сложный) структурный план территории целиком обусловлен деформациями – как складчатыми, так и разрывными.

**Пликативные дислокации.** Как уже было сказано выше, интенсивность подобных деформаций, их морфология и генезис существенно различны для ВЕП и УМСП; не вполне однородны они и в пределах последнего. В чехле платформы выделяются довольно многочисленные субизометричные, линейные и незамкнутые в плане формы первого (куполовидные и горстообразные поднятия, валы, грабенообразные опускания, котловины, структурные мысы и заливы), второго (купола, мульды, брахиформы, седловины, ступени, флексуры и др.), а также более высоких порядков. Залегание слоев обычно крайне пологое (минуты, редко первые градусы); так, по данным сейсморазведки даже рифейские отложения в основании чехла наклонены на юго-восток с градиентом 64–70 м/км. Существенно увеличиваются (до 5–15°) углы падения лишь во флексурах и на крыльях отдельных валов. Наиболее интенсивные тектонические проявления на востоке Русской плиты связаны с соляным диапиризмом. Характер последнего зависит от мощности кунгурских солей, частоты переслаивания с другими породами, особенностей строения подсоляного ложа, мощности перекрываемых отложений, степени мобильности фундамента. В Салмышской впадине преобладают субизометричные формы – соляные штоки, купола, асимметричные диапиры и др. От соляной тектоники во многом зависит и характер структур в «надсолевом комплексе» чехла ВЕП.

В пределах Урало-Монгольского складчатого пояса «стиль» складчатости гораздо заметнее меняется в поперечном к нему направлении – с запада на восток. Для большей части Западно-Уральского мегамоноклинория характерны отчетливо линейные замкнутые в плане складки I порядка (протяженность – десятки километров) преимущественно субмеридиональной и северо-северо-восточной ориентировки, с ундулирующими субгоризонтальными в целом шарнирами. В ядрах антиклиналей выходят породы девона, ядра синклиналей сложены каменноугольными или нижнепермскими отложениями. Осложняющие более мелкие формы располагаются «кулисообразно» и не замкнуты в плане; это говорит о сравнительно крутом погружении шарниров и может свидетельствовать об их формировании в более поздние стадии единого позднегерцинского деформационного этапа. Во внешних частях обоих моноклинориев развиты малоамплитудные симметричные или слабо асимметричные складки; в последних углы падения на западных крыльях 25–50°, на восточных – 5–20°. Редко встречаются пликативные формы с обратной вергентностью; так, в некоторых небольших антиклиналях (Буруновская, Цветаевская, Салиховская, Кинзебулатовская и др.) отмечаются пологие (до 20°) западные и крутые (до 80°) восточные крылья. Внутренние (восточные) части Ашинско-Алимбетовского и Кизеловско-Дружининского моноклинориев образованы узкими сжатыми и изоклинальными складками, часто опрокинутыми на запад и осложненными второстепенными взбросо-надвигами и взбросами,

нарушенными надвиговыми скибами. Симский (Каратауский) приподнятый блок состоит из серии линейных (не всегда отчетливо) и брахиантиклиналей, с разделяющими их синклиналями; на северо-западе структуры они оборваны мелкими надвигами. В ядрах положительных форм выходят верхнерифейские отложения, отрицательных – породы карбона или нижней перми. Простираение осей складок здесь северо-восточное и восток-северо-восточное (до субширотного), падение слоев на крыльях от 20 до 45°.

Характер пликативных форм Башкирского, Уралтауского и Уфалейского антиклинориев весьма неоднороден, что обусловлено различной интенсивностью проявления двух деформационных этапов (позднебайкальского и позднегерцинского), а также существенно разнофациальным метаморфизмом и диафторезом. В восточной части первого и во втором (на фоне преобразования пород в эпидот-амфиболитовой фации и высокотемпературной субфации ФЗС) нередко отчетливые несовпадения слоистости и наложенной кристаллизационной сланцеватости. В Тараташской антиклинали спорадически проявлены дорифейские субширотные структуры, характеризующиеся незамкнутыми в плане формами с крутыми шарнирами и кливажом течения. В пределах названных антиклинориев примерно в равных соотношениях встречаются и открытые, и сжатые, и симметричные, и асимметричные складки различной вергентности, осложненные мелкими изоклинальными формами только вблизи ограничивающих их дизъюнктивов («приразломная складчатость»). Довольно широко развит кливаж – как межслоевой, так и осевой плоскости. Пликативные дислокации по морфологическому типу относятся преимущественно к цилиндрическим (редко – коническим) складкам, в большинстве случаев они являются подобными (с увеличением мощности пластов в замках и утонением на крыльях); генетически – это в основном продукты тангенциального сжатия (к наиболее ярко проявленным герцинским деформациям это относится в полной мере).

В Зилаирском синклинории, большая часть которого сложена одноименной свитой, отсутствие контрастных маркирующих горизонтов не позволяет отразить на карте структурные особенности, свойственные подобного рода структурам. На стереограммах полюсов слоистости для западного крыла и ядерной части синклинория отчетливо выделяются два максимума, характеризующие восток-юго-восточное (средний аз. пад. 105° ∠ 55°) и запад-северо-западное (средний аз. пад. 280° ∠ 60°) падение слоев. Данные элементы соответствуют складкам II и III порядка, амплитуда которых десятки–сотни метров. Осевые плоскости субвертикальные, шарниры – субгоризонтальные (аз. пад. 10–190° ∠ 3–4°). Для восточного крыла синклинория характерны сжатые (средний угол между крыльями 30°) пликативные формы, опрокинутые на восток с падением слоистости на крыльях от 30 до 70°; шарниры складок практически горизонтальные (средняя их ориентировка 205° ∠ 0–3°).

Магнитогорский синклинорий на большей своей южной части характеризуется преобладанием «лопастных» брахисинклиналей различного порядка с сопряженными отлого-килевидными антиклиналями (иногда – брахиантиклиналями); нередко виргации шарниров на замыканиях. Морфология пликативных дислокаций зачастую наследует вулcano-тектонические ретро-



структуры. Средние углы падения на крыльях складок обычно не превышают 40°. Осложнения брахиформ мелкой линейной складчатостью редки и локальны (преимущественно на западной восточной периферии синклинория); слоевой кливаж и кливаж осевой плоскости выражены слабо. Этого нельзя сказать о северной (суженной) части описываемой структуры, где интенсивно проявлена «голоморфная» линейная складчатость (со всеми другими сопутствующими ей признаками), осложненная дизъюнктивной тектоникой различных морфокинематических типов.

Шовные зоны (Поляковско-Халиловский и Уйско-Солончакский пакеты пластин) выделяются изоклинално-чешуйчатой складчатостью («дизпликаты») с полным уничтожением «реликтовых» брахискладок и преобладанием мелких (не ниже III порядка) линейных форм с острыми фестончатыми периклиналями, интенсивно проявленным кливажом во всех своих разновидностях, возникновением псевдомоноклиналей.

В Восточно-Уральском мегантиклинории все структурные формы I порядка выделяются в качестве горст-антиклиналей и грабен-синклиналей (на средне- и крупномасштабных картах под собственными названиями). Что касается более мелких пликвативных деформаций, то в стратифицируемых образованиях каледоно-герцинского этажа фиксируются сочетания линейных складок (обычно субмеридиональных) и брахиформ. В ядрах горст-антиклиналей глубоко метаморфизованные породы байкалид смяты преимущественно в брахискладки. Иногда фиксируются и довольно крупные положительные формы того же типа – например, Ларинская брахиантиклиналь I порядка (на северо-востоке листа), представленная западным крылом и ядром, выполненным среднерифейскими образованиями; брахиформа осложнена мелкими линейными складками высоких порядков, нередко сопровождающимися наложенной кристаллизационной сланцеватостью. В Сысертско-Ильменогорском и Челябинско-Суондукском антиклинориях, насыщенных гранитоидными интрузиями, нередко дисгармоничная мелкая складчатость в экзоконтактах массивов. Все названные дислокации в подавляющем большинстве отвечают заключительным фазам герцинского тектогенеза, затушевывающего более ранние проявления складчатости. Иногда удается наблюдать «древние» изоклиналные резко асимметричные («лежачие») складки, по генезису относящиеся к деформациям ламинарного течения.

**Дизъюнктивные дислокации.** Разрывные нарушения являются естественной реакцией потерявших пластичность пород на еще существующие напряжения и нередко сопряжены со складчатыми формами. По морфокинематическому признаку они подразделяются на субгоризонтальные (шарьяжи), пологопадающие (надвиги, взбросо-надвиги), крутопадающие (взбросы, сбросы, сдвиги) и разломы сложной кинематики (в том числе листрические); по ориентировке относительно общего структурного плана (это в основном касается УМСП) – на продольные, поперечные и диагональные; по своей роли в тектоническом процессе – на главные (региональные «структурные швы») и прочие (второстепенные, «местные»).

Разломы фиксируются прежде всего наличием зон «разуплотнения» пород: брекчирования, катаклаза, милонитизации (бластомилонитизации).

В чехле ВЕП они могут развиваться по краям солевых диапиров. В УМСП к ним часто приурочены ориентированные тела гранитов и серии кварцевых жил, линейные коры выветривания, дайки лампрофиров. Там же линии надвигов с поверхности подчеркиваются резкой сменой по простираанию литологии и возраста отложений, а на глубине (по данным бурения) – налеганием древних образований на более молодые. Они очень часто выделяются цепочками линзовидных тел (не всегда выражающихся в масштабе) рассланцованных серпентинитов; ранее уже выведенные в верхние горизонты коры и претерпевшие «тектоническое расслоение», ультрамафиты используются перемещающимися пластинами в качестве своеобразной «смазки». Большинство разрывов хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках прямолинейными (для надвигов – изогнутыми в плане) понижениями и уступами рельефа, спрямленными участками речных долин, краев озер и болот. Часть разломов подтверждается геофизическими методами (узколинейный характер аномалий, высокие градиенты изоаномал, нарушения корреляции).

В пределах ВЕП на поверхности фиксируются только местные разломы самой различной ориентировки. Величина смещения по ним невелика; на карту вынесено весьма ограниченное их число. Большинство дизъюнктивов относится к крутопадающим (сбросам, реже взбросам; лишь на крайнем востоке Салмышской впадины отмечаются редкие и малоамплитудные взбросо-надвиги).

В складчатом поясе 12 разрывных нарушений отнесены к главным (названия некоторых из них уже упоминались в предыдущих подразделах); они обычно разграничивают крупные элементы тектонического или структурно-формационного районирования, на тектонической схеме сопровождаются порядковыми номерами. Для трех из них фиксируются отчетливо пологопадающие сместители. Так, по *Тараташско-Кураганскому (Зильмердакскому) взбросо-надвику* на юге территории Зилаирский синклиниорий перемещен на Ашинско-Алимбетовский моноклиниорий; севернее, проходя через докембрийские образования, он разграничивает Западно-Башкирскую и Восточно-Башкирскую СФЗ. Разлом обнажен в береговых обрывах р. Белая, где хорошо изучен. Зона тектонитов там имеет мощность около 350 м и представляет собой меланж с блоками (10–50 м) брекчированных органогенно-обломочных известняков карбона в матриксе из тектонически рассланцованных аргиллитов узьянской свиты. Плоскость сместителя падает на восток под углами менее 60°; рассчитанная амплитуда перемещений существенно превышает 2000 м.

*Западно-Уфалейский надвиг* (другое его название – Уфимский) представлен небольшим фрагментом в северо-восточном углу листа. Он разделяет здесь Башкирский и Уфалейский антиклинории; последний перемещен к западу. Срезающая его (восточнее рассматриваемой территории) и наблюдаемая южнее на большей части листа фронтальная часть *Главного Уральского разлома (ГУР)* в принципе имеет близкую морфологию, однако конкретные надвиги и взбросо-надвиги зачастую существенно «подработаны» второстепенными продольными крутопадающими разрывами, поэтому в общерегиональном плане его следует относить к группе дизъюнктивов со

сложной кинематикой. ГУР отделяет Центрально-Уральский мегантиклинорий от Тагило-Магнитогорского мегасинклинория. Наиболее характерным его выражением является цепочка мафит-ультрамафитовых тел разного размера, протягивающаяся по Восточному склону всего Урала, а также полимиктовый серпентинитовый меланж войкарско-кемпирсайского тектонического комплекса. Мощность зон меланжевых тектонитов достигает 500 м; в матрикс (развальцованные серпентиниты) погружены микроблоки (будины) базальтов, вулканокласто-терригенных и карбонатных пород, ориентированные согласно плоскостям расланцевания. Поперечный размер мезо- и макроблоков, окаймляемых меланжем, составляет от первых метров до первых километров.

*Западно-Ирендыкский надвиг* на большем своем протяжении разделяет Вознесенско-Присакмарскую и Узынкыро-Сибайскую подзоны Западно-Магнитогорской СФЗ; он обычно трактуется как тыловая часть зоны ГУР. Плоскость его сместителя падает на восток под углами 20–50°.

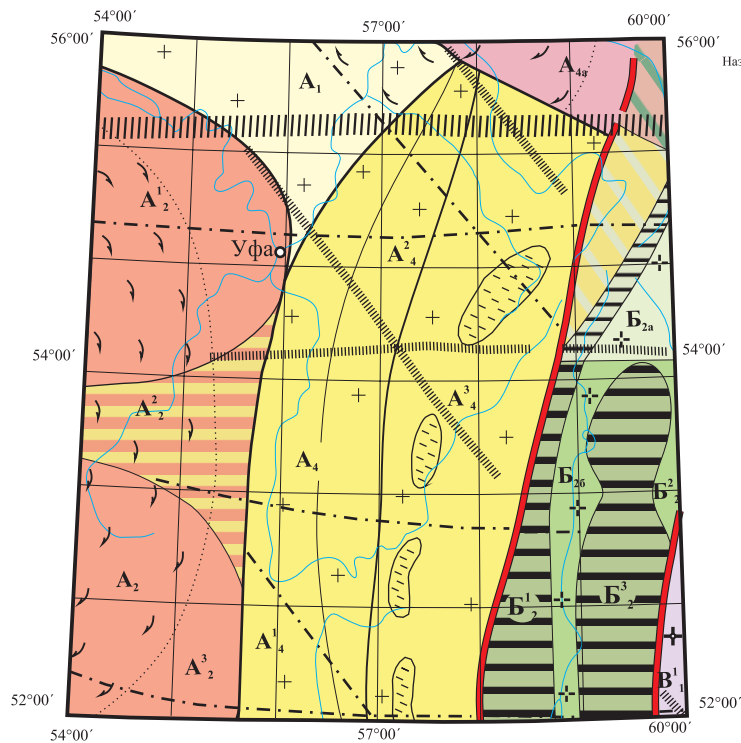
*Кракинский шарьяж* оконтуривает одноименный тектонический отторженец (автономный аллохтон), осложняющий строение северной части Зилаирского синклинория, на территорию которого он «переброшен» далеко с востока. По прямым наблюдениям (в том числе результатам бурения) и геофизическим данным (профиль Уралсейс-95 и др.) в составе аллохтона выделяется несколько пластин. Главная плоскость шарьяжа (подчеркиваемая интенсивно развитым серпентинитовым меланжем) более поздними дислокациями преобразована в синформу со встречным направлением падения поверхностей сместителя на западном и восточном крыльях структуры под пологими (15–30°) углами.

Большинство главных разломов, показанных на тектонической схеме, отнесено к дизъюнктивам со сложной кинематикой. *Южно-Предуральский разлом* (у южной рамки листа его северо-восточное окончание) ограничивает с запада наиболее дислоцированную (сложноскладчатую) часть УМСП. На отдельных своих участках он имеет разную морфологию: крутого взброса (с восточным – до вертикального – падением сместителя) либо надвига. Этот разлом срезается вышеописанным Тараташско-Кураганским (Зильмердакским) взбросо-надвигом.

Сходные морфологические сочетания характерны для *Караташско-Зюраткульского* и *Западно-Уралтауского разломов*; первый разграничивает Западно-Башкирскую и Восточно-Башкирскую подзоны, второй отделяет Уралтауский антиклинорий от Зилаирского синклинория (на юге) и Башкирского антиклинория (на севере).

*Западно-Кизильский разлом* в центре Магнитогорского синклинория разделяет две структурно-формационные зоны: Западно-Магнитогорскую и Восточно-Магнитогорскую. За южной рамкой рассматриваемой территории он имеет сложную морфологию; на листе N-41 сбросовая его составляющая резко доминирует, и именно так он показан на геологической карте и тектонической схеме.

С востока Магнитогорский синклинорий отделяется *Миасским* (на севере, где самое узкое место названной структуры) и *Чебаркульским* (на юге листа у его восточной рамки) *разломами*. Оба эти дизъюнктива, а также

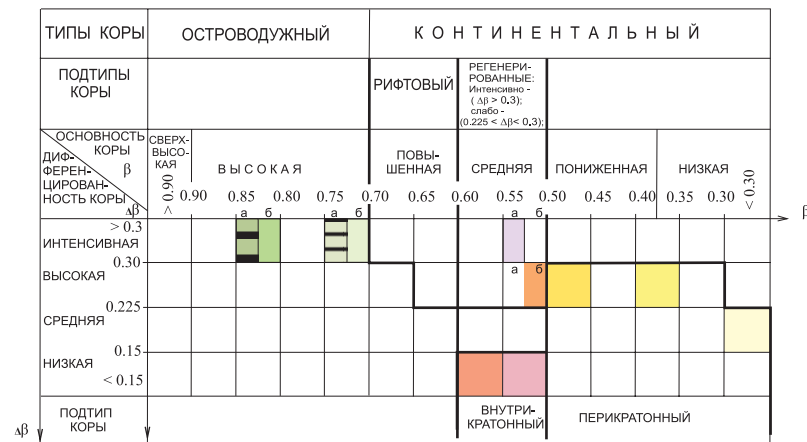


Масштаб 1:5 000 000

Названия областей, мегазон и зон, выделенных по типу глубинного строения земной коры Урала и сопредельных территорий

Область	Мегазона	Зона	Наименование мегазон, зон	
ЗАПАДНАЯ - А	А <sub>1</sub>		Кудинская	
			Татарско-Оренбургская	
		А <sub>2</sub> <sup>1</sup>	Татарская	
		А <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Серноводско-Абдуллинская	
	А <sub>4</sub>	А <sub>4</sub> <sup>1</sup>	Приуральская	
		А <sub>4</sub> <sup>2</sup>	Предуральско-Прикаспийская	
		А <sub>4</sub> <sup>3</sup>	Актюбинско-Западнобашкирская	
		А <sub>4</sub> <sup>4</sup>	Западноуральско-Восточнобашкирская	
	ЦЕНТРАЛЬНАЯ - Б	Б <sub>2</sub>		Магнитогорская
				Западно-Магнитогорская
Б <sub>2</sub> <sup>1</sup>		Б <sub>2</sub> <sup>2</sup>	Центрально-Магнитогорская	
		Б <sub>2</sub> <sup>3</sup>	Восточно-Магнитогорская	
Б <sub>2а</sub>		Б <sub>2б</sub>	Миасская	
		Б <sub>2в</sub>	Собственно Магнитогорская	
ВОСТОЧНАЯ - В	В <sub>1</sub>		Восточно-Уральская	
			Челябинско-Маринская	

Основные параметры типов и подтипов коры Южного Урала и сопредельных территорий



а – зоны приподнятого залегания фундамента (штриховкой выделены зоны развития метакристаллического-габбрового фундамента на поверхности и под эвгеосинклинальными комплексами)

б – зоны погруженного залегания фундамента

в – жирными линиями отделены совокупности параметров разных подтипов коры

β (основность коры) =  $H_{н.к.} / H_{к.к.}$ , где  $H_{н.к.}$  – мощность нижней коры,  $H_{к.к.}$  – мощность консолидированной коры;

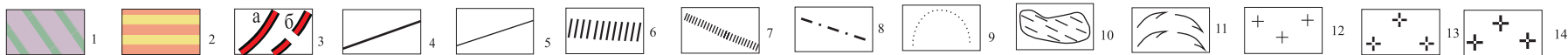


Рис. 7. Схема глубинного строения (по Н. Г. Берлянд, 2007; с уточнениями).

1 – пример коры сдвоенного подтипа, верхняя аллохтонная часть которой принадлежит коре одного типа (широкая полоса), нижняя автохтонная – коре другого типа (узкая полоса); 2 – пример коры переходного подтипа, соединяющей в себе черты двух подтипов; 3–8 – глубинные разломы: 3–5 – глубинные структурные швы (а – уверенно выделяемые, б – неуверенно выделяемые), разграничивающие: 3 – области с разным типом коры, 4 – мегазоны с разным подтипом коры, 5 – зоны, б и 7 – секущие глубинные разломы: б – Главный Южноуральский поперечный разлом; 7 – трансрегиональные секущие разломы, 8 – прочие глубинные разломы; 9 – границы мегакомплексов в теле архейско-нижнепротерозойской верхней коры; 10 – грабены в теле верхней коры, заполненные рифейско-вендскими вулканогенно-осадочными образованиями, в большинстве случаев претерпевшие инверсию; 11 и 12 – мегакомплексы архейско-нижнепротерозойской верхней коры; 11 – чарнокит-эндербит-гранулитовые, 12 – гранито-гнейсовые; 13 – мегакомплекс архейско-нижнепротерозойской верхней коры, регенерированной в рифее-палеозое (гранитизированный и мигматизированный); 14 – гетерогенная верхняя кора, представленная комплексом «гранито-гнейсового» мегаблока и меланократового метакристаллического-габбрового фундамента.

располагающийся восточнее *Джусинско-Домбаровский разлом* определяют Уйско-Солончакский пакет пластин – узкую шовную зону на западной границе Восточно-Уральского мегантиклинория.

Среди многочисленных местных разломов УМСЦ, показанных на картах и тектонической схеме, закономерно доминируют продольные. В большинстве это структурные соотношения сложной или неустановленной морфологии; для некоторой их части уверенно определяется преобладание сбросовой, взбросовой или надвиговой составляющей. На востоке Уралтауского антиклинория, в висячих крыльях пологопадающих дизъюнктивов нередко располагаются более молодые породы; эти разрывы можно интерпретировать как систему подвигов. Из диагональных нарушений, в основном представляющих собой крутые трещины скальвания, разломы с северо-северо-западной и восток-северо-восточной ориентировкой, находятся примерно в равном соотношении. Поперечные субширотные дизъюнктивы (трещины отрыва), существенно нарушающие пликративную структуру, фиксируются редко. Все крутопадающие второстепенные разломы прямолинейные или слабо изогнутые в плане, иногда они сопровождаются флексурными подвигами слоев. Амплитуда перемещения по ним, как правило, не одинакова на отдельных участках и обычно не превышает сотен метров, редко достигая первых километров. В кайнозой многие из дизъюнктивов, заложенных в позднегерцинское время, являлись основой ортогональной и диагональной сети нарушений, по которым осуществлялись (в первую очередь – в УМСЦ) неотектонические блоковые движения.

### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Оно иллюстрируется одноименной схемой масштаба 1 : 5 000 000 (рис. 7), составленной преимущественно на основе материалов Н. Г. Берлянд, в течение многих лет интерпретировавшей и обобщавшей геофизические данные по Уралу и краям сопредельных платформ. Краткие комментарии к этой схеме могут быть сведены к нескольким главным моментам. Тектоническая структура рассматриваемой территории сформирована на коре двух типов – «континентального» для западной ее половины (с подтипами: платформенным, рифтовым и «регенерированным») и «островодужного» – для восточной. В качестве дискриминантных параметров используется степень основности коры, с одной стороны, и степень ее дифференцированности – с другой. Очевидна значительная зависимость главных «близповерхностных» тектонических единиц от характера земной коры. Отчетливо фиксируются «корни» таких структурных форм как Оренбургский свод, Предуральский палеопрогиб, Башкирский и Уфалейский антиклинории, Магнитогорский синклинорий (и две разновозрастные структурно-формационные зоны: Западно-Магнитогорская и Восточно-Магнитогорская), Восточно-Уральский мегантиклинорий и др. Элементам разного порядка, ранжированным по типу глубинного строения, даны собственные географические названия. Выделены Главный Южноуральский поперечный разлом, а также важнейшие («трансрегиональные») и крупные секущие глубинные разломы.

Чешуйчато-надвиговое строение как «основной мотив» всей современной структуры УМСП на Южном Урале (от западных до восточных предгорий) подтверждается и материалами интерпретации сейсмических данных по профилю «Уралсейс-95» (проходящим через рассматриваемую территорию и смежный лист N-41). Известная неоднородность земной коры этого субрегиона считается обусловленной возникновением в «термодинамической катазоне» (уже на ранних стадиях главного этапа герцинской складчатости) крутопадающих «вязких» разломов – как продольных, так и поперечных; амплитуда перемещения по ним постепенно убывает к верхним горизонтам коры. По новейшим сейсмическим данным, Южный Урал имеет отчетливую дивергентную структуру – квазисимметричную относительно центральной (Магнитогорской) мегазоны, которая принципиально отличается от сопредельных областей «типом гетерогенности» и повышенной основностью земной коры. При этом, если в своей верхней части мегазоны имеет мелкоблоковую структуру, то нижний (сейсмически «прозрачный») этаж выполнен относительно однородным и тяжелым субстратом мафит-ультрамафитового состава. Восточнее Главного Уральского глубинного разлома фиксируется широчайшее развитие кислых плутонитов («Главный гранитный пояс Урала») на фоне весьма слабой и фрагментарно выраженной расслоенности земной коры, что объясняется существенной ее переработкой на всю мощность. Лишь на крайнем западе этой области в верхах корового разреза выделяется пакет отражающих границ, распределение которых отождествляется с наличием здесь сильно деформированных протерозойских комплексов; генерализованные структурные элементы этой толщи падают на восток под углом  $40^\circ$  и прослеживаются до глубины 20 км. По геофизическим материалам, в Восточно-Уральском мегантиклинории мощность древнего (архейско-раннепротерозойского) основания Уральской складчатой системы составляет 10–15 км. На западе, в Зилаирском синклинии максимальный прогиб (до 5 км) рифейско-вендских образований, подстилающих уралиды, фиксируется по сейсмоданным в восточной части структуры.

---

---

---

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Восстановление геологической эволюции территории листа, базирующееся на формационном анализе рассмотренных выше картографируемых подразделений, вписывается в существующую ныне модель палеогеодинамического развития Урала [178, 179]. С некоторыми допущениями она представляется следующим образом.

К наиболее древним образованиям площади относится глубокометаморфизованный тараташский комплекс, который выходит на дневную поверхность в ядре одноименной антиклинали и считается фрагментом фундамента Восточно-Европейской платформы. Реконструкция седиментации и магматизма в архее затруднена из-за высокой степени преобразования первичных пород. Условно стратифицированная их часть сопоставляется с толеитовыми базальтами повышенной железистости [167]. Есть основания относить гнейсогранодиориты и гнейсодиориты к интрузивным образованиям. Вероятно, в архее были условия, определяемые как «протогеосинклинальные». Позднее (на рубеже 2800 млн лет) породы испытали глубокий динамотермальный метаморфизм, достигающий гранулитовой фации. В последующем они были неоднократно гранитизированы и диафторированы. Окончательное формирование «суперкрустального комплекса» произошло, скорее всего, в раннем протерозое в ходе карельского орогенного цикла [89, 182]. В породах развита особая «неструктурированная» складчатость, формирующая гранито-гнейсовые купола. Шарниры линейных структурных форм обладают переменным направлением и углами погружения, изменяющимися как в вертикальной, так и горизонтальной плоскостях. Амплитуда разрывных нарушений до сих пор остается не выясненной. Широко развиты деформации пластичного течения и процессы ультраметаморфизма. Столь же сильно метаморфизованные и сложнодислоцированные образования раннего протерозоя (александринский комплекс и слюдяногорская свита) во многом сходны с архейскими породами. При этом александринские апогабровые гранатовые амфиболиты и ассоциирующие с ними двуслюдяные плагиогнейсы, гранитогнейсы, некоторые кристаллосланцы, плагиоклаз-оливиновые метаклинопироксениты сопоставляются с щелочной мафит-ультрамафитовой формацией областей постконсолидационной активизации.

После завершения карельской эпохи тектогенеза и последующей планации горных сооружений вся территория современных ВЕП и УМСП являлась частью обширного континента, охватывающего значительные площади

нынешней Евразии. На протяжении почти всего рифея (около 1 млрд лет) здесь господствует платформенный режим, который на отдельных пространных в те или иные сравнительно короткие отрезки времени сменяется континентальным рифтингом, проявленным в узколинейных зонах обычно «неуральского» простирания. Одна из таких континентально-рифтовых систем, существовавшая в раннем рифее и имевшая, вероятно, субширотную ориентировку, охватывала и описываемую площадь. Отмечена она ассоциациями первично терригенных пород с вулканитами основного и среднего состава, позднее в разной степени метаморфизованными (низы айской, буганакская и кызылташская свиты). Другая подобная система (уже, по-видимому, северо-восточного простирания) развивалась в начале среднего рифея. Представляющие эту структуру машакская, кувашская, аюсапканская и белетарская свиты, максютовская и сайтовская серии выполнены парагенезом терригенных формаций, а также основных и (реже) кислых вулканитов (нормального и умереннощелочного ряда). С ранним юрматинием связана и интрузивная деятельность: кусинско-копанский клинопироксенит-габбро-диоритовый, бердяшский монцодиорит-сиенит-гранитовый, ахмеровский и рябиновский гранитовые комплексы, машакские субвулканические образования. В остальные же крупные отрезки бурзянской, юрматинской и каратауской эр описываемый район и смежные площади представляют собой платформу то с преимущественно терригенной, то существенно карбонатной седиментацией в «мигрирующих» внутриконтинентальных, большей частью мелководных бассейнах. Усредненная скорость осадконакопления по геологическим меркам ничтожна: 0,001–0,01 мм в год. Преобладающие в этот период стабильные геотектонические условия как минимум трижды (на рубежах раннего и среднего, среднего и позднего рифея, а также в середине последнего, на границе тангаура и кудаша) сменяются режимом «активизированной платформы» (неудачный синоним данного понятия – «рассеянный рифтинг»). Он выражен в усилении разрывной тектоники (растрескивании) на фоне общего воздымания территории с существенными перерывами в осадконакоплении, большим разбросом мощностей и резкой фациальной изменчивостью субсинхронных стратон (авазянская свита, биктимировская и бретьякская толщи), внедрением большого числа даек, силлов и штоков габброидных пород (здесь раннерифейский кургаский и среднерифейский повальненский, южнее листа – позднерифейский верхнемазаринский габбро-долеритовые комплексы).

В самом конце рифея (поздний кудаш) возникает новая континентально-рифтовая система, на этот раз субмеридионального (близуральского) простирания, существующая и в раннем венде. Характеризуется она типичным «пестрым» набором формаций и существенной ролью контрастных по основности и щелочности вулканитов и интрузивных пород (преимущественно гипабиссальных). Последние на рассматриваемой территории представлены позднерифейскими инзерским габбро-долеритовым, миселинско-авашлинским сиенитовым и барангуловским габбро-гранитовым, а также ранневендским криволукско-мисаелгинским габбро-пикродолеритовым комплексами. С большой степенью уверенности можно говорить о существенном предвендском размыве, поскольку осадки (преимущественно



обломочные), соответствующие описываемому эпизоду, появляются только в раннем венде (бакеевская, криволукская и другие свиты); иногда фиксируются коры выветривания (мощностью до 130 м) в основании системы. В Камско-Бельской СФцО платформы ранневендская эпоха здесь не представлена вовсе. Все названные таксоны принадлежат к западному краю упомянутого рифта. Во внутренней его части (за пределами площади, в Зауралье) почти синхронно возникает глубокий раздвиг с образованием коры субокеанического типа, а чуть позже – и зачатки энсиматической островной дуги (соответствующие сильно метаморфизованные образования в современной структуре редки и установлены лишь в северной половине Урала). Этот линеймент разделяет единую до этого мегаплиту на два палеоконтинента, расхождение которых друг относительно друга, вероятно, было сравнительно небольшим (а на юге Урала, скорее всего, отвечало лишь «красноморской» стадии рифтообразования). При сближении континентов (в конце раннего венда) и последующей коллизии (поздний венд–начало кембрия) происходит обдукция древних офиолитов и островодужных комплексов; начинается формироваться орогенный пояс. Продукты размываемых байкалids образуют мощные толщи разнообломочных терригенных осадков, слагающих межгорные депрессии (за восточной рамкой листа) и заполняющих «Предраннеуральский» передовой прогиб в более западных районах (включая и восточную периферию Камско-Бельской СФцО). Внутренние части орогена в конце венда–раннем кембрии оставались еще нестабильными; в них спорадически проявлялась вулканическая деятельность – аршинская свита (а также поимская толща и тереклинская свита на смежной с юга территории). Еще западнее, во внешней зоне прогиба накапливались типичные амагматичные молассы (ашинская серия на Южном урале, севернее – сылвицкая и чурочная серии). В наиболее восточных участках площади уже с раннего кембрия устанавливается платформенный режим (существенно терригенная кварцевая углеродсодержащая чулаксайская свита).

В заключительные стадии байкальского тектогенеза (конец раннего кембрия) в складчатость вовлекаются и верхнепротерозойские породы территорий, на которых формировался передовой прогиб. Интенсивность пликативных дислокаций здесь в целом была незначительной и по этому признаку заметно уступала наложенным на них герцинским деформациям. В отличие от северных секторов региона, складкообразование на Южном Урале в этот период не сопровождалось сколько-нибудь заметным динамотермальным метаморфизмом и сопутствующим гранитообразованием. «Байкальские» дислокации в породах быстро затухают к западу и уже в центральной части современного Башкирского антиклинория, по-видимому, были практически «нулевыми». Синскладчатые и постскладчатые дифференцированные блоковые движения завершают байкальский тектоно-магматический цикл. Таким образом, к концу раннего кембрия возникает горное сооружение, спаявшее обе части единой ранее эпикарельской платформы. Вслед за этим в течение почти всего кембрия (около 20 млн лет) вновь устанавливается стабильный континентально-платформенный режим. Горная страна интенсивно разрушается, обломочный материал накапливается в

основном за ее пределами (достоверные среднекембрийские отложения на Урале до сих пор не установлены). Уже к началу позднего кембрия территория, подвергнутая позднебайкальскому орогенезу, представляет собой приподнятый пенеплен. Формируются древние коры выветривания латеритного профиля, впоследствии большей частью размытые.

С конца позднего кембрия (аксайский век) образуется новая континентально-рифтовая система меридионального простирания, располагавшаяся западнее однотипной «позднебайкальской» структуры. К представителям ранних стадий ее формирования, сохранившимся лишь в палеоконтинентальном секторе уралид, относятся кидрясовская (южнее описываемой территории), арвякская и козинская свиты; восточнее (у рамки листа) этому эпизоду соответствуют слюдинская толща и рымникская свита. Повидимому, уже к началу позднего аренига срединные части системы преобразуются в океанический рифт; в глубоких зонах растяжения возникает океаническая кора (ультрамафиты и мафиты сакмарского, кракинского, полуденнобардымского, чебаркульско-казбаевского и других комплексов). Чуть позже офиолитовая ассоциация надстраивается еще одним «классическим» членом – натриевыми базальтами и силицитами бардымской, поляковской и (за северной рамкой) вьйской свит. Тем самым зарождается Палеоазиатский океан, разделивший Восточно-Европейский (ВЕК) и Казахстанский (КК) палеоконтиненты. В ранние фазы раскрытия океана, вероятно, при крутой субдукции океанической коры под КК, происходит отторжение крупных его сегментов, одним из которых является Восточно-Уральский (Мугоджарский) микроконтинент (ВУМК). В субокеанических условиях разделяющего их «окраинного спредингового моря» формируются (за восточными пределами площади) дружининский габбро-гарцбургитовый и каргопольский дунит-гарцбургитовый комплексы. В середине ордовика (по крайней мере, до конца тэлашорского времени, иногда и в карадоке, совсем редко – даже в раннем ашгилле) на раздробленных краях ВЕК и мезоплиты продолжают существовать остаточные рифтовые долины. Они заполняются осадочно-вулканогенным (к югу от листа – куагашская свита и баулуская толща) или разнообломочным терригенным (сухолядская толща, маячная свита) материалом. Средне-позднеордовикский гипабиссальный магматизм на смежных краях ВЕК и ВУМК проявлен щелочносиенит-щелочногранитовой (козлиногорский комплекс) и миаскит-карбонатитовой (ильмено-вишневогорский комплекс за восточной рамкой) формациями. Таким образом, в начале позднего ордовика окончательно обособляется Уральская мобильная область как надпорядковая «первично-тектоническая структура».

С конца лланвира восточная оконечность ВЕК начинает развиваться как пассивная окраина: зарождаются континентальный склон и шельф. Первый вверху представлен существенно терригенными (курташская свита), внизу – кремнисто-терригенными (кураганская свита) осадками; второй – карбонатно-терригенной тирлянкой свитой. Подобного типа породы в это же время образуются на склоне микроконтинента (новооренбургская толща). Главные элементы пассивной окраины ВЕК, несмотря на некоторую миграцию своих границ, вдоль всего Урала сохраняют почти

неизменным свое положение до конца франа. Что касается более внутренней («платформенной») части ВЕК, то в раннем (и начале среднего) палеозое она являла собой преимущественно область сноса. Лишь южнее территории листа в узком бассейне (заливе?) на месте субширотного грабена, тяготеющего к Оренбургскому палеоразлому, накапливались довольно мощные толщи ордовикских терригенных осадков.

С ашгилла над зоной субдукции, падающей под ВУМК, возникает «тагильская» островная дуга, существовавшая в активном режиме с позднего ордовика по ранний девон. Соответствующие формации распространены в одноименной мегазоне; здесь – лишь ее южное окончание, к тому же аллохтонно смещенное к западу (Нязепетровский изолированный район), поэтому, естественно, они представлены далеко не в полном объеме: кремнисто-базальтовая толща силура, нижнедевонская трахибазальт-риолитовая аптечногорская свита и нязепетровский габбровый комплекс (поздний силур). Наличие синхронной структуры на Южном Урале весьма гипотетично и предполагается по косвенным признакам. В частности, внутри сильно «отрифтованного» (проницаемого) микроконтинента формируются ее «отголоски»: осадочно-вулканогенные и малоглубинные интрузивные образования (восточнее площади). Противоположный (западный) край мобильной области (Вознесенско-Присакмарская подзона) в раннем лландовери оказывается в зоне растяжения; на дно окраинного моря по многочисленным трещинам происходит излияние базальтов дергаишской свиты, где наряду с породами нормального ряда существенную роль играют умереннощелочные разновидности. Формируется «вулканическое плато». В среднем и позднем лландовери на фоне кратковременного воздымания территории (и смещения континентального склона к востоку) в нижних его частях и у подножия образуется сравнительно мощный комплекс углисто-глинисто-кремнистых осадков (низы сакмарской свиты), перекрывающих дергаишские вулканы. С венлока по ранний лохков эта часть моря вновь погружается и становится областью накопления «конденсированных» силицитов. На разных частях склонов ВЕК и ВУМК в силуре и девоне продолжают отлагаться кремнисто-терригенные, глинисто-кремнистые и базальтоидно-терригенно-кремнистые формации; на шельфе (Бельско-Елецкая СФЗ) – терригенно-известняковая формация (серменевская и бельская свиты), в нижней своей части отвечающая засоленным лагунам.

В раннем девоне большая часть территории подвергается существенной деструкции. Осуществляется коллизия микроконтинента с тагильской островной дугой; последняя с этих пор становится ремнантной. В Магнитогорской мегазоне в лохковский–пражский века на пространстве «отгороженного» окраинного моря происходит вначале частный рифтинг (тюлькубайская толща южнее листа), а затем спрединг с образованием бриентской офиолитовой ассоциации, где с ультрамафитами одноименного комплекса тесно связаны натриевые базальты киембаевской свиты. Подобные же субсинхронные дунит-гарцбургитовые комплексы в более южных и более восточных районах океанического сектора (впоследствии протрудировавшие в перекрывающие их отложения) выделяются под другими названиями: халиловский, каменнодольский, подольский и др.

Фронтальная часть предполагаемой для Южного Урала «силурийской дуги» сдвигается к западу, заклинивает зону поглощения и в течение всего раннего девона интенсивно разрушается с формированием граувакковых пород мазовской свиты.

Со второй половины раннего эмса (такатинское время) обширный «южноуральский» сегмент мобильной области, включающий в себя восточную окраину ВЕК, ВУМК и океанический бассейн, вновь подвергается растяжению и общему опусканию. В шельфовую седиментацию вовлекаются центральная и западная части современного Башкирского антиклинория, до этого представлявшие собой приподнятую область континента. На сопредельной платформе восстанавливается (и прослеживается до конца карбона) «дискретное» (с частыми небольшими перерывами) терригенно-карбонатное осадконакопление во внутриконтинентальных бассейнах – как изолированных, так и имеющих связь с океаном. В пределах последнего, а также на микроконтиненте образуются локальные вулканические трогии. Накапливающиеся в них формации для разных отрезков этого сравнительно короткого периода характеризуются различным составом: абсарокит-шошонитовым (мостостороевская толща), трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовым (чанчарская свита южнее листа), базальт-андезит-риолитовым (баймак-бурибайская свита и айдырлинская толща). В наиболее глубоких рифтовых зонах (за пределами площади) формируются клинопироксенит-габбровые (колубайский) и дунит-верлит-клинопироксенитовые (восточнохабарнинский и карашакольский) комплексы. Таким образом, в эмсе завершается дифференциация пространства между ВЕК и ВУМК с обособлением двух «южноуральских» структурно-формационных зон, дальнейший (девонско-раннетурнейский) этап развития которых происходит по несколько отличному плану. На возникшей раннедевонской субокеанической коре закладывается Восточно-Магнитогорская СФЗ, а образования к западу от нее (с сохранившейся ордовикской океанической корой) теперь принадлежат к Западно-Магнитогорской зоне. К этому же времени в северной половине мобильной области завершает свое активное развитие «тагильская» островная дуга.

В конце позднего эмса на Южном Урале возобновляется зона субдукции с падением, как и прежде, под микроконтинент; начинается формирование девонской («магнитогорской») островодужной системы, прошедшей все «классические» стадии своего развития. Положение тех или иных элементов системы несколько менялось со временем однако неизменной оставалась общая тенденция уменьшения основности, увеличения щелочности и соотношения  $K/Na$  в однотипных синхронных образованиях с запада на восток. При этом в среднем–позднем девоне Западно-Магнитогорская СФЗ в целом отвечала фронтальным частям островной дуги, значительное пространство Восточно-Магнитогорской СФЗ – главному (осевому) вулканическому хребту, а самая восточная (Уйско-Домбаровская) ее подзона – тыловой части активного бассейна. На «примитивной» стадии (поздний эмс–ранний эйфель) образована базальт-андезибазальтовая формация (ирендыкская свита, карагайская, желкубаевская и айджерганская толщи). «Юная» стадия (большая часть эйфеля) проявлена во всех элементах девонской

дуги; представлена она контрастной базальт-риолитовой формацией толеитовой (карамылыташская свита и узьянбашская толща) и «переходной» от толеитовой к известково-щелочной (александринская и сатубалбинская толщи) петрохимических серий. Эффузивные и вулканокластические породы (а также сопутствующие субвулканические образования) названной формации накапливаются во внутридуговых рифтовых долинах. В поздне-лангурское время некомпенсированные депрессии во фронтальной дуге выполняются бугулыгирскими яшмами, с раннего эйфеля – яшмами ярлыкаповской толщи. К этому же периоду относится и формирование рассыпнянского габбро-плагиигранитового, а также синхронного ему в Зилаиро-Лемвинской СФЗ юлукского габбро-долеритового комплексов. В стадию «развитой дуги» первой (уже в конце раннего эйфеля) вступает Гумбейская подзона, где образуются вулканы, относящиеся к известково-щелочной серии: базальты одноименной свиты, а затем (по начало франа) андезиты, дациты и туфотерригенные породы новобуранного комплекса. В периферических частях островодужной системы последовательно дифференцированная базальт-андезит-риолитовая формация накапливается с позднего эйфеля до конца бродовского времени. Представлена она преимущественно тефротурбидитными осадками, реже туфами и лавами улутауской свиты, урлядинской и копаловской толщ. Характерно (особенно для западного и центрального секторов системы) обилие субвулканических образований среднего и кислого состава; корневым частям активной магматической дуги отвечают габбродиориты, диориты, плагииграниты, реже габбро и тоналиты кураганского (за южной рамкой листа), салаватского и краснинского гипабиссальных комплексов.

Начало франа, вероятно, отмечено резким, но кратковременным сближением ВЕК и «магнитогорской» дуги. В западной части океанического бассейна происходит «тектоническое расслоение» ордовикско-среднедевонских образований с выведением офиолитов в более высокие горизонты коры и, возможно, частичным надвиганием этих «пакетов» на континент. Наиболее масштабно этот процесс проявился на самом юге Урала, где степень динамометаморфических преобразований (с радиоизотопным возрастом 372–387 млн лет) в породах континентального субстрата достигает глаукофансланцевой, а иногда и эклогитовой фации (максютовская серия). В дальнейшем, почти до конца франа, вулканическая активность редуцируется (в отдельных частях некоторых подзон это происходит уже с живета); проявления ее, по-видимому, сосредоточиваются лишь в пределах осевой гряды. В обширных и глубоких межхребтовых и тыловодужных депрессиях отлагаются «конденсированные» силициты (мукасовская свита, бабарыкинская и арсинская толщи). Это эпоха максимального кремненакопления на территории. Следует отметить, что на ряде участков внешнего фланга Западно-Магнитогорской СФЗ кремнистые осадки (в ассоциации с разнообломочными терригенными породами) формируются уже с раннего девона (актауская свита) и, вероятно, могут отождествляться с отложениями глубоководного желоба. В самом конце франа островная дуга входит в «зрелую» стадию своего развития, отмеченную возникновением базальт-шошонитовой (бугодакская, аблязовская, новоивановская и шелудивогорская толщи)

и базальт-латит-трахириолитовой (шумилинская свита) формаций. Этому времени соответствует внедрение интрузий (и протрузий) сахаринского дунит-клинопироксенит-габбрового, погорельского габбро-диоритового и верхнеуральского монцогаббро-монцодиорит-сиенитового комплексов.

Некоторые из перечисленных стадий находят отражение и в вулканической деятельности на микроконтиненте. В частности, там фиксируются терригенно-базальт-андезит-риолитовый парагенезис (амурская толща среднего–верхнего девона), позднедевонская габбро-диорит-плагигранитовая (астафьевский комплекс) и позднедевонско-раннекаменноугольная трахибазальт-латитовая формации.

В конце франского века вследствие резкого изменения относительных скоростей перемещения соседних мегаплит начинается коллизия Казахстанского континента и Восточно-Уральского микроконтинента с возникновением флишоидных формаций на восточном склоне последнего (за пределами площади, в Зауралье), а также «магнитогорской» островной дуги с ВУМК (бугодакская и биягодинская олистостромы). В раннем фамене начинается сближение дуги и пассивной окраины ВЕК. В быстро сужающееся «средиземное» море поступает граувакковый материал – как с востока, со стороны размываемых вулканитов, так и с запада, с осушаемых территорий палеоконтинентального сектора (западная граница прогиба первоначально достигала области глубокого шельфа – Иргизлинско-Карской подзоны). Возможно, отдельные пластины до этого уже тектонически расслоенных ранне-среднепалеозойских пород, включающие и фрагменты океанической коры, продвигаются (пока незначительно) на континентальный склон с образованием первых, еще редких зон меланжа и (в субаэральных условиях) также подвергаются размыву. Образуется зилаирский флиш. Островодужная магматическая деятельность резко сокращается, и лишь на западе Восточно-Магнитогорской зоны до конца раннего турне продолжается накопление дифференцированных умереннощелочных вулканитов и вулканомиктовых турбидитов «зрелой» стадии (шумилинская свита). На рубеже раннего и позднего турне окончательно завершается субдукция под «магнитогорскую» дугу.

В позднем турне, по мере сближения двух континентов, одна из разделяющих их мезоплит с относительно молодой океанической корой начинает поддвигаться под ВЕК. Восточная периферическая область последнего, имеющая уже мощную континентальную кору, преобразуется в активную окраину кордильерского типа. Над завершившей свое развитие девонской дугой, а также в пределах бывшего микроконтинента формируются вулканоплутонические пояса. В «синколлизии эшелонированных рифтах» возникают линейные магматические центры, где почти до конца башкирского века идет формирование вулканитов разной основности (березовская и греховская свиты, полоцкая, березиновская и караганская толщи), а также комагматичных интрузий нормального и умереннощелочного ряда (худолазовский, северокассельский, куйбасовский, петропавловский, черкасинский, неплюевский, богдановский, кананикольский, балбукский, московский, пластовский, тугояско-сыростанский комплексы). За пределами вулканических трогов продолжают формироваться флишоидные отложения;

край прогиба смещается к западу, в область бывшего мелкого шельфа. На востоке «палеоокеанического сектора» в локальных линейных впадинах и остаточных мелководных бассейнах также идет существенно терригенная седиментация (сосновская, каменная, солнечная, тугундинская толщи). По мере заполнения осадками окраинно-континентальных бассейнов происходит нивелирование их глубин и общее обмеление. На обширном мелководном пространстве (шельф возникшего «средиземного моря») до конца раннего карбона (местами – и в раннебашкирское время) накапливаются известняки и терригенно-карбонатные отложения (кизильская свита, каморзинская, биргильдинская, известняковая, доломито-известняковая толщи). Усиливающиеся тангенциальные напряжения приводят к дальнейшему тектоническому расслоению палеозойских комплексов, межпластовым срывам; они же вызывают коробление «карбонатной платформы» с появлением крупных островов на шельфе (скользящая верхняя граница кизильской свиты).

Позднебашкирское время знаменует собой начало гиперколлизии: происходит соприкосновение краев Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов с почти полным закрытием «средиземного моря». По глубоким разломам, проникающим в нижние горизонты литосферы, окраины континентов раскалываются на макроблоки. Крупные пластины «переходной» коры с серпентинизированными ультрамафитами в основании, не встречая большого сопротивления (особенно в приподнятых блоках) шарьются далеко в глубь ВЕК, нагнетая перед своим фронтом пакеты чешуй из срываемых осадочных толщ палеозоя и докембрия (Кракинский и Нязепетровский тектонические отторженцы). Следует отметить, что, по мнению В. Н. Пучкова [178], большинство шарьяжей Южного Урала структурировалось еще в раннем карбоне. На рубеже башкирского и московского веков из-за интенсивного растрескивания пород субстрата в восточной части «палеоокеанического сектора» возрастает тепловой поток. Следствием этого является динамотермальный метаморфизм с общей вертикальной зональностью, а на локальных участках резкого повышения теплового потока (Ларинский и другие «термальные купола») – высокоградиентный латерально-зональный метаморфизм с глубоким (до амфиболитовой фации) преобразованием позднепротерозойских и раннепалеозойских стратифицируемых и плутонических пород. С этим же процессом сопряжен палингенез с формированием первых («раннеорогенных») батолитоподобных кислых плутонов (среднекаменноугольные гранодиорит-гранитовые и гранит-монцолейкогранитовые комплексы: ахуново-карагайский, варшавский, восточнее листа – курайский, полетаевский). Переплавленными субстратом являлись породы допозднекембрийского основания уралид в пределах бывшего ВУМК, а также краевой части «кристаллической призмы», к тому времени располагавшейся уже под шарьированным на нее Магнитогорским прогибом в приподнятом мегаблоке. Синхронно с метаморфизмом в условиях продолжающихся тангенциальных напряжений возникают «вторично-тектонические» дислокации, первоначально в виде брахиформной складчатости. При сопряженном радиальном сжатии ранние (байкальские) формы «сплющиваются» с образованием (вдоль осевых

плоскостей новых мелких изоклиальных складок) региональной кристаллизационной сланцеватости, субпараллельной слоистости в палеозое; сильнее метаморфизованные докембрийские породы приобретают «вторичную пластичность». Возникают главные тектонические элементы Восточно-Уральского мегантиклинория, Магнитогорский, Тагильский и (восточнее листа) Валерьяновский синклинории, зарождается антиклинорий Уралтау.

В раннемесосовское время уже значительная часть субрегиона являлась сушей. Лишь в замкнутых остаточных бассейнах накапливаются карбонатные (преимущественно обломочные), реже терригенные осадки (уртазымская свита). Поле горизонтальных напряжений дифференцируется, скорость тангенциального сжатия меняется по простиранию возникающих структур. Первичные брахиформные дислокации усложняются сжатыми (до изоклиальных) формами и нередко (особенно на севере рассматриваемой территории) преобразуются в голоморфную линейную складчатость. «Волна деформаций» последовательно продвигается к западу, и там (вторая половина карбона–начало перми) повторяются те же процессы: разноградиентный латерально-зональный метаморфизм (особенно интенсивный в Маярдакской «термальной антиклинали»), брахиформная складчатость и ее последующее усложнение. Оформляется Уралтауский антиклинорий и Зилаирский синклинорий, возникает Башкирский антиклинорий. Крупные шарьяжные пластины сминаются в синформы и антиформы. На крутом восточном крыле Уралтауского антиклинория развивается сутурная зона. В утрачивающих пластичность породах деформации сжатия реализуются в надвигообразовании и листритах, на разных краях мобильной области имеющих противоположную направленность. Это основная фаза «скупивания» и время максимального проявления тектонического меланжа (кракинский и войкарско-кемпирсайский комплексы). Когда скупивание достигает предельных величин, крупные жесткие блоки пород начинают «выдавливаться» в продольные горсты со встречным падением плоскостей сместителя ограничивающих их взбросов.

Уже с конца среднего карбона происходит рост горного сооружения в центральных и западных частях бывшего «палеоокеанического сектора». Обломочный материал от размываемых уралид поступает в межхребтовые депрессии (янгельская свита, южнее листа – сарьобинская толща), а чуть позже – в начинающий формироваться на западе (над шельфовой зоной «палеоконтинентального сектора» и восточной оконечностью смежной платформы) Предуральский краевой палеопрогиб. В докунгурское время поступление обломочного материала из орогенной области (карбонатно-глинисто-песчаная молассоидная формация) шло в конусах выноса, в промежутках между которыми формировалась «шлировая градация» (песчано-глинистые отложения с карбонатным цементом и резко подчиненной ролью грубообломочного материала). На смежной стабильной платформе существенно карбонатное осадконакопление сменяется (до самого конца перми) карбонатно-терригенным.

Для кунгура характерно почти повсеместное образование эвапоритов с высоким содержанием в стратонах (филипповская и иренская свиты) доломитов, гипсов, ангидритов, солей. В пределах Акбулакско-Кропачевской



СФцЗ и Камско-Бельской СФцО (особенно в Салмышской впадине), а также южнее (Прикаспийская синеклиза) формируется обширный соленодный бассейн, отличающийся непостоянством палеофациальных и гидрологических параметров, а с уфимского времени в условиях семиаридного климата превратившийся в озерно-болотную равнину. На территории Соликамско-Дуванской зоны (север листа) галогениды фиксируются лишь в прослоях и линзах среди терригенных отложений. В средней перми в Предуральском прогибе накапливается известняково-терригенная сероцветная морская моласса, в поздней перми и триасе – терригенная красноцветная континентально-молассовая формация. Восточная часть территории до конца перми (в отдельных районах – до начала среднего триаса) подвергается активным тектоническим подвижкам по крутопадающим разломам меридиональной и субширотной ориентировки на фоне повышенного теплового потока. Происходит становление «позднеорогенных» интрузий кислого состава (нормального, умереннощелочного, реже щелочного ряда); они группируются в шесть комплексов, принадлежащих к трем формациям. В раннепермскую эпоху внедряются также гипабиссальные габбродолериты, пикродолериты, покрыты ямантауского комплекса.

На конец вятского времени и ранний триас приходится пик орогенной активности в западной периферии Палеоурала, происходивший на фоне установившегося аридного климата. Возникают новые межгорные депрессии с накоплением грубообломочных молассоидов (каменноручейная толща). К западу от высокогорного сооружения господствуют полупустынные и пустынные ландшафты; в Южном Предуралье (Салмышская впадина) располагается «байяда» – холмистая равнина, образованная слившимися воедино предгорными конусами выноса. На Русской плите карбонатно-терригенное осадконакопление сменяется терригенным. Все триасовые отложения территории отличаются красноцветностью или пестроцветностью. Ближе к середине данного периода восточная, уже подвергающаяся планации половина Урала (в частности, смежный лист N-41) становится областью кратковременного растяжения («рассеянный рифтинг») с формированием терригенно-риолит-базальтовых ассоциаций довольно большой мощности (бичурская свита, туринская серия). Вероятно, «отголоском» этого процесса в более западных («горных») районах является внедрение даек лампрофиров и лампроитов колымбаевского комплекса. В конце триаса завершаются складчато-разрывные дислокации в пределах подвижного пояса (самые последние из них затрагивают восточную часть краевого прогиба). В сопредельных с орогеном платформенных областях происходит соляной диапиризм. Уральская мобильная область окончательно прекращает свое развитие, превратившись в одноименную складчатую систему. С этого времени вся территория Урала вступает в платформенный этап развития.

Горная страна, сформированная на орогенной стадии (уже в составе единого Евразийского континента), начинает интенсивно денудироваться. При этом, если обширные площади Зауралья и Западной Сибири в мезозое и кайнозое почти непрерывно опускались с образованием мощного чехла осадков, а Уральская складчатая система являлась там фундаментом молодой платформы, то западная часть «Урала» (практически вся восточная

половина рассматриваемой территории) на этих же широтах все время оставалась приподнятой. Уже к середине мела она представляла собой пенеэпленезированную невысоко стоящую сушу с широким развитием кор выветривания. Лишь на крайнем юге региона, в Орско-Таналыкской наложенной депрессии в течение мезозоя и раннего кайнозоя происходило прерывистое накопление осадков верхнего структурного этажа УМСП. На восточной окраине Русской плиты спорадически развитые юрские и меловые отложения имеют преимущественно континентальный генезис.

Олигоцен характеризуется началом неорогенических движений на Урале (пока еще слабо дифференцированных) и весьма засушливым климатом. Именно в это время обособляется Урало-Монгольский складчатый пояс как трансрегиональная тектоническая единица. Миоценовая эпоха проявлена локальной седиментацией на Восточно-Европейской платформе: в карстовых структурах оседания («дизъюнктивных мульдах») накапливаются аллювиально-пролювиальные, а позднее озерные и озерно-болотные образования; к этому же времени приурочено и угленакопление. В конце миоцена и раннем плиоцене происходит заметное воздымание современной осевой части складчатого пояса, начинают формироваться Уральский кряж и педиplen восточных высоких предгорий. С кустанайского времени начинается резкая неотектоническая активизация этой области с дифференцированными блоковыми движениями на фоне продолжающегося поднятия. Образуются склоновые отложения и коррелятный им аллювий прарек; по ним же (на самом юге площади) при максимуме «понтско-каспийской трансгрессии» заходили ингрессионные заливы. Переуглубленные долины этих рек и их притоков выполнены мелководно-морскими акчагыльскими образованиями. Начинается интенсивное уничтожение поверхностей выравнивания и частичный размыв мезозойских кор выветривания. В дальнейшем (плейстоцен и голоцен) чередование фаз относительной стабильности и усиления горообразовательных процессов приводит к перераспределению гидросети, усложнению форм и элементов рельефа, появлению новых генетических типов осадков.

---

---

---

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Согласно схеме районирования Урала, предложенной А. П. Сиговым, В. С. Шубом и др. [200], в пределах листа N-40 – Уфа выделяются две геоморфологические области: Русская равнина (восточная часть) и Уральское горное сооружение. Геоморфологическими таксонами более низкого уровня являются зоны и районы.

Русская равнина охватывает западную и северо-западную части листа. Восточная граница этой области совпадает с восточной границей Предуральского краевого прогиба, довольно уверенно прочитывается в рельефе и местами сопровождается структурно-денудационными уступами. Область сложена слабодислоцированными породами верхнего палеозоя, степень дислоцированности которых уменьшается с востока на запад. В ее пределах выделяются три района: денудационная равнина Предуралья ( $I^a$ ), приподнятая денудационная равнина Уфимского плато ( $I^b$ ) и приподнятая денудационная равнина Общего Сырта ( $I^c$ ). Область испытала сравнительно незначительные поднятия в мезозое и кайнозое. Наиболее интенсивными поднятия были в районах Уфимского плато и Общего Сырта.

В пределах денудационной равнины Предуралья ( $I^a$ ) А. П. Рождественский выделяет ряд крупных морфоструктур, которые достаточно хорошо выражены в современном рельефе: Белебеевско-Стерлибашевская возвышенность (БСВ), Камско-Бельское понижение (КБП), Юрюзано-Айское понижение (ЮАП) и Присакмарское понижение (ПСП).

Белебеевско-Стерлибашевская возвышенность представляет собой крупную положительную морфоструктуру северо-западного простирания [190]. Возвышенность имеет черты плосковерхого массива с крутым северо-восточным склоном, что придает ей своеобразный платообразный, а местами типично столовый облик. Средние абсолютные отметки осевой части возвышенности составляют 300–400 м, максимальные высоты вершин отмечаются в ее южной части и достигают 450–480 м. Характерной особенностью данной морфоструктуры являются черты молодости рельефа: относительно интенсивное эрозионное расчленение; местами каньонообразные долины со ступенчатыми склонами, почти лишенными делювиального чехла; плоские поверхности междуречий, покрытые маломощными элювиально-делювиальными отложениями.

Камско-Бельское понижение представляет собой крупную отрицательную морфоструктуру северо-восточного простирания, шириной от 40 до 220 км, отделяющую Общий Сырт и Белебеевско-Стерлибашевскую

возвышенность от Уфимского плато. На востоке оно граничит с Уральским горным сооружением. По оси понижения расположена широкая долина р. Белая, разделяющая его на две части: левобережную и правобережную. К днищу долины р. Белая приурочены наиболее низкие отметки рельефа – от 209 м в юго-восточной части до 56 м на северо-востоке. Для морфоструктуры в целом характерен холмисто-увалистый рельеф с преимущественно северо-восточным простиранием водораздельных поверхностей, сформированный преимущественно на пермских породах. В центральной части понижения достаточно широко развиты аллювиальные и озерные отложения неогена и эоплейстоцена. Водораздельные поверхности левобережной части имеют уклон в северо-восточном направлении, правобережной – в юго-западном, в сторону долины р. Белая. Высоты водораздельных поверхностей изменяются от 250–300 м на бортах морфоструктуры до 150–210 м в ее осевой части. В целом Камско-Бельское понижение имеет уклон в северо-восточном направлении. По мнению А. П. Рождественского [190], понижение существует как единая морфоструктура с начала плиоцена.

Айско-Юрюзанское понижение – крупная отрицательная морфоструктура субмеридионального простирания, выделяющаяся в северной части листа. Ширина понижения в пределах описываемой территории от 50 до 65 км. На западе морфоструктура граничит с Уфимским плато, на юге – с Уральским горным сооружением. Западная и южная границы достаточно отчетливо выражены в рельефе и имеют, по-видимому, тектонический характер, иногда сопровождаются структурно-денудационными уступами. Восточная граница нечеткая и проводится в достаточной степени условно. Западный борт понижения характеризуется более «спокойным» рельефом и представляет собой холмистую поверхность, наклоненную в северном и западном направлениях, с отметками вершин от 400 м на юге до 300 м на севере. Восточный борт представляет собой серию водоразделов преимущественно северо-восточного простирания с максимальными высотными отметками 400–350 м. В целом для понижения характерен грядово-волнистый рельеф, причем гряды наиболее выражены в его южном замыкании вблизи границы с Уральским горным сооружением, где отмечается наибольшая эрозионная расчлененность, что обусловлено, по-видимому, складчатым строением коренного субстрата.

Присакмарское понижение выделяется в южной части денудационной равнины Предуралья, расположено к югу от Общего Сырта. Оно представляет собой изометричную отрицательную морфоструктуру, наклоненную к долине р. Сакмара. Морфоструктура открыта на юг, северная ее граница проводится в достаточной степени условно и имеет вид дуги, опоясывающей долину р. Яман-Юшатырь и нижнего течения р. Салмыш. Рельеф Присакмарского понижения увалисто-градовый. Широкие асимметричные долины разделяются здесь также асимметричными междуречьями в форме гряд или увалов, ориентированных преимущественно на юг, к долине р. Сакмара, или имеющих изогнутую форму (водораздел рек Чебенька и Яман-Юшатырь). Высота водораздельных поверхностей варьирует от 300 до 180 м, в среднем составляя 240 м.

Приподнятая денудационная равнина Уфимского плато (I<sup>Г</sup>) четко выражена в рельефе в виде приподнятого блока, наклоненного с востока на запад. С востока район граничит с Айско-Юрюзанским понижением, с юга – с Уральским горным сооружением, с запада – с Камско-Бельским понижением. Восточный склон плато крутой, выражен в рельефе четким уступом высотой 100 м. Западный склон, обращенный к долинам верховьев рек Быстрый Танып и Буй – пологий, слегка волнистый. Осевая водораздельная линия, к которой приурочены максимальные высотные отметки, достигающие 480–517 м, почти вплотную приближен к бровке восточного склона, что обуславливает резкую асимметричность поперечного профиля плато. Выровненная поверхность плато густо расчленена глубоко врезаемыми каньонообразными долинами рек, что свидетельствует о высокой активности неотектонических процессов. По-видимому, данный блок приподнят по системе тектонических нарушений субмеридионального и северо-западного простирания уже после начала формирования современной речной сети. Поднятие было медленным и компенсировалось глубинной эрозией, поскольку не произошло перехвата долины р. Юрюзань, пересекающей плато с юго-востока на северо-запад, а также ее мелких притоков (реки Кошелевска, Атавка), истоки которых находятся в Айско-Юрюзанском понижении. В западной части плато максимальные отметки водораздельных поверхностей составляют 300–350 м.

Приподнятая денудационная равнина Общего Сырта (I<sup>А</sup>) расположена в южной части Русской равнины к югу от Белебеевско-Стерлибашевской возвышенности. Традиционно Общий Сырт выделялся как самостоятельная крупная положительная морфоструктура субширотного простирания. Именно несоответствие в ориентировке основных водораздельных поверхностей, по мнению А. П. Рождественского [190], является наиболее весомым основанием для разграничения ее от Белебеевско-Стерлибашевской возвышенности, хотя тот же автор признает, что в гипсометрическом отношении Общий Сырт «как бы составляет непосредственное продолжение последней» [190]. Изучение объемной модели современного рельефа (прил. 2) показывает, что восточная часть Общего Сырта имеет ярко выраженное субмеридиональное простирание и, по-видимому, подчиняется «общеуральскому» структурному контролю. На наш взгляд, северо-восточная (наиболее приподнятая) часть Белебеевско-Стерлибашевской возвышенности действительно представляет собой единую морфоструктуру с восточной (северо-восточной частью) Общего Сырта, формирование которой контролировалось, возможно, скрытыми тектоническими нарушениями северо-западного простирания, подобными разлому, который картируется вдоль юго-западной границы Уфимского плато. Таким образом, северная граница приподнятой денудационной равнины Общего Сырта является весьма и весьма условной.

Общий Сырт является главным водоразделом Южного Приуралья: он разграничивает бассейны рек Волга и Урал. По рельефу поверхности описываемый район не является однородным и может быть условно разделен на две части – западную и восточную, граница между которыми проходит примерно по долине р. Салмыш. Западная часть характеризуется более

спокойным характером рельефа, более низкими отметками водоразделов и менее глубоким врезом речных долин. Высотные отметки водораздельных поверхностей здесь варьируют от 250 до 400 м. Восточная часть отличается значительным размахом относительных высот, более высокими абсолютными отметками водоразделов и большей расчлененностью рельефа. Отметки водораздельных поверхностей здесь варьируют от 300 до 600 м. Наивысшей точкой является вершина хр. Малый Накас с абсолютной отметкой 667 м. Южный склон приподнятой денудационной равнины расчленен речной сетью в большей степени, чем северный. Здесь расположены верхние части долин притоков р. Сакмара: реки Яман-Юшатырь, Бол. Юшатырь, Бол. Куюргазак, Салмыш и др. Долины рек, как правило, широкие с невысокими берегами. Для них так же, как и в пределах Белебеевско-Стерлибашевской возвышенности, характерна асимметричность.

В области Уральского горного сооружения выделяются две зоны: зона Кряжа и зона Пенеплена. Зона Кряжа протягивается полосой шириной от 60 до 170 км с юга на северо-восток территории. На западе она граничит с областью Русской равнины, на востоке – с зоной Пенеплена. Это орографически четко выраженная горная страна, неоднородная по своему внутреннему строению: в центральной части расположен район приподнятых горных массивов Южного Урала (II<sup>б</sup>), к которому на западе примыкает район остаточных гор Западного склона Урала (II<sup>в</sup>), а на востоке – район остаточных гор Восточного склона Урала (II<sup>а</sup>).

Район приподнятых горных массивов Южного Урала представлен преимущественно среднегорьем, высота наибольших вершин которого превышает 1000 м. Наиболее возвышенная часть расположена на северо-востоке (гора Ямантау – 1640 м, гора Иремель – 1582 м, хр. Нугуш – 1406 м), в южном направлении отмечается постепенное снижение высотных отметок до 800 м и рельеф сменяется на низкогорный. Перепады высот в северной, северо-восточной части района в среднем составляют 500 м, местами достигают более 1000 м. Для района характерно чередование хребтов и межгорных впадин. Простираение хребтов в основном субмеридиональное или северо-восточное и совпадает с простираением складчатых структур, характерных для коренного субстрата, представленного интенсивно дислоцированными преимущественно терригенно-карбонатными, реже метаморфическими образованиями широкого возрастного диапазона – от позднего архея до позднего палеозоя. Исключение составляют лишь хребты Армаш и Гребень, первый из которых вытянут в широтном направлении, второй имеет северо-западное простираение, что опять-таки предопределено структурным планом геологических подразделений, на которых сформировался современный рельеф. Большинство межгорных понижений контролируются тектоническими нарушениями различной кинематики и также наследуют в «общеуральский» структурный план. Проявленность зон тектонических нарушений в современном рельефе в виде отрицательных морфоструктур позволяет говорить об их активности в четвертичное время.

Остаточные горы Западного склона Урала в виде полосы, ширина которой варьирует от 10 до 45 км, протягиваются с запада от района приподнятых горных массивов Южного Урала. Район характеризуется чередованием

узких низких хребтов с участками холмисто-увалистого рельефа и ложбинами. Высота хребтов возрастает в восточной части района, вблизи с границей с приподнятыми горными массивами, где максимальные отметки достигают 700–800 м. Для остальной части района высоты водораздельных поверхностей укладываются в интервал 450–600 м. Хребты и ложбины имеют субмеридиональную или северо-восточную ориентировку, согласную с пликативными и дизъюнктивными деформациями коренного субстрата, представленного карбонатно-терригенными комплексами широкого возрастного диапазона – от позднего рифея до перми. В северо-западной части района отмечается субширотная ориентировка хребтов (хр. Каратау, Воробьиные горы), что также предопределено общим структурным планом территории. Граница с районом приподнятых горных массивов Южного Урала в большинстве случаев постепенная, нечетко выраженная. На западе описываемый район граничит с областью Русской равнины. Граница почти на всем протяжении четкая, хорошо выраженная в современном рельефе за исключением северо-восточной части листа, где она проводится в достаточной степени условно.

Район остаточных гор Восточного склона Урала в виде узкой полосы, ширина которой не превышает 10–20 км, окаймляет приподнятые горные массивы Южного Урала с востока и частично с юга. Коренным субстратом здесь служат сложнодислоцированные вулканогенно-осадочные комплексы преимущественно девонского возраста, в северо-восточной части район совпадает с зоной ГУР, где широко развиты тектониты войкарско-кимперсайского комплекса, представленные серпентинитовым полимиктовым меланжем. Рельеф района характеризуется наличием многочисленных мелких хребтообразных возвышенностей, вытянутых в северо-восточном направлении согласно простираению горных пород и основных тектонических структур. Абсолютные отметки вершин хребтообразных возвышенностей варьируют от 600 до 800 м. Кроме того, присутствуют невысокие увалы, холмы, сглаженные сопки более низкого уровня с абсолютными отметками 470–550 м. Район расчленен широкими понижениями, в большинстве случаев северо-восточного простираения. Понижения представляют собой, очевидно, реликты древней неоген-эоплейстоценовой гидросети и объединяются в Янгельско-Узункульскую эрозионно-структурную депрессию. Днище депрессии с северо-востока на юго-запад понижается от 500 м до 420 м. Палеоврезы частично наследуются долинами рек Бизгинды, Клы, Янгелька. В большинстве же случаев современные долины имеют секущее направление по отношению к древним и образуют многочисленные узкие прорывы в хребтообразных возвышенностях, что связано с существенной перестройкой гидросети в конце эоплейстоцена.

С юга и востока зона Кряжа обрамляется зоной Пенеплена, в пределах которой выделяется три района: пенеплен Южного Урала (III<sup>а</sup>), приподнятый пенеплен Южного Урала (III<sup>б</sup>) и косопримподнятый пенеплен Зилаирского плато.

Приподнятый пенеплен Южного Урала примыкает с востока к остаточным горам Восточного склона. Рельеф района характеризуется сильной денудационной «сношенностью», обусловленной длительными процессами

пенепленизации. Лишь в неогене произошло некоторое омоложение рельефа, что связывается с блоковым малоамплитудным воздыманием. Район характеризуется незначительным перепадом абсолютных высот. Превышения водоразделов над днищами долин составляют 40–60 м, увеличиваясь в юго-восточной части до 100 м за счет врезания долины р. Малый Кизил. Водораздельные пространства плоские, пологовыпуклые. Переход от водоразделов к долинам постепенный. Склоны долин пологие. Водоразделы в центральной части района иногда перекрыты неогеновыми озерно-аллювиальными отложениями, что свидетельствует об инверсии рельефа в четвертичное время. Абсолютные отметки водораздельных поверхностей постепенно снижаются от 500–600 м в северо-восточной части района до 400–450 м в южной. Современная речная сеть редкая, представлена долинами рек Урал, Малый Кизил, Бол. Кизил, Аналык, Янгелька, Худолаз и др. Широко распространены озера, наиболее крупными из них являются Чебаркуль, Суртанды, Бол. Бугодак, Малый Бугодак, Култубан. Отмечается общий тренд понижения рельефа с запада на восток, где описываемый район постепенно без четкой границы переходит в собственно пенеплен Южного Урала, характеризующийся еще более «спокойным» слабо расчлененным рельефом. Для района характерны очень пологие водораздельные поверхности, высота составляет 400–450 м. Гидросеть редкая, долины рек имеют пологие борта, превышение водоразделов над днищами долин в среднем 50 м.

Косоприподнятый пенеплен Зилаирского плато (III<sup>Г</sup>) примыкает к зоне Кряжа с юга, врезаясь в виде сужающегося на северо-восток залива в район приподнятых горных массивов. Северо-западная граница района контрастная и проходит по Бельской эрозионной депрессии. На юго-востоке переход от пенеплена к приподнятым горным массивам постепенный, но все же достаточно уверенно прочитывается по увеличению абсолютных высотных отметок водораздельных поверхностей, а также по характеру этих поверхностей. Отличительной особенностью района являются широкие, почти плоские водоразделы и глубоко врезанные каньонообразные долины с очень крутыми, зачастую обнаженными бортами. Степень врезания уменьшается от долины р. Белая к хр. Уралтау, превышение водоразделов над днищами долин изменяется в этом направлении от 250–270 до 100–120 м. Ручная сеть разветвленная с четко выраженным древовидным рисунком. Абсолютные отметки водораздельных поверхностей в основном не превышают 600 м. Наиболее высокой частью пенеплена является водораздел рек Кана и Малый Ик, где абсолютные отметки достигают 620–630 м. На территории пенеплена в рельефе абсолютно не проявлены особенности состава и структуры коренного субстрата, что свидетельствует о длительности воздействия на данную территорию процессов комплексной денудации. По-видимому, поверхность Зилаирского плато была сформирована в палеогене и представляла собой единую денудационную равнину с предгорьями хр. Уралтау. Однако впоследствии, начиная с позднего неогена, поверхность пенеплена неоднократно перерабатывалась под комплексным воздействием эрозионно-денудационных процессов, что привело к снижению абсолютных отметок вершинных поверхностей, глубокому



врезанию речных долин и практически полному уничтожению элювиально-делювиального покрова на этой территории.

## ТИПЫ И ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА

В процессе анализа геоморфологического строения территории листа нами выделяется четыре генетических типа рельефа: тектоногенный, денудационный конструктурный, денудационный аструктурный, аккумулятивный. Тектоногенный рельеф не выделяется в масштабе представляемой геоморфологической схемы, хотя он, безусловно, присутствует в виде изменения формы поверхностей при городской застройке. Антропогенное рельефообразующее воздействие не может сравниться с природными факторами.

**Тектоногенный рельеф (1)** сформирован в результате новейших тектонических поднятий и распространен в пределах района приподнятых горных массивов Южного Урала. Несмотря на то, что весь район в плиоцен-четвертичное время испытывал стабильное воздымание, его интенсивность в различных блоках была не одинакова.

Тектоногенный рельеф характерен для горных массивов Северный и Средний, Южный, Узьянский Крака и горной гряды хребтов Крыктытау и Куркак. Отличительными особенностями данного типа рельефа являются крутые склоны, покрытые маломощным чехлом коллювия, широкое развитие скальных стенок, большие уклоны русел водотоков низких порядков. Мелкие водотоки зачастую текут по коренному руслу. Несмотря на альпийнотипность склонов, вершинные поверхности иногда имеют уплощенную форму, что может свидетельствовать о существовании древней поверхности выравнивания. Как уже отмечалось ранее, рельеф массивов Крака и гряды Крыктытау–Куркак несколько различен, что в первую очередь обусловлено особенностями коренного субстрата. Массивы Крака сложены ультрамафитами, в той или иной степени серпентинизированными и легко прорезаемыми водными потоками, в отличие от «вязких» достаточно однородных вулканогенных и вулканогенно-обломочных комплексов, слагающих горные гряды Крыктытау, Куркак. Этим же фактором обусловлена густая гидросеть массивов Крака с рисунком, близким к линейному, и наличие здесь гребневидных отрогов.

Рассчитанная амплитуда воздымания горной гряды Крыктытау–Куркак ориентировочно составляет 300–400 м. Данная оценка исходит из предположения о том, что до начала восходящих неотектонических движений вершинные поверхности гряды находились на одном гипсометрическом уровне с отпрепарированными гребнеобразными возвышенностями района остаточных гор Восточного склона. В современной географии их высота составляет 650–750 м, а поверхности водоразделов горной гряды в среднем локализуются на отметках 950–1050 м. Такие результаты получены и при анализе продольных профилей водотоков, дренирующих восточные склоны хребтов. Профили большинства водотоков образуют ярко выраженные уступы высотой около 300 м, которые подчеркиваются серией водопадов высотой до 3 м, свидетельствующих о некомпенсированной глубиной

эрозии. Последнее обстоятельство в свою очередь указывает на молодой (скорее всего средне-позднеплейстоценовый) возраст процесса. Ярким доказательством восходящих неотектонических движений является цепочка крупных конусов выноса, сложенных грубообломочным аллювиально-пролювиальным материалом, трассирующая восточный склон гряды.

**Денудационный структурный тип рельефа** представлен четырьмя подтипами. *Первый подтип (2)* локализован в интервале высот от 750 до 1200–1400 м (максимальные отметки достигают 1640 м) и соответствует крупным положительным морфоструктурам – горным грядам в пределах района приподнятых горных массивов Южного Урала (хребты Бол. Таганай, Сулея, Ургуш, Уреньга, Зигальга, Нары, Машак, Кюмердяк, Зильмердак, Юрматау, Ардакты, Баштин, Арвалаяк, Уралтау, Ирендык). Свои основные черты горные гряды приобрели, по-видимому, в результате комплекса денудационных процессов, приведших к препарировке крупных приподнятых блоков коренного субстрата, сложенных преимущественно устойчивыми к выветриванию породами: кварцитами, metabазальтами, метаконгломератами, метагравелитами субкварцевого и полимиктового состава, кварц-полевошпатовыми сланцами. Горные гряды имеют субмеридиональное и северо-восточное простирание, согласно простиранию коренных пород и основных тектонических структур. Вершинные поверхности имеют выпуклый профиль, покрыты незначительным по мощности чехлом элювиальных отложений. На склонах развиты преимущественно коллювиальные, десертационные и делювиальные образования, мощность которых постепенно возрастает к подножию склонов. В привершинных частях склонов нередко отмечаются выходы коренных пород.

*Второй подтип (3)* денудационного структурного рельефа локализован в интервале высот 500–750 м в пределах районов остаточных гор Западного и Восточного склонов Урала. Он представлен узкими гребнеобразными возвышенностями, сложенными преимущественно устойчивыми к выветриванию породами – песчаниками, алевролитами кварцевыми и аркозовыми, доломитами, кремнистыми алевролитами и базальтами с прослоями яшм (хребты Азям, Воробьиные горы, Каратау, Алатау, Канчак, Узункыр, Кутантау, Кумач). Возвышенности имеют узкие в основном обнаженные вершинные поверхности, крутые склоны, покрытые щебнистыми коллювиальными образованиями, и представляют собой денудационные останцы или отпрепарированные реликты палеогеновой поверхности выравнивания (педиплена первой генерации) на западной и восточной окраинах Уральского кряжа, практически полностью деградировавшей в результате комплексного воздействия эрозионно-денудационных процессов в неоген-четвертичное время.

Нижняя граница формирования первого подтипа рельефа соответствует палеогену, второго – неогену (плиоцену). История преобразования и переработки данного типа рельефа продолжается и по сей день.

*Третий подтип (4)* – это денудационные равнины первой генерации. Они развиты в пределах Русской равнины и представлены вершинными поверхностями крупных положительных морфоструктур: Уфимского плато, Общего Сырта, Белебеевско-Стерлибашевской возвышенности.

Поверхности являются продуктом комплексной денудации субгоризонтально- или пологозалегающих осадочных комплексов преимущественно пермского, в меньшей степени триасового (в пределах Общего Сырта) возраста. Они отвечают верхнему ярусу рельефа восточной части Русской платформы, нижняя граница которого проводится на уровне 300 м. Верхняя граница составляет около 400 м на Белебеевско-Стерлибашевской возвышенности, 600 м в пределах Общего Сырта и 500–550 м на Уфимском плато. Поверхности покрыты маломощным покровом элювиальных и делювиальных отложений и в значительной мере расчленены неоплейстоценовыми эрозионными врезами. Возраст денудационных поверхностей первой генерации палеоцен-миоценовый [190].

Гипсометрически ниже описанных денудационных равнин, в среднем ярусе рельефа расположены денудационные поверхности выравнивания *второй генерации* (5). В современном рельефе они представлены низкими водоразделами в пределах крупных отрицательных морфоструктур: Камско-Бельского понижения, Присакмарского понижения и Айско-Юрюзанского понижения. Гипсометрический уровень этих поверхностей несколько различен и составляет 180–300 м для Камско-Бельского понижения, 200–300 м для Присакмарского и 300–350 м для Айско-Юрюзанского. Водоразделы характеризуются пологовыпуклыми, почти ровными вершинами, пологими, иногда ступенчатыми, склонами и покрыты маломощным чехлом элювиальных и делювиальных щебнисто-глинистых отложений. Время образования данных денудационных поверхностей оценивается как плиоцен–эоплейстоцен [190].

**Денудационный аструктурный тип рельефа** представлен пятью подтипами, различающимися по времени формирования и по ведущим рельефообразующим агентам и процессам.

*Первый подтип* (6) имеет наиболее длительную историю развития и широко распространен в районе пенепплена Южного Урала. Это равнинные пространства с высотными отметками от 450–500 м в северной части области распространения до 400–450 м в южной, покрытые сплошным чехлом элювиальных и делювиальных отложений преимущественно глинистого состава. Равнинный рельеф сформирован на различных по составу и возрасту сложнодислоцированных коренных породах. Поскольку структура коренного субстрата никак не отражается в строении поверхностей, можно с уверенностью говорить о длительности развития процессов пенеппленизации. Большинство авторов время формирования пенепплена определяется как мезозой-миоценовое [83, 89, 196].

Ко *второму подтипу* (7) относятся водораздельные поверхности, локализованные в интервале высот 600–750 м, достаточно широко развитые в пределах района приподнятых горных массивов Южного Урала. Как правило, они выполняют пространства между горными грядами и массивами и представляют собой реликты единой поверхности педиппленизации палеогенового возраста (педипплен первой генерации). В конце палеогена они образовывали обширные субравнинные слабо всхолмленные пространства, сформировавшиеся за счет отступления горных склонов под действием комплекса денудационных процессов и слияния отдельных педиментов.

Данные реликтовые поверхности в значительной степени переработаны более поздними эрозионными процессами и в современном рельефе имеют вид платообразных возвышенностей с плоскими или пологовыпуклыми вершинами, пологими выпуклыми склонами, покрытыми чехлом наиболее древних элювиально-делювиальных отложений. Возраст данного подтипа определен как палеоген-раннеогеновый.

К *третьему подтипу (8)* относятся низкие холмы и увалы, широкие плоские или пологовыпуклые водоразделы, локализованные в интервале высот от 400 до 600 м в районах остаточных гор Западного и Восточного склонов Урала. Они представляют собой переработанный эрозией педиплен второй генерации, сформировавшийся за счет деградации поверхностей педиплена палеоген-раннеогенового возраста под действием комплекса эрозионно-денудационных процессов. Мощность рыхлых элювиально-делювиальных отложений здесь невелика и варьирует от нуля до первых метров. Формирование педиплена началось, по-видимому, в позднем неогене и продолжалось вплоть до среднего неоплейстоцена.

*Четвертый подтип (9)* широко развит в пределах районах косопроднятого пенеplена Зилаирского плато и приподнятого пенеplена Южного Урала (пенеplен второй генерации). Это относительно древние пенеplенизированные поверхности, существенно «омоложенные» в четвертичное время в результате восходящих неотектонических движений. В пределах Зилаирского плато это выровненные платообразные водоразделы, локализованные в интервале высот 550–630 м. Свой равнинный облик Зилаирское плато приобрело, по-видимому, еще в олигоцене. В более поздние периоды под воздействием эрозионно-денудационных процессов субравнинная поверхность была в значительной мере переработана, что привело к уничтожению комплекса рыхлых отложений, расчленению плато густой сетью глубоко врезаемых речных долин, общему снижению абсолютных отметок водоразделов. В районе приподнятого пенеplена Южного Урала подтип представлен широкими плоскими водораздельными поверхностями, локализованными в интервале высот 300–450 м, с очень пологими склонами, покрытыми маломощным чехлом элювиальных и делювиальных отложений.

Учитывая тот факт, что наиболее существенная переработка древних пенеplенизированных поверхностей началась в раннем и продолжилась в среднем неоплейстоцене, возраст данного подтипа определен как ранне-среднеоплейстоценовый ( $Q_I$ – $Q_{II}$ ). О «молодости» пенеplена второй генерации свидетельствует также существенная редуцированность рыхлого покрова в его пределах, мощность которого в большинстве случаев не превышает 1–2 м.

*Пятый подтип (10)* денудационного аструктурного рельефа распространен в пределах всех геоморфологических районов и представлен склонами современных речных долин. Основными агентами формирования данных поверхностей являются процессы глубинной и боковой эрозии. Угол наклона поверхностей в значительной степени зависит от преобладания того или иного агента. Для долин водотоков со значительным уклоном русла характерно преобладание глубинной эрозии и, как следствие, V-образный

поперечный профиль. В этом случае борта имеют значительный уклон и покрыты преимущественно маломощными коллювиальными и делювиальными отложениями, иногда вообще обнажены. Подобные долины широко развиты в районах приподнятых горных массивов Южного Урала, остаточных гор Западного склона Урала и косоприподнятого пенепплена Зилаирского плато. В пределах Русской равнины каньонобразные долины характерны для приподнятой денудационной равнины Уфимского плато. В районах остаточных гор Восточного склона Урала, пенепплена и приподнятого пенепплена Южного Урала, где эрозионные процессы протекают вяло, современные долины слабо врезаны и имеют пологие склоны, покрытые делювиальными отложениями. Для долин в пределах денудационной равнины Предуралья зачастую характерно асимметричное строение долин. На более крутых склонах мощность делювиальных отложений, как правило, весьма незначительна (иногда до полного их отсутствия), в то время как пологие склоны покрыты мощным делювиальным чехлом. Учитывая то, что формирование современных долин началось, по-видимому, в среднем неоплейстоцене и продолжается до настоящего времени, возраст данного подтипа определен как средненеоплейстоцен-голоценовый ( $Q_{II}-Q_{H}$ ).

**Аккумулятивный тип** представлен линейными или площадными формами, приуроченными к нижнему ярусу рельефа. Основным агентом формирования данного типа является внутريدолинная аккумуляция. Выделяется пять возрастных генераций аккумулятивных поверхностей – плиоцен-эоплейстоценовая, ранненеоплейстоценовая, средне-поздненеоплейстоценовая, средненеоплейстоцен-голоценовая и поздненеоплейстоцен-голоценовая.

*Плиоцен-эоплейстоценовые аккумулятивные поверхности (11)* наиболее широко распространены в пределах Камско-Бельского понижения в районе денудационной равнины Предуралья. Они представляют собой реликты аллювиально-озерных равнин, в значительной степени переработанных неоплейстоценовыми процессами. Они имеют вид низких пологих слабовсхолмленных междуречий, локализованных в интервале высот 100–180 м, наклоненных в сторону современных долин на левобережье рек Белая, Быстрый Танып, Дема, Чермасан, Уршак. Поверхности сложены преимущественно аллювиальными и озерными, в меньшей степени делювиальными, отложениями позднеплиоценового (воеводская свита) и эоплейстоценового возраста. В районе приподнятых горных массивов Южного Урала плиоцен-эоплейстоценовые аккумулятивные поверхности приурочены к днищам Белорецкой и Тирлянской депрессий и локализованы в интервале высот 500–550 м. В районе приподнятого пенепплена Южного Урала поверхности представлены реликтами палеодолины р. Урал. Они локализованы в интервале высот 440–460 м, образуют водораздельные поверхности рек Малый Кизил, Аналык, Янгелька и в современном рельефе выглядят как пологие холмы. Возраст поверхностей определен в соответствии с возрастом слагающих их отложений.

*Ранненеоплейстоценовые аккумулятивные поверхности (12)* распространены локально. Они, как правило, слабо выражены в современном рельефе. На Геоморфологической схеме выделены только наиболее значимые

участки их распространения. Поверхности сформированы за счет заполнения котловин или палеоврезов комплексом делювиальных и озерных отложений. В районе денудационной равнины Предуралья наиболее крупный участок развития данных поверхностей выделен на междуречье Сим–Уфа; в районе приподнятого пенеплена Южного Урала – на правом берегу р. Уй, где они имеют вид пологих полузамкнутых котловин с плоскими днищами, расположенных на высоте 350–400 м. Возраст поверхностей определен в соответствии с возрастом слагающих их отложений.

*Средне-позднеоплейстоценовые аккумулятивные поверхности (13)* представлены низкими аккумулятивными террасами (третьей и второй), наиболее широко развитыми в долинах крупных рек (Белая, Быстрый Танып, Уфа, Сюнь) в районе денудационной равнины Предуралья. Относительная высота третьей террасы 20–40 м, ширина от 0,5 до 4 км. Поверхность террасы имеет слабый уклон в сторону долины, тыловой шов перекрыт делювиальными шлейфами и, как правило, проводится условно. Терраса покрыта сплошным чехлом аллювиальных отложений среднеоплейстоценового возраста. Вторая терраса отличается большей сохранностью и более четким выражением в рельефе. Относительная высота террасы 8–15 м, абсолютные отметки поверхности варьируют от 80 до 115 м. Поверхность террасы ровная, со слабым уклоном в сторону долины, участками заболоченная, с мелкими старицами. Тыловой шов прослеживается хорошо, бровка нередко открытая, особенно в случае подмыва берегов. Ширина террасы от 1–2 до 7–7,5 км. Возраст поверхностей определяется исходя из возраста слагающих их аллювиальных отложений.

*Среднеоплейстоцен-голоценовые аккумулятивные поверхности (14)* выделяются в долинах тех рек, где комплекс низких террас существует, но из-за малых размеров не может быть отображен в данном масштабе картирования и объединен поймой и руслом. В области Русской равнины данные поверхности приурочены к долинам рек Дема, Чермасан, Сим, Инзер (нижнее течение), Ай, Салмыш, Бол. Ик. Третья и вторая террасы здесь распространены весьма ограниченно, ширина сохранившихся фрагментов не превышает 1–3 км. По остальным своим характеристикам (относительная высота, проявленность в рельефе, возраст отложений) они не отличаются от аналогичных террас, описанных в составе предыдущего комплекса. Первая надпойменная терраса развита практически повсеместно, образует ровные площадки шириной до 1–2 км и имеет превышение над поймой 1–3 м, тыловой шов не всегда отчетливый. В зоне Кряжа среднеоплейстоцен-голоценовые аккумулятивные поверхности выделяются преимущественно в долине р. Белая. Третья терраса развита крайне ограниченно в виде локальных «карманов», ее относительная высота над урезом воды 25–35 м. Вторая надпойменная терраса фрагментарно развита в виде горизонтальных площадок, ширина которых не более 0,2 км. Высота над урезом воды от 4 до 10 м, наклон в сторону русла 5–7°. Терраса сложена песчано-глинистым материалом с валунами различного состава. Переход между второй и первой террасой чаще всего постепенный без ярко выраженного уступа. Наиболее широко развиты первая надпойменная терраса и пойма. Первая надпойменная терраса имеет вид плоских линейных

поверхностей, расположенных на высоте 1–4 м над урезом воды. Аллювий представлен песчано-гравийным, песчаным материалом с глинистым заполнителем. В зоне Пенеплена описанные поверхности приурочены к днищам долин рек Урал, Бол. Кизил, Гумбейка. Время формирования поверхностей определено исходя из возраста слагающих их аллювиальных отложений.

*Поздненеоплейстоцен-голоценовые аккумулятивные поверхности (15)* включают в себя первую надпойменную террасу, пойму и русло. Они приурочены к днищам долин крупных рек в области Русской равнины (реки Белая, Уфа, Быстрый Танып), а также к долинам малых рек, где комплекс более высоких террас не сформирован. Первая надпойменная терраса наиболее широко развита в долине р. Белая, где ее ширина достигает 5 км, сужаясь в долинах притоков до 0,5 км. Абсолютные отметки поверхности варьируют в пределах 75–95 м. Поверхность часто сливается с поверхностью второй надпойменной террасы. Высокая и низкая поймы имеют горизонтальные поверхности с большим количеством старичных озер. Ширина поймы р. Белая достигает 10–12 км.

### ЛОКАЛЬНЫЕ ФОРМЫ И ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА

Геоморфологические формы, определяющие типы макрорельефа, описаны выше. Здесь же рассмотрены лишь те из них, что развиты спорадически, но являются характерными для тех или иных типов. Размеры локальных форм обычно невелики и на геоморфологической схеме они показаны вне масштаба, исключение составляют лишь погребенные долины, площадь которых отражается в масштабе картирования. Отображенные на геоморфологической схеме локальные формы и элементы рельефа относятся к флювиальному, гляциогенному, криогенному, карстово-суффозионному, склоновому и структурно-денудационному рядам.

Флювиальный ряд представлен погребенными речными долинами и оврагами. Крупные погребенные речные долины характерны для денудационной равнины Предуралья и представляют собой фрагменты древней гидросети (палео-Белая, палео-Дема, палео-Сим, палео-Уфа). Часть долин имеет позднемиоцен-плиоценовый возраст и заполнена аллювиальными, озерными и аллювиально-морскими отложениями кинельской серии и аккумуляевской свиты. Осевые части таких долин, как правило, смещены на запад, юго-запад от современных русел на расстояние от 2–5 до 30 км. Палеодолины выработаны в верхнепермских отложениях. Форма каньонообразная или корытообразная с пологими бортами, ширина от 2–3 до 20 км. Существуют также долины ранненеоплейстоценового возраста, которые зафиксированы как в Предуралье, так и в пределах Уральского горного сооружения. Для них характерна небольшая ширина (не более 1–3 км), каньонообразная форма и пространственная совмещенность с современными долинами. Они врезаны в коренные породы различного возраста, глубина вреза не превышает 40 м.

Процессы оврагообразования наиболее интенсивно проявлены в пределах денудационной равнины Предуралья и, в частности, на склонах Белебеевско-Стерлибашевской возвышенности, что обусловлено как

природными факторами (наличие протяженных склонов, покрытых достаточно мощным слоем делювиальных отложений, активизация процессов глубинной эрозии, вызванных, по-видимому, слабыми восходящими движениями), так и антропогенными (интенсивная распашка земель и деградация лесных массивов). Овраги в большинстве случаев являются вторичными, то есть наследуют средне-позднеплейстоценовые эрозионные врезы, редко выходя за их пределы. Прирост вершинной части отдельных оврагов достигает 10–12 м в год. Склоны оврагов крутые, поперечный профиль V-образный, глубина вреза от 1–2 м в верховьях до 10–11 м в устьевых частях.

Гляциогенный ряд представлен цирками и скоплениями эрратических валунов. Ледниковые цирки закартированы на хребтах Баштау (гора Катушка, гора Караташ, гора Бол. Шатак), Юша (северо-восточное окончание), Машак (юго-западное окончание), Зигальга (северо-восточное окончание), Уралтау (верховья рек Миндяк, Арвяк, Якай), Базал и на горе Ямантау. На местности они имеют вид котловин до 2–4 км в диаметре, окруженных скальными стенками высотой 50–60 м, расположенными по бровке пологовыпуклых водораздельных поверхностей и обращенных в сторону долины. На хребтах Базал, Зигальга и горе Ямантау цирки пространственно сопряжены с участками развития морены.

Эрратические валуны отмечаются в долине р. Арвяк и на низком междуречье рек Уткаль и Рязь. В первом варианте валуны представлены кварцитами, образуют мелкие (до 40 м длиной и до 1,5 м высотой) гряды на днище долины. Диаметр валунов достигает 1,5 м, их форма сглаженная, окатанная. В коренных обнажениях по бортам долины закартированы коренные выходы глинистых сланцев зилаирской свиты. На водоразделе рек Уткаль и Рязь, в нижнем течении р. Уткаль зафиксировано скопление эрратических валунов, самый крупный из которых достигает размера 3 × 4 м. Эрратические валуны здесь представлены известняками, имеют округлую форму, гладкую, отшлифованную поверхность с глубокими царапинами и штриховкой.

Криогенный ряд представлен нагорными террасами и каменными реками (курумами). *Нагорные террасы* отмечаются в привершинных частях склонов хребтов Баштау, Зильмердак, Сухие горы, Машак, горы Масим. Они представляют собой площадки размером от 0,13 до 1,5 км<sup>2</sup> с плоскими поверхностями, ограниченные крутыми склонами, локализованные в интервале высот 800–1000 м, иногда образуют два уровня, определяя ступенчатый облик склонов. Поверхности нагорных террас покрыты россыпями глыб или суглинистыми и глинистыми отложениями. По вопросу о причинах возникновения террас высказываются разные точки зрения, но большинство исследователей считают, что эти формы рельефа являются результатом взаимодействия процессов морозного выветривания и солифлюкции [32].

*Каменные реки* (курумы) развиты на крутых склонах хребтов центральной (наиболее возвышенной части) района приподнятых горных массивов Южного Урала (хребты Нары, Машак, Кюмердяк). Курумы спускаются по склонам от вершин к подножиям, в отдельных участках покрывают



днища межгорных депрессий и заполняют русла рек, образуя каменистые участки (верховья рек Юрюзань, Бол. Инзер). Курумы состоят из глыб, представленных плотными породами: кварцитами, кварцевыми песчаниками, конгломератами. Глыбы не окатаны, но обычно имеют сглаженные поверхности, свидетельствующие о длительности их обработки атмосферными агентами.

Карстово-суффозионный ряд представлен карстовыми воронками. Данные формы рельефа широко развиты на территории листа и связаны с широким развитием карбонатных пород различного возраста (от рифея до перми), а также легкорастворимых пермских гипсоносных толщ. Сульфатный карст максимально проявлен в пределах восточной части денудационной равнины Предуралья. Пораженность этой части территории поверхностными проявлениями карста составляет от 1–5 до 15–25%. Интенсивность развития сульфатного карста при прочих равных условиях обратно пропорциональна мощности отложений, перекрывающих гипсоносные толщи кунгурского яруса. В пределах Уральского горного сооружения карст развит преимущественно по долинам рек, дренирующих карбонатные породы, и имеет разнообразные формы: воронки, карстовые блюдца, провалы, пещеры.

Склоновый ряд представлен конусами выноса, которые расположены цепочкой вдоль подножия восточного склона хребтов Крыктытау и Куркак в верховьях рек Могак, Мусак, Мусык и др. Данные формы рельефа уверенно дешифрируются на аэро- и космоснимках. На местности они представляют собой пологонаклонные, иногда слабовыпуклые поверхности, сложенные крупнообломочным полуокатанным несортированным материалом с песчано-глинистым заполнителем. Конусы приурочены к местам выхода молодых долин на древние эрозионные поверхности. Приуроченность конусов выноса к подножию гряды Крыктытау–Куркак свидетельствует о довольно интенсивном воздымании данного блока в средне-позднео-плейстоценовое время и существенной роли в этом процессе Восточно-Ирендыкского разлома.

К структурно-денудационному ряду относятся структурно-денудационные уступы и отпрепарированные гребни и гряды из прочных пород. Структурно-денудационные уступы, как правило, приурочены к границам геоморфологических районов. Цепочка уступов прослеживается вдоль границы Уральского горного сооружения и Русской равнины, а также на восточной границе зон кряжа и пенеплена. Их возникновение связано, очевидно, с восходящими движениями отдельных блоков по зонам тектонических нарушений, омоложенных в четвертичное время. В пределах Русской равнины слабо выраженные структурно-денудационные уступы местами фиксируются на границе олигоцен-миоценовой и плиоцен-эо-плейстоценовой поверхностей выравнивания. Наиболее контрастные из них с перепадом высот 40–60 м приурочены к восточной границе Уфимского плато. Отпрепарированные гребни и гряды из прочных пород показаны на Геоморфологической схеме лишь в пределах районов остаточных гор Западного и Восточного склонов Урала, чтобы отобразить островные горы второй генерации, не выражающиеся в масштабе. Здесь они представлены

узкими гребнеобразными возвышенностями, сложенными кварцевыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, кремнистыми сланцами, с крутыми склонами (30–35°), покрытыми щебнистыми коллювиальными образованиями. На вершинах отмечаются многочисленные коренные выходы. В пределах района приподнятых гор отпрепарированные гребни имеют вид скальных выступов высотой до 15–20 м. Простираение гребней совпадает с простираением коренных пород.

### ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ТЕРРИТОРИИ

Историю формирования современного рельефа территории следует, очевидно, рассматривать с начала палеогена, поскольку реликты мезозойских отложений, крайне ограниченно распространенные в пределах денудационной равнины Предуралья, приподнятой денудационной равнины Общего Сырта и приподнятого пенеблена Южного Урала, не являются рельефообразующими. Вместе с тем совершенно очевидно, что развитие рельефа в кайнозойский период во многом предопределено структурным планом территории, сформированным в предшествующие эпохи. Можно лишь предполагать, что в течение всей мезозойской эпохи для территории был характерен относительно спокойный тектонический режим, сопряженный с малоамплитудным воздыманием зоны Кряжа, которая синхронно пенебленируется и к началу палеогена представляет собой сушу с низкогорным рельефом. Отдельные крупные возвышенности соответствуют положительным складчатым структурам – антиклиналиям. Реликты древнего пенеблена в зоне Кряжа (допалеогеновой поверхности выравнивания) прослеживаются в современном рельефе в виде уплощенных, иногда пологовыпуклых вершинных поверхностей горных гряд Уралтау, горных массивов Крака, локализованных в интервале высот 900–1000 м. Западная окраина Русской равнины и зона Пенеблена Уральского горного сооружения представляли собой низменности, фрагментарно затопливаемые во время трансгрессий.

Палеоген ознаменовался общим разноамплитудным поднятием, начавшимся в олигоцене и охватившим как Уральское горное сооружение, так и прилегающие к нему территории. В зоне Кряжа воздымание привело к разрушению древнего пенеблена и формированию в основании склонов педиментов, площади которых постепенно расширялись, образуя межгрядовые понижения. К концу палеогена происходит слияние части педиментов и образование поверхностей педиplanationи. Рельеф зоны Кряжа к этому моменту представлял собой изолированные массивы и горные гряды (островные горы первой генерации), сложенные преимущественно устойчивыми к разрушению породами и разделенные крупными межгорными понижениями (педиplen первой генерации). Днища понижений характеризовались полого всхолмленным рельефом. Наиболее интенсивной деструкции подверглись окраинные части кряжа. На западе формируется слабвсхолмленная денудационная равнина на пластовом основании (денудационная равнина первой генерации), реликты которой можно наблюдать в виде Уфимского плато и Общего Сырта и Бугульмино-Белебеевской возвышенности. На юго-востоке продолжается развитие пенеблена.

В конце олигоцена–начале миоцена территория Южного Урала испытывала кратковременные тектонические малоамплитудные поднятия. После них, в течение длительной эпохи среднего и позднего миоцена тектонические движения были ослаблены.

В плиоцене активизируются блоково-сводовые поднятия Уральского горного сооружения. В этот период в зоне Кряжа начинает формироваться неогеновая поверхность педиplanationии. Крупные структурно-денудационные депрессии (Белорецкая и Тирлянская) в это время представляют собой пониженные субравнинные территории с большим количеством озер, в которых происходит накопление тонких глинистых осадков за счет перемыва и смыва палеогеновых кор выветривания. Наиболее широко неогеновые денудационные поверхности развиваются в районах остаточных гор Западного и Восточного склонов Урала. Под действием комплексной денудации ранняя палеогеновая поверхность выравнивания здесь почти полностью деградировала, приобретает облик узких отпрепарированных хребтов.

На западе под действием процессов эрозии и комплексной денудации происходит расчленение единой равнинной поверхности и формирование денудационной равнины второй генерации. Восходящие движения характеризуются гораздо меньшей интенсивностью и чередуются с периодами покоя, о чем свидетельствует акчагыльская ингрессия моря в прадолины рек Белая, Быстрый Танып.

Юго-восточная часть территории также характеризуется спокойным тектоническим режимом, о чем свидетельствует формирование здесь аккумулятивных озерно-аллювиальных поверхностей.

В начале эоплейстоцена в пределах Уральского горного сооружения отмечается активизация эрозионных процессов, что связано, очевидно, с одной стороны, с понижением базиса эрозии, с другой – с общим воздыманием территории. Закладывается современная долина р. Белая, где формируется VI надпойменная терраса. Наиболее значительная перестройка речной сети происходит в юго-восточной части территории: долина пра-Урала смещается на восток, в районе остаточных гор формируются эрозионные поверхности, трассирующие палеодолины рек Малый Кизил, Янгелька, Аналык (Янгельско-Узункульская эрозионно-структурная депрессия). Здесь процессы транспорта материала явно преобладают над процессами аккумуляции. Лишь на «законсервированных» частях неогенового педиплена, не подвергшихся деструкции, начинается формирование элювиальных и делювиальных отложений. Относительная стабилизация наступает в позднем эоплейстоцене. В это время на поверхности VI террасы накапливаются аллювиальные отложения. Плиоценовые аккумулятивные поверхности начинают работать как денудационные, аллювиальные и озерные отложения частично размываются с обнажением цоколя.

Воздымание не затрагивает западную часть территории, где формируются аккумулятивные озерно-аллювиальные и озерно-делювиальные поверхности.

Начало неоплейстоцена ознаменовалось резким воздыманием как восточной части Русской равнины, так и горной части Южного Урала, в которую в значительно меньшей степени вовлечена и окраина пенепплена.

Образуются переуглубленные долины, которые на протяжении всего раннего неоплейстоцена заполняются аллювиальными и делювиальными отложениями. Рисунок речной сети в районе приподнятых горных массивов Южного Урала в этот период приобретает облик, близкий к современному, о чем свидетельствует частое наследование палеоврезов современными водотоками. В районе остаточных гор и приподнятого пенеппла происходит дальнейшая перестройка речной сети со смещением наиболее крупных речных долин к востоку, где формируются раннеоплейстоценовые аккумулятивные поверхности. На обнаженных частях плиоценовых аккумулятивных поверхностей, а также в пределах эоплейстоценовых эрозионных поверхностей начинают формироваться элювиальные и делювиальные отложения. Эрозионная деятельность водотоков в комплексе с денудационными процессами приводят к частичному снижению поверхности Зилаирского пенеппла и уничтожению накопленных здесь элювиально-делювиальных отложений. В южной части района приподнятых горных массивов Южного Урала обнаружены признаки горно-долинного оледенения.

Средний неоплейстоцен также начинается с активизации неотектонических процессов на Южном Урале и в Приуралье. Формируются IV и III надпойменные террасы. На склонах эрозионных врезов накапливаются делювиальные и коллювиальные отложения. Потепление климата приводит к таянию ледников. Моренные отложения разрушаются и частично переотлагаются в аллювии IV надпойменной террасы р. Белая. Кратковременные восходящие движения сменяются периодами покоя. Формируются террасовые комплексы IV, III террас. На границе среднего и позднего неоплейстоцена, по-видимому, происходит интенсивное воздымание отдельных блоков, соответствующих горным массивам Крака и горной гряде Крыктытау–Куркак. Существенную роль в этом процессе играли долгоживущие тектонические нарушения, интенсивно активизированные в этот период как общеуральского северо-восточного направления, так и секущие по отношению к основным структурам – северо-западные. Именно в этот период происходит окончательное формирование современной речной сети в районах остаточных гор, где по ослабленным тектоническим зонам северо-западного направления водотоки прорезают отпрепарированные узкие гряды и устремляются в юго-западном и юго-восточном направлении к современным долинам рек Белая и Урал. В районе приподнятого пенеппла происходит окончательная инверсия рельефа – плиоценовые аккумулятивные поверхности превращаются в пологие водоразделы. Формируется четко выраженный тектонический уступ между районами приподнятых горных массивов Южного Урала и остаточных гор Восточного склона. На практически обнаженной поверхности косоприподнятого пенеппла Зилаирского плато начинается формирование покрова элювиальных и делювиальных отложений.

В позднем неоплейстоцене и голоцене тектонический режим территории относительно стабилен. Продолжают развиваться комплексы элювиальных и делювиальных отложений. На крутых склонах «омоложенных» горных массивов отлагается грубообломочный коллювий и десерпций. В наиболее приподнятой центральной части зоны Кряжа наблюдается горно-долинное

оледенение (хребты Баштау, Юша, Мшак, Зигальга, гора Ямантау). В пределах речных долин накапливается аллювий II и I террас. Интенсивная попятная эрозия в долинах водотоков, дренирующих восточный склон гряды Крыкытау–Куркак, приводит к образованию здесь цепочки конусов выноса. В озерных ваннах формируются лимнические образования. Происходит старение и отмирание некоторых озер. В голоцене отмечается некоторое понижение базиса эрозии водотоков юго-восточной части территории, о чем свидетельствует проявление интенсивной глубинной эрозии в долинах некоторых рек.

---

---

---

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа расположены многочисленные объекты полезных ископаемых в ранге от крупных месторождений до пунктов минерализации. Большинство месторождений в той или иной степени отработаны. Профилирующими для территории являются горючие ископаемые, хром, марганец, медь, золото; определенные перспективы связаны с потенциальной ее алмазонасностью. Здесь располагаются крупные промышленные центры, в том числе связанные с добычей и переработкой минерального сырья: города Уфа, Челябинск, Магнитогорск, Стерлитамак, Сибай, Учалы, Белорецк и др.

## ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### НЕФТЬ И ГОРЮЧИЕ ГАЗЫ

Значительная западная часть листа N-40 входит в Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию (НГП), располагающуюся на юго-востоке Восточно-Европейской платформы. В разрезе палеозойских отложений здесь снизу вверх выделяются семь литолого-стратиграфических нефтегазоносных комплексов: I – девонский терригенный; II – верхнедевонско-нижнекаменноугольный карбонатный; III – нижнекаменноугольный терригенный; IV – ниже-среднекаменноугольный карбонатный; V – среднекаменноугольный терригенно-карбонатный; VI – среднекаменноугольный карбонатный и VII – нижнепермский карбонатный. Каждый из них имеет определенные сочетания литолого-фациальных, структурно-палеотектонических, гидрогеологических, геохимических и других факторов. Основные запасы нефти связаны с песчаниками и алевролитами девона (I комплекс) и нижнего карбона – III комплекс: 41,8 и 47,9% соответственно от начальных извлекаемых запасов; на долю остальных пяти таксонов приходилось 10,3% подобных запасов.

Все известные к настоящему времени месторождения углеводородов локализованы в палеозойских отложениях Волго-Уральской антеклизы и Предуральского краевого палеопрогиба. В первой из них на территории листа выделяются следующие нефтегазоносные структурные формы разного порядка: Южно-Татарский, Пермско-Башкирский и Оренбургский своды, разделяющие их Бирская седловина, Камско-Бельская (Благовещенская)

и Серноводско-Абдуллинская впадины. В палеопрогибе с севера на юг фиксируются Юрюзанско-Сылвинская впадина, Бельская депрессия, Шиханско-Ишимбайская седловина и Салмышская (Мраковская) впадина. Между Юрюзанско-Сылвинской впадиной и Бельской депрессией выступает Каратауский тектонический блок.

В девонском терригенном комплексе (I) залежи нефти приурочены к песчаным пластам такатинского (пласт  $D_V$ ), воробьевского (пласт  $D_{IV}$ ), ардатовского (пласты  $D_{IV}$  и  $D_{III}$ ), муллинского (пласт  $D_{II}$ ), пашийского (пласты  $D_I$  и  $D_0$ ) и кыновского (пласт  $D_{кн}$ ) горизонтов. Ниже рассмотрена продуктивность перечисленных пластов и горизонтов с указанием типовых месторождений. В Благовещенской впадине местами установлена промышленная нефтеносность в стратонах (отвечающих перечисленным горизонтам), представленных в карбонатной фации. В известковых отложениях бийского горизонта эмса-эйфеля промышленные залежи выявлены в *Уршакском* (III-2-14) и *Бузовьязовском* (III-2-10) месторождениях, нефть отмечалась на месторождении *Толбазинское* (III-2-15), в афонинском горизонте – *Гордеевского* (III-2-12) и *Ракитовского* (III-2-8) месторождений в пределах Аскарново-Бекетовской горстовидной зоны. Промышленная нефтеносность пласта  $D_{IV}$  (воробьевский горизонт) установлена на 16 месторождениях, притоки нефти были получены на четырех месторождениях. Наиболее крупные залежи и наибольшее их число (14) приурочены к обрамлению Южно-Татарского свода, где и мощность пласта максимальная, и мощность глинисто-карбонатной пачки ардатовского горизонта, выполняющей роль покрышки, достигает 25–30 м. Единичные месторождения нефти в пласте  $D_{IV}$  выявлены в той же Благовещенской впадине (Толбазинское месторождение).

В восточной части Южно-Татарского свода *Добровольское* (IV-2-4) и *Сатаевское* (IV-1-13) месторождения нефти обнаружены в карбонатных отложениях ардатовского горизонта. Здесь они связаны с теми же линейными разрывными зонами, что и в пласте  $D_V$  (Тавтиманово-Уршакский грабенообразный прогиб, Аскарново-Бекетовское горстообразное поднятие). Большое количество залежей приурочено к Сергеевско-Демскому (*Демское* – IV-1-18, *Раевское* – III-1-21) и Серафимовско-Чекмагушевскому грабенообразным прогибам.

Пласт  $D_{II}$  муллинского горизонта имеет широкое распространение, отсутствует лишь в восточной части Пермско-Башкирского свода и в Юрюзанско-Сылвинской впадине; на юго-востоке платформы и в Предуральском палеопрогибе терригенные породы замещаются глинисто-карбонатной и карбонатной фациями. Несмотря на широкое распространение пласта и значительные его мощности, особенно в западных районах (25–30 м), промышленная нефтеносность этого уровня установлена только на 18 месторождениях; наибольшее их количество приурочено к Благовещенской впадине и Южно-Татарскому своду. Единичные залежи выявлены в Бирской седловине (месторождение *Чекмагушевское* – II-1-5) и в пределах Пермско-Башкирского свода (месторождение *Кушкульское* – I-3-5).

Пласт  $D_I$  распространен в тех же структурных подразделениях, что и пласт  $D_{II}$ , но площадь его развития расширяется на восток, прослеживаясь,

в частности, восточнее Тавтиманово-Уршакского грабенообразного прогиба. Мощность, как и пласта  $D_{II}$ , минимальная в восточных и юго-восточных районах (3–5 м) и достигает максимума (20–25 м) на западе. Нефтеносность пласта установлена более чем в 60 месторождениях. Максимальное их количество и наибольшее число крупных залежей выявлено в Южно-Татарском своде (*Шкаповское* – IV-1-7 и другие объекты). Второе место занимает Благовещенская впадина, третье – Пермско-Башкирский свод. В Бирской седловине в рассматриваемом комплексе нефтеносность пласта  $D_I$  установлена пока в единичных месторождениях.

Пласт  $D_{кн}$  имеет линзообразное (в том числе «палеорусловое») развитие и прослеживается в диагональной полосе, проходящей через северо-западное крыло Пермско-Башкирского свода, южную часть Бирской седловины, северо-западный борт Благовещенской впадины и Южно-Татарский свод. Мощность песчаных коллекторов здесь не превышает 5 м; с ними связаны небольшие скопления нефти более чем в 40 месторождениях. Нефтеносность кыновского горизонта контролируется теми же структурами, что и нижележащих песчаных пластов терригенного девона. Наибольшее их количество приурочено к Южно-Татарскому своду и Благовещенской впадине. В Бирской седловине продуктивные залежи в пласте  $D_{кн}$  связаны с бортовыми зонами Серафимовско-Чекмагушевского грабенообразного прогиба (*Чекмагушевское* – II-1-5, *Нурское* – II-1-6).

Размещение залежей в терригенных девонских отложениях контролируется 18 известными на сегодня зонами нефтенакпления, из которых четыре (Тузлукушевско-Чекмагушевская, Сергеевско-Демская, Тавтиманово-Уршакская, Ишимбаевская) локализованы в одноименных линейных конседиментационных прогибах; три (Новониколаевская, Аскарново-Бекетовская, Волковско-Новоузыбашевская) – приурочены к зонам горстообразных поднятий; две (Шкаповско-Белебеевская, Саузбашевско-Чермасанская) – к крупным валам; две (Кушкульская, Саннинская) – к приподнятым локальным зонам; одна (Михайловско-Любленская) – к субширотному протяженному валу.

Структурно-фациальные особенности указанных зон обуславливают разнообразие типов ловушек: на одном и том же месторождении встречаются самые различные типы залежей: от пластовых (сводовых, а также литологически и тектонически экранированных) до литологических, контролируемых частными повышенными зонами. Наиболее распространенным типом структур являются локальные поднятия, осложняющие приразломные валы и приподнятые зоны; последние включают от одного до нескольких поднятий.

В верхнедевонско-нижнекаменноугольном карбонатном комплексе (II) нефтеносными являются семь пластов. В нижней части разреза, соответствующей доманиковому, мендымскому и аскынскому горизонтам, развиты преимущественно трещинные и порово-трещинные коллекторы, наиболее отчетливо проявляющиеся в зонах максимальных тектонических напряжений, связанных с развитием грабенообразных прогибов и горстообразных поднятий в терригенном девоне. С этими коллекторами связаны небольшие залежи в первично-битуминозных отложениях



доманикового горизонта Башкирского свода (*Степановское* – I-3-1 и *Кушкульское* – I-3-5), встречаются они и в трещинно-поровых коллекторах депрессионной фации аскинско-мендымского возраста (*Бузовьязовское* – III-2-10, *Уршакское* – III-2-14, *Сергеевское* – II-2-9, *Алаторское* – II-3-14 и др.), а также в Бельской депрессии (*Табынское* – III-3-21).

В вышележащей (фаменско-турнейской) части разреза нефтеносность связана с пористо-кавернозными и порово-трещинными коллекторами в фамене, в черепетском и кизеловском горизонтах турне. Около 70% фаменских залежей (более 40 месторождений) приурочено к Южно-Татарскому своду, там они (как и в терригенном девоне) связаны с зонами нефтенакопления в линейных грабенах, горстах и приразломных валах (*Шкаповское* – IV-1-7, *Белебеевское* – IV-1-1, *Качегановское* – IV-1-14, *Орловское* – IV-2-11 и другие месторождения). В целом на территории листа наибольшее количество объектов и основные запасы нефти рассматриваемого комплекса локализируются в кизеловском горизонте. Он представлен в основном пористыми густокылыми известняками, выдержанными по простирацию и обладающими высокими коллекторскими свойствами. Залежи здесь известны на 70 месторождениях, установленных во всех тектонических единицах, наибольшее их количество (более 80%) приурочено к Южно-Татарскому своду (*Знаменское* – за пределами листа; *Демское* – IV-1-18 и др.) и Благовещенской впадине (*Сергеевское* – II-2-9). Заметно уменьшается их число в пределах Бирской седловины и Пермско-Башкирского свода. В большинстве месторождений они контролируются локальными поднятиями, осложняющими валообразные зоны и представляющими собой структуры облекания биогермов. В Камско-Кинельской системе прогибов выделяются 12 зон нефтегазонакопления: Арланская, Старореченско-Манчаровская, Саузбашевско-Чермасанская, Надеждинская, Михайловско-Любленская, Саннинская, Волковско-Новоузыбашевская, Сергеевско-Демская, Тавтиманово-Уршакская, Аскароро-Бекетовская, Толбазино-Федоровская, Николаевско-Черниговская. Все они совпадают с зонами нефтенакопления вышележащего III нефтегазоносного комплекса – терригенного нижнего карбона.

В нижнекаменноугольном терригенном комплексе (III) промышленная нефтеносность связана с песчаными пластами  $C_{VI}$  – радаевского,  $C_{VI}^o$ ,  $C_V$ ,  $C_{IV}$ ,  $C_{III}$ ,  $C_{II}$ ,  $C_I$  – тульского и  $C_0$  – алексинского горизонтов. Наибольшее количество залежей в терригенных породах нижнего карбона связано с пластом  $C_{VI}$ . Нефтеносность его установлена на 65 месторождениях. Если по числу залежей первое место занимает Южно-Татарский свод, то наиболее крупные из них приурочены к Бирской седловине, где контролируются Иванаевским, Андреевским, Манчаровским и Чекмагушевским валами. Залежи меньших размеров в Пермско-Башкирском своде связаны со структурами облекания рифовых массивов. В *тульском горизонте* промышленные залежи известны только в Бирской седловине (за пределами листа), Верхнекамской «мегаппадине» и на северо-западном крыле Пермско-Башкирского свода (за границей площади). Нефтеносность его установлена на 45 месторождениях и в общих чертах совпадает с таковой для пласта  $D_{VI}$ , несколько «расширяясь» в восточном

направлении. Самые крупные залежи приурочены к Бирской седловине – в пределах крупных *Арланского* (I-1-7) и *Манчаровского* (I-1-10) месторождений, а также Игровского и Югомашевского объектов того же ранга на Пермско-Башкирском своде (за пределами листа). Промышленная нефтеносность *алексинского горизонта* выявлена только в Бирской седловине: залежи приурочены к песчаникам, залегающим среди карбонатных пород. Наиболее широкий нефтеносный стратиграфический интервал, охватывающий все песчаные пласты от елховского до алексинского горизонтов, установлен в Арланской зоне и на *Саузбашевском* месторождении (I-1-5). Пространственное размещение залежей контролируется наличием коллекторов, локальных и зональных покровов и благоприятных тектонических структур. Общая мощность рассматриваемого терригенного уровня изменяется от 30 до 85 м, а мощность нефтеносных песчаников в пределах от 4 до 54 м (т. е. от 13 до 63 %).

Ниже-среднекаменноугольный карбонатный комплекс (IV) изучен пока слабо, особенно окский и серпуховский надгоризонты. В этих отложениях, характеризующихся наличием мощных пачек пористых палеокарстовых коллекторов, во всех тектонических формах зафиксированы нефтепроявления различной интенсивности, большее число их выявлено в Юрюзанско-Сылвинской депрессии. Наиболее исследованной в рассматриваемом комплексе является верхняя часть разреза, соответствующая башкирскому ярусу. Нефтеносность его проявлена в 15 месторождениях, значительная часть которых концентрируется на северо-западе Пермско-Башкирского свода (*Кузбаевское* – I-2-2 и др.). Единичные залежи установлены в Верхнекамской «мегавпадине» за пределами листа, Бирской седловине (месторождение *Шелкановское* – II-2-4) и Благовещенской впадине (*Новоузбашевское* – II-2-10, *Алаторское* – II-3-14).

Нефтегазоносность башкирских отложений отмечается в Юрюзанско-Сылвинской впадине на Кызылбаевской, Метелинской, Яныбаевской и Апутовской площадях. Здесь она контролируется локальными поднятиями небольших размеров – преимущественно структурами облекания биогермов верхнедевонско-турнейского комплекса. Большинство залежей относится к типу массивных в структурных выступах и лишь единичные являются пластовыми сводовыми. В IV нефтегазоносном комплексе выделяется девять зон нефтенакопления: Новоузбашевская, Тавтиманово-Уршакская, Орьебаш-Кузбаево-Бураевская, Татышлинско-Югомашевская, Игровская, Воядинская, Казанчинская, Кунчакско-Метелинская и Апутовско-Лемезинская. Наиболее продуктивны первые шесть из них.

В среднекаменноугольном терригенно-карбонатном комплексе (V) промышленная нефтегазоносность установлена в 32 месторождениях. Наибольшее их количество также сосредоточено на северо-западе Пермско-Башкирского свода; с ними связано около 75 % запасов рассматриваемого комплекса. Остальные запасы распределяются примерно в равных соотношениях между объектами Верхнекамской «мегавпадины» (за пределами листа) и Бирской седловины (*Арланское* – I-1-7, *Надеждинское* – I-1-4 и др.). Промышленные притоки нефти и газа получены в Юрюзанско-Сылвинской впадине на Метелинской, Кызылбаевской,

Алегазовской, Усть-Икинской и Муслумовской площадях; там они контролируются линейными структурными зонами близмеридионального простирания. Залежи в верейском горизонте платформенных районов приурочены к трем продуктивным пластам и определяются локальными поднятиями с амплитудой 15–20 м; они относятся к пластовым сводовым, в единичных случаях – к массивным. Размеры их незначительные. В этом комплексе выделено 12 зон нефтенакопления, восемь из которых совпадают с подобными же таксонами предыдущего IV нефтегазоносного комплекса, а три других (Михайловско-Любленская, Саннинская, Волковско-Новоузыбашевская) соответствуют зонам нефтенакопления I, II и III комплексов.

В среднекаменноугольном карбонатном комплексе (VI) нефтегазоносность проявлена на 25 месторождениях, локализованных преимущественно в Бирской седловине: *Арланское* (I-1-7), *Надеждинское* (I-1-40), *Саузбашевское* (I-1-5), *Андреевское* (I-1-8), *Манчаровское* (I-1-10) и др., в меньшей степени – на Пермско-Башкирском своде. Единичные залежи открыты в Благовещенской впадине (месторождение *Толбазинское* – III-2-15). В верхней части рассматриваемого комплекса выделяется два продуктивных горизонта, имеющих распространение в Мраковской и Юрюзанско-Сылвинской впадинах. В первой из них нефтегазоносной является верхняя часть разреза, соответствующая подольскому, мячковскому горизонтам и самым низам верхнего карбона (месторождение *Волостновское* – V-3-25). Коллекторами являются порово-трещинные слабоблинные известняки; вышележащие глинисто-карбонатные породы нижней перми, гидрохимические осадки кунгурского яруса выполняют роль покрышки. Залежи массивного типа в структурных выступах контролируются брахиформными структурами.

В Юрюзанско-Сылвинской впадине нефтегазоносны и верхнекаменноугольные отложения, продуктивными являются как трещинные, так и поровые известняки. Нефтегазоносность установлена в шести месторождениях, из которых два нефтегазовые (*Кызылбаевское* – I-5-1 и *Усть-Икинское* – I-5-3), а четыре – нефтегазоконденсатные. Приурочены они к зоне сопряжения депрессионных и рифовых фаций верхнего карбона, а также к областям развития депрессионных осадков нижней перми, выполняющих роль покрышки. По размеру залежи в этом комплексе преимущественно мелкие, и только в Бирской седловине и Мраковской впадине некоторые из них относятся к крупным (*Арланское* – I-1-7) и средним (*Волостновское* – V-3-25, *Исимовское* – VI-3-6 и другие месторождения). В данном комплексе выделено 13 зон нефтенакопления, восемь из которых те же, что и для предыдущего V комплекса, еще две (Николаевско-Черниговская и Толбазинская) соответствуют зонам нефтенакопления I, II и III комплексов, а одна (Карташевско-Лемезинская) общая с IV и V комплексами. Три зоны нефтенакопления являются относительно автономными: Ишимбаевская, Табынско-Архангельская, Беркутовско-Подгорновская (две первых совпадают с зонами вышележащего нефтегазоносного комплекса).

В нижнепермском карбонатном комплексе (VII) промышленная нефтегазоносность проявлена на 33 месторождениях. В основном они расположены в Предуральском краевом палеопротекте и

приурочены к Мраковской и Бельской депрессиям и Сихано-Ишимбайской седловине. Залежи нефти и газа здесь связаны с рифовыми массивами, осложняющими западный борт прогиба; нарушены взбросо-надвигами и положительными брахиформами, развитыми в депрессионной части палеоструктуры. В рифовых массивах коллекторами являются пористые, пористо-кавернозные органогенные известняки и «ситчатые» доломиты артинского и сакмарского ярусов. Коллекторские свойства пород депрессионного типа обусловлены тектонической трещиноватостью. Подавляющее большинство залежей в нижнепермских отложениях относятся к категории малых (месторождения *Введенское* – V-2-27, *Грачевское* – V-2-17, *Старо-Казанковское* – V-2-19, *Кумертауское* – V-2-32, *Ишимбайское* – IV-3-35).

Приведенные выше данные свидетельствуют о том, что почти все месторождения, расположенные в пределах листа N-40, являются многопластовыми. Наибольший стратиграфический диапазон нефтегазоносности установлен на северо-западе Пермско-Башкирского свода и в Бирской седловине, где залежи выявлены почти во всех нефтегазоносных комплексах – от терригенного девона по средний карбон. Общее количество продуктивных горизонтов на отдельных месторождениях достигает 12–16. Среди собственно нефтяных месторождений, отраженных на карте, три являются крупными (*Арланское* – I-1-7, *Манчаровское* – I-1-10, *Шкаповское* – IV-1-7); 10 – средними (I-1-5, 11; I-3-5; II-1-10; II-2-9; III-2-14; IV-1-13, 18; V-1-1; VI-1-5) и 139 – малыми. Комплексные нефтегазоконденсатные объекты представлены 15 месторождениями, среди которых два средних (*Кузбаевское* – I-2-2, *Усть-Икинское* – I-5-3) и 13 малых (I-2-3; I-4-1; I-5-1; IV-2-1; V-2-1, 7, 11, 17, 19, 23, 32; VI-2-15). Природный газ характеризуется в пределах листа 14 малыми месторождениями: I-5-6, 8; I-6-16; V-2-25, 30, 38, 43; V-3-33; VI-2-8, 10, 19; VI-3-1, 6, 10. Наибольшую промышленную ценность представляют собственно нефтяные объекты. Ниже приведено описание типовых месторождений, расположенных в различных нефтегазоносных структурах.

Месторождение *Арланское* (I-1-7) открыто в 1954 г., расположено в Бирской седловине (Бирский нефтегазоносный район). Промышленно нефтеносными являются песчаники терригенной части нижнего карбона, карбонатные породы турне, алексинского горизонта визе и московского яруса. Залежи нефти приурочены к структурам облекания обширного (около 100 км в длину и 30 км в ширину) барьерного рифа фаменского возраста; основной объект разработки – терригенные пачки нижнего карбона. Объект отличается сложным геологическим строением, что выражается в значительной расчлененности разреза (выделяют до девяти пластов песчаников), неравномерном распространении отдельных пластов по площади, резком увеличении мощности горизонтов и пачек. На участках эрозионных врезов коллекторами нефти являются мелко- и крупнозернистые песчаники и алевролиты; пористость их 12–25%, проницаемость 0,05–1,83 мкм<sup>2</sup> (у алексинских песчаников – до 5 мкм<sup>2</sup>). Глубина залегания продуктивных пластов 1400–1450 м. Месторождение эксплуатируется, при разработке применяется заводнение пластов. Нефти вязкие (до 30 МПа · с), высокосернистые (до 3%), с низкой газонасыщенностью (до 18 м<sup>3</sup> газа на 1 т нефти). Нефть

добывается с большим содержанием воды (93 %). Начальные извлекаемые запасы нефти категорий А+В+С<sub>1</sub> составляли 512 млн т.

Месторождение *Шкаповское* (IV-1-7) приурочено к юго-западной части Южно-Татарского свода (одноименный нефтегазоносный район). Открыто и введено в действие в 1953 г. Объект приурочен к обширному куполообразному поднятию (20×13 км) с пологими (менее 1°) крыльями. Основные запасы нефти находятся в песчаниках существенно терригенных стратонов нижнего–среднего девона (пласты Д<sub>I</sub> и Д<sub>IV</sub>), залегающих на глубине 2000–2100 м. Небольшие залежи выявлены в псаммитах живецкого яруса (пласт Д<sub>II</sub>) и бобриковского горизонта нижнего карбона, а также в известняках турне и фамена. Нефти основных продуктивных пластов маловязкие (1–4,5 МПа·с), в остальных – вязкие и высоковязкие (до 70 МПа·с). Плотность нефти 0,81–0,99 г/см<sup>3</sup>, содержание серы 0,8–3,8%. Месторождение находится на заключительной стадии разработки, значительная часть скважин выведена из эксплуатации. Начальные извлекаемые запасы нефти категорий А+В+С<sub>1</sub> составляли 161 млн т.

Месторождение *Сергеевское* (II-2-9) открыто в 1961 г. Расположено в Благовещенской впадине (одноименный нефтегазоносный район), в зоне нефтенакопления, контролируемой девонским Сергеевско-Демским грабенообразным прогибом. На месторождении промышленно нефтеносны песчаники терригенного девона (пласты Д<sub>КН</sub>, Д<sub>I</sub>, Д<sub>II</sub> и Д<sub>V</sub>), бобриковского горизонта нижнего карбона и карбонатные отложения мендымского горизонта верхнего девона и турнейского яруса. Основным объектом разработки являются терригенные отложения девона. Коллекторы здесь представлены кварцевыми мелко- и среднезернистыми песчаниками; пористость их 15–23,7%, проницаемость 0,01–4,4 мкм<sup>2</sup>. Дебиты нефти 12,3–255 т/сут. Залежи ее разнотипно экранированные (сочетание тектонического, структурного и литологического экранов). Нефти являются тяжелыми, сернистыми и смолистыми. Месторождение эксплуатируется. Начальные извлекаемые запасы нефти категорий А+В+С<sub>1</sub> составляли 44,4 млн т.

Месторождение *Гордеевское* (III-2-12) открыто в 1977 г., расположено в том же нефтегазоносном районе, где приурочено к Аскаровско-Бекетовской зоне горстовидных поднятий. Промышленная нефтеносность установлена в песчаниках бобриковского горизонта вize, известняках турнейского и фаменского ярусов, песчаных пластах-коллекторах нижнего–среднего девона (Д<sub>КН</sub>, Д<sub>I</sub>, Д<sub>II</sub> и Д<sub>V</sub>) и карбонатах старооскольского горизонта. Начальные извлекаемые запасы нефти категорий А+В+С<sub>1</sub> составляли 3,1 млн т.

Месторождение *Лемзинское* (II-3-12) открыто в 1988 г., расположено в северной части Бельской депрессии (одноименный нефтегазоносный район) в зоне погребенных барьерных рифов раннепермского возраста. Коллекторами здесь являются пористо-проницаемые известняки нижнеартинского подъяруса. Средние значения пористости и проницаемости (по керну) составляют соответственно 16% и 0,077 мкм<sup>2</sup>; залежь относится к массивному типу. Нефть имеет повышенную вязкость, она смолистая и сернистая. Месторождение эксплуатируется; начальные извлекаемые запасы нефти категорий А+В+С<sub>1</sub> составляли 0,47 млн т.

**Уголь каменный.** На площади листа известно четыре проявления (I-1-1; II-1-1; V-6-64; VI-6-3) данного вида сырья, относящихся к каменно-угольной формации, осадочного генетического типа. Угленосность почти исключительно связана с раннекаменноугольными терригенными толщами.

Наиболее значимым объектом является проявление *Ильясское* (VI-6-3), расположенное в юго-восточной части листа. Оно приурочено к образованиям шумилинской свиты, разрез которой в районе месторождения представлен чередованием серо-зеленых граувакковых песчаников, глинистых сланцев с отдельными прослоями конгломератов. Угленосные отложения прослеживаются на 10–12 км в центральной части синклинали высокого порядка и локализованы в двух полосах – Ильясовской и Михайловской. В первой, шахтами на глубине 9,2 м вскрыты три пласта каменного угля мощностью от 0,6 до 1,7 м и несколько прослоев мощностью до 0,35 м. Во второй полосе в пачке углисто-глинистых сланцев мощностью около 10 м вскрыты три пласта мощностью 0,85 м, 0,35 м, 1,5 м. Предварительное изучение качества углей дает основание отнести их к плотным разновидностям антрацита со следующим содержанием химических компонентов на абсолютно сухое топливо: влага лабораторная – 1,24–3,5%; зола – 23,9–46,5%; летучие – 3,69–14%; сера общая – 0,05–0,37%; калорийность – 5 371–7 665 ккал. Зола углей содержит:  $\text{SiO}_2$  – 60,08%,  $\text{TiO}_2$  – 1,18%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 27,26%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 5,68%,  $\text{V}_2\text{O}_5$  – 0,087%,  $\text{CaO}$  – 30–34%,  $\text{MgO}$  – 1,84%,  $\text{Au}$  – 0,5 г/т,  $\text{Ag}$  – 7,5 г/т. Помимо этого в золе обнаружены следы платины. Среди углей преобладают сильно раздробленные плейчатые антрациты, чаще брекчиевидной или зернистой структуры. Уголь трещиноватый, хрупкий, блестящий. [87].

**Уголь бурый.** На площади листа известно пять средних (V-2-33; VI-2-11; VI-2-20; VI-3-2; VI-3-9) и 15 малых (III-3-14; III-3-26; IV-2-6; IV-2-8; V-2-15; V-2-37; V-2-39; V-2-40; V-3-38; VI-2-18; VI-3-4; VI-3-7; VI-3-14; VI-3-19; VI-3-20) месторождений данного сырья, относящихся к буроугольной формации, осадочного генетического типа. Месторождения сконцентрированы в пределах Южно-Уральского буроугольного бассейна в Предуральском краевом прогибе. Восточным обрамлением бассейна являются западные хребты Южного Урала; на севере бассейн ограничивает Каратауский выступ; на западе граница проходит по долинам рек Уфа и Уршак, и далее почти строго на юг до рамки листа.

Угленакопление в бассейне началось в раннемиоценовое время (тюльганская свита), достигло максимума в середине раннего миоцена (куюргазинская свита) и закончилось в позднем миоцене (ушкатлинская свита). Кроме того, известны непромышленные углепроявления в верхнемиоценовых и плиоценовых отложениях (кинельская свита). Миоценовые угленосные отложения сохранились в небольших по площади древних впадинах.

В. Л. Яхимович [229] выделила три близширотные зоны бассейна, которым свойственны различный характер углепроявлений и различные типы месторождений: Ашинско-Стерлитамакскую, Стерлитамакско-

Мелеузовскую и Сакмаро-Бельскую. Наиболее продуктивной является южная Сакмаро-Бельская зона. Угленосные отложения здесь имеют максимальные мощности, средние мощности угольных залежей составляют 30–70 м, достигая местами 98–105 м (месторождения Бабаевское, Кривлевское, Тюльганское). Большая часть месторождений содержит десятки млн тонн угля, а запасы наиболее крупных из них (Южно-Куюргазинское, Бабаевское, Тюльганское) достигают 206–323 млн т [89]. Государственным балансом учтены пять месторождений, из них два средних – *Бабаевское* (V-2-33), *Южно-Куюргазинское* (VI-2-11) и три малых – *Куюргазинское* (V-2-39), *Маячное* (V-2-40) и *Кривлевское* (V-3-38). Большинство месторождений находится в резерве, обрабатываются только два средних – Бабаевское и *Тюльганское* (VI-3-9) и одно малое – *Зилимское* (III-3-14).

Месторождение *Бабаевское* (V-2-33) расположено в 10 км севернее с. Ермолаево. Угленосные отложения тюльганской и куюргазинской свиты выполняются здесь впадину верхнепермского и триасового ложа. Размеры впадины 4×5 км. Строение залежи простое, залегание угля горизонтальное, лишь в кровле залежь нарушена рядом дислокаций. Глубина залегания 20–50 м, средняя мощность 20–60 м. Угли низкозольные (13,6–17,3), естественная влажность 47–57%, битумов 20–33%, руминовых кислоты 78% на органическую массу; калорийность 4000–4750 кал. Балансовые запасы месторождения составляют (млн т) по категориям: А – 144,326; В – 22,310; C<sub>1</sub> – 17,588. Забалансовые запасы 10,401 млн т [79].

**Сланцы горючие.** На площади листа известно два малых месторождения данного вида сырья – Ашинское и Лемезинское, относимых к формации горючих сланцев, осадочного генетического типа. Горючие сланцы залегают среди глинистых, углисто-глинистых и известково-глинистых сланцев доманиковского горизонта франского яруса позднего девона.

Месторождение *Ашинское* (II-4-15) расположено на руч. Покосный, в 18 км к юго-востоку от г. Аша. Здесь горючие сланцы образуют два пласта: нижний мощностью 0,75 м и верхний мощностью 2,5–3 м. Нижний пласт имеет простое строение. Он состоит из одной пачки и подстилается светло-серыми известняками. В кровле развит темно-серый битуминозный известняк. Верхний пласт состоит из отдельных пропластков горючего сланца мощностью 0,10–0,26 м, разделенных друг от друга прослойками светло-серого известняка мощностью 0,08–0,2 м. Теплотворная способность сланцев 3371 кал при содержании золы 48,2%. Месторождение не разрабатывается.

Месторождение *Лемезинское* (III-4-2) расположено в 4,8 км к востоку от д. Верх. Лемезы. Продуктивные слои падают на запад под углом 25–40°. Выделены три пачки горючих сланцев мощностью от 1,45 до 2,57 м. Средняя зольность составляет 39–76%, средняя калорийность – 1930 кал и влажность – 2,26%. Содержание летучих – 14,72% и смолы – 36%. Запасы горючих сланцев (млн т): В – 5,408; C<sub>1</sub> – 5,276; C<sub>2</sub> – 32,040. Месторождение не обрабатывается [65, 70].

**Торф.** В балансе энергетического сырья торф почти утратил свое значение. В настоящее время каких-либо данных об эксплуатации его

месторождений нет. На балансе находится 277 месторождений, на карту вынесены в связи с большой загруженностью лишь наиболее значимые объекты. Торфяники присутствуют во всех геолого-геоморфологических зонах. Преобладающим типом являются низинные болота – 95,7%, верховые – 2,5% и переходные – 1,8%. Площади месторождений с промышленным значением на территории составляют более 900 км<sup>2</sup>. Балансовые запасы воздушно-сухого торфа категории В на 1.01.2010 г. составляют 42,566 млн т.

В Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ наиболее крупным месторождением является *Журавлиное Болото* (III-5-47), которое разрабатывалось Белорецким металлургическим заводом. Ложем торфяников здесь являются нерасчлененные озерные и делювиальные отложения эоплейстоцена. Часто в торфе встречаются линзы и прослойки песчано-глинистого материала. Средняя мощность торфа составляет 6 м. Зольность сырья – до 16%, теплотворная способность – 4535–4820 кал. Начальные запасы оценивались в 24 млн м<sup>3</sup>. На западе района известно месторождение *оз. Куддыбай* (IV-5-56), расположенное в 1,8 км на юго-запад от д. Батталово и приуроченное к палюстринным отложениям горбуновского горизонта голоцена. Балансовые запасы категории В месторождения на 1.01.2010 г. составляют 1,839 млн т.

Значительная часть месторождений торфа находится в северной части Айско-Юрюзанского района Предуральской СФцО: *Абзаево I № 282* (I-5-33), средняя мощность залежи 2,8 м, запасы категории В – 0,604 млн т, *Ак № 81* (I-1-29) с запасами категории В – 1,381 млн т, *Аксаган* (I-5-28) – средняя мощность залежи 2,3 м, запасы – 0,95 млн т, *Медвежье* (I-1-24) с запасами категории В – 1,9 млн т и др. Все эти торфяники по своему типу относятся к низинным, ложем торфяных залежей в подавляющем большинстве случаев являются позднеэоплейстоценовые и голоценовые аллювиальные отложения и лишь изредка делювиальные образования среднего–позднего неоплейстоцена. Запасы касаются только изученных частей торфяников. Перспективы увеличения промышленных запасов не оценены [89].

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Железо.** Оруденение железа на территории листа представлено четырьмя формациями: бурожелезняковой кор выветривания, железорудной сидеритовой, железорудной скарново-магнетитовой и формацией железистых кварцитов.

Бурожелезняковая формация кор выветривания получила наибольшее распространение в пределах Тараташско-Зильмердакской магнетитоносной цинково-свинцово-железорудной, Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железорудной и Сургоямско-Бардымской свинцово-медно-железорудной минерагенических зон, где образует ряд рудных узлов: Туканский железо-



рудный, Тирлянский железо-полиметаллический, Верхнекатавский железорудный, Авзяно-Шатакский железо-золоторудный. Формация представлена 61 малым месторождением и одним рудопроявлением.

Месторождения описываемой формации обладают сходными чертами геологического строения: все они представлены пластообразными и линзообразными субсогласными залежами преимущественно окисленных руд среди продуктов кор выветривания по терригенно-карбонатным отложениям разновозрастных подразделений рифея. Основным стратиграфическим репером оруденения выступает нижняя часть авзянской свиты, в меньшей степени контакт суранской и юшинской свит. Месторождения приурочены к зонам тектонических нарушений, где развиты наиболее мощные линейные коры выветривания.

Месторождение *Туканское* (IV-4-17) располагается в восточной части одноименного железорудного узла и является наиболее крупным и типичным объектом бурожелезняковой формации. Оно долгие годы служило основой сырьевой базы Белорецкого металлургического комбината. По простиранию оно вытянуто в субмеридиональном направлении на 3,5 км. В геологическом строении принимают участие глинисто-карбонатные отложения катакской подстилающей авзянской свиты, слагающие пологую синформную структуру тектонического происхождения, внутри которой наблюдается неоднократное повторение отдельных фрагментов разреза. Породы подверглись интенсивному выветриванию: глинистые – осветлены, дезинтегрированы, часто превращены в «белики»; доломиты ожелезнены. Мощность зоны выветривания более 100 м. Слабоизмененные осадочные породы встречаются в виде реликтов чаще всего на нижних горизонтах карьера [76]. Всего на Туканском месторождении установлено пять рудных пластов. Наиболее распространенным типом руд являются плотные бурые железняки, в меньшей мере охристые бурые железняки, охры, карандашевые, корковые и валунчатые руды. С глубиной отмечается переход окисленных руд в собственно сидеритовые. Химическая характеристика руд приведена в табл. 5.

Месторождение учтено Госбалансом и в настоящее время разрабатывается. Утвержденные запасы железных руд категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 44,16 млн т; категории С<sub>2</sub> – 3,9 млн т; остаточные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> по состоянию на 1.01.2010 г. – 28,15 млн т [56].

Месторождение *Краснополянское* (III-5-11) приурочено к элювиальным образованиям по породам авзянской свиты. Бурые железняки залегают в основном согласно с вмещающими их выветрелыми глинизированными сланцами. Зона представляет собой линейную полосу элювиальных образований длиной до 3,8 км и мощностью до 200 м с локализованными телами бурых железняков. Рудные залежи падают под углом 35–45° и приурочены к зонам брекчирования. Их мощность колеблется от 2 до 5 м. Руды представлены как плотными массивными разностями, так и охристо-глинистыми образованиями с многочисленными конкрециями бурых железняков натечных форм. Рудные тела обрамлены зонами лимонитизированных в разной степени образований с многочисленными лимонитовыми прожилками в выветрелых глинизированных сланцах. В составе бурых

## Химический состав различных типов руд Туканского месторождения

Элементы	Мелкопористая карандашевая лимонитового типа	Карандашевая	Плотный бурый железняк	Плотный бурый железняк	Охристый бурый железняк	Восчанка бурого цвета
SiO <sub>2</sub>	10,03	4,63	3,92	2,83	11,99	7,75
TiO <sub>2</sub>	0,08	–	0,09	–	0,07	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Нет	0,5	Нет	0,71	0,76	3,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	73,94	82,13	82,61	83,41	75,65	72,73
FeO	0,07	2,15	0,54	0,86	0,39	1,44
MnO	4,82	1,31	0,12	0,17	Следы	3,32
CaO	1,09	нет	0,92	Следы	0,86	Следы
MgO	0,29	Следы	0,11	Нет	0,09	Нет
BaO	0,02	Нет	Следы	Нет	Следы	Нет
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,03	0,15	0,12	0,06	0,05
S <sub>сульф.</sub>	Нет	–	Нет	Нет	Нет	Нет
SO <sub>3</sub>	0,05	–	0,01	–	0,02	–
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,82	1,44	0,41	0,67	1,41	0,8
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	8,28	8,83	10,49	11,55	9,94	11,03
Сумма	99,56	99,58	99,37	100,32	100,25	99,72

железняков установлены гидрогетит, гетит, гидрогематит, окислы марганца, кварц, глинистые минералы. Химический состав руд (%): SiO<sub>2</sub> – 6,53–7,15; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2,95–10,58; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 35,0–77,2; FeO – следы; MnO – 0,21–1,21; CaO – 0,1–0,2; MgO – 0,27–0,78; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,37; S<sub>общ.</sub> – 0,01; п.п.п. – 10,9–11,9; влага гигроскопическая – 0,48–0,66; Ni – 0,01–0,1; Cu – 0,1; Zn – 0,01–0,1; Ti – 0,01 [89].

Оруденение железорудной скарново-магнетитовой формации развито в пределах Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной минерагенической зоны, где образует два рудных узла – Магнитогорский и Карабулак-Богдановский. На карту вынесено 17 объектов данной формации: одно крупное месторождение (Магнитогорское), четыре малых (*Малый Куйбас* – IV-6-41; *Южное 2* – IV-6-64; *Полевое* – VI-6-15; *Ледянское* – VI-6-19), 11 проявлений (IV-6-10; V-6-45; V-6-50; V-6-52; VI-6-1; VI-6-4; VI-6-5; VI-6-8; VI-6-14; VI-6-23; VI-6-40) и один пункт минерализации (V-6-59). Все месторождения локализованы в верхнедевонских, нижнекаменноугольных карбонатных и вулканогенно-терригенных образованиях и генетически связаны с кислыми интрузивами мовского комплекса раннего карбона. Залежи сопровождаются широкими ореолами метасоматитов: полевошпатовых и кварц-щелочнополевошпатовых, скарнов и магнетитовых пропилитов. Типовым объектом является Магнитогорское месторождение.

Месторождение *Магнитогорское* (IV-6-57) расположено на восточной окраине г. Магнитогорск. Рудовмещающая толща представлена преиму-

щественно известняками с прослоями песчаников и алевролитов, местами отмечаются прослои базальтов и их туфов. Породы прорваны сиенитами, граносиенитами второй фазы мосовского интрузивного комплекса. Подавляющая часть руд месторождения сконцентрирована в ближайшем южном экзоконтакте массива (0,5–0,7 км от границы). На месторождении выделяется две залежи: Главная –  $2550 \times 1888 \times 40,7$  м и Дальняя –  $1800 \times 1800 \times 44,2$  м. Форма залежей преимущественно пластообразная, осложненная тектоническими нарушениями. Мощность рудных тел изменяется от нескольких сантиметров до 40–70 м. Первичные руды состоят из агрегата магнетита и скарных минералов (граната, амфибола, хлорита, кальцита и др.). Средние содержания в рудах (%): Fe – 48,6; S – 1,98; P – 0,04; MnO – 0,08; TiO<sub>2</sub> – 0,21; V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,03 [89]. С 1929 по 1987 г. на месторождении было извлечено 496,9 млн т железных руд, и добыча в основном остановлена. Утвержденные запасы руд категорий В+С составляли: магнетитовых – 7,27 млн т; мартитовых – 5,42 млн т. Остаток руд неудобен для эксплуатации, однако она периодически возобновляется. В настоящее время ведется добыча остатка руд в Дальнем карьере месторождения [78].

Железородная сидеритовая формация распространена в пределах Тараташко-Зильмердакской магнезитоносной цинково-свинцово-железородной и Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерогенических зон, большая часть объектов сконцентрирована в Бакало-Саткинском барит-железо-магнезитоносном рудном узле. На карту вынесено два крупных (II-5-24, 33), одно среднее (II-5-30), 14 малых (I-6-31, 34; II-5-26, 27, 28, 35, 40; II-6-49; III-4-25, 26, 28, 32, 33, 34) месторождений данной формации. Рудные тела сложены сидеритами и бурыми железняками, залегающими в терригенно-карбонатных отложениях бакальской и юшинской свит нижнего рифея. Бурые железняки представляют собой железные шляпы по сидеритам.

В настоящее время эксплуатируется четыре месторождения: *Новобакальское* (II-5-30) с запасами бурых железняков категории В+С<sub>1</sub> – 0,33 млн т при среднем содержании железа 45,9% и сидеритов категорий В+С<sub>1</sub> – 44,35 млн т, категории С<sub>2</sub> – 16,33 млн т со средним содержанием железа 32,6%; *Восточно-Буландихинское* (II-5-28) – с запасами бурых железняков категории В+С<sub>1</sub> – 0,62 млн т при среднем содержании железа 47,2% и сидеритов категорий В+С<sub>1</sub> – 12,77 млн т и категории С<sub>2</sub> – 4,28 млн т при среднем содержании железа 32,6%; *Шиханское* (II-5-33) с запасами сидеритов категорий В+С<sub>1</sub> – 300 млн т и категории С<sub>2</sub> – 93,20 млн т при среднем содержании железа 30%; *Северо-западный склон горы Иркутскан* (II-5-35) с запасами сидеритов категорий В+С<sub>1</sub> – 21,87 млн т и категории С<sub>2</sub> – 1,06 млн т при среднем содержании железа 34,5%. В Госрезерве находятся месторождения *Нижнебакальское* (II-5-27) с запасами сидеритов категорий В+С<sub>1</sub> – 1,57 млн т и *Юго-восточный склон горы Иркутскан* (II-5-26) с запасами сидеритов категорий В+С<sub>1</sub> – 7,35 млн т [89].

Формация железистых кварцитов распространена в пределах Тараташко-Зильмердакской магнезитоносной цинково-свинцово-железородной минерогенической зоны, где ее объекты сконцентрированы в Тараташском железородном узле. По генезису оруденение относится к метаморфическому

типу и представлено тремя малыми месторождениями – *Куватальское* (I-6-18), *Магнитный Ключ* (I-6-21), *Радостное* (I-6-25) и одним проявлением *Лысогорское* (I-6-19). Месторождение Радостное находится в 4 км на северо-запад от пос. Александровка. Магнетитовое оруденение приурочено к юго-восточному крылу синклинали высокого порядка, сложенной мигматитами, гнейсами и кристаллическими сланцами тараташского комплекса. Состоит оно из четырех линзообразных тел длиной от 20 до 560 м, шириной от 5 до 140 м при мощности 3–50 м. Глубина изучения – до 140 м. Содержание железа – до 33,6%. Месторождение полностью отработано [89].

**Железо, золото.** К данному виду относится одно малое месторождение *Круглогорское* (II-6-47) железорудной скарново-магнетитовой формации, контактово-метасоматического генетического типа. Рудное поле сложено скарнированными известняками и вулканогенно-осадочными породами улутауской свиты среднего–верхнего девона. Пироксеновые и гранатовые скарны вмещают пластовые и линзообразные залежи сплошных и вкрапленных магнетитовых руд. На месторождении на глубинах от 5 до 600 м на трех рудных горизонтах выявлено 31 рудное тело. В пяти из них сосредоточено 95% разведанных запасов. Самое крупное рудное тело средней мощностью 50 м прослежено по простиранию на 370 м и по падению на 400 м. В рудах, кроме магнетита, присутствуют халькопирит, пирротин, пирит, пентландит, хромит, сфалерит и золото. Средние содержания в сплошных рудах (%): Fe – 56; S – 1,1; Cu – 1–1,5, Ni – 0,3–0,4; Co – 0,02–0,08; Au – 0,56 г/т; Ag – 2,98 г/т. Золотое оруденение на месторождении крайне неравномерное и не имеет четких геологических границ. Из руд получены концентраты: магнетитовый с содержанием Fe – 67,5% при выходе 56,4% и золото – сульфидный с содержанием золота 81 г/т. На 2003 г. запасы категории А+В+С<sub>1</sub> железной руды составляли 0,4 млн т, золота категории С<sub>1</sub> – 39 т (среднее содержание 0,3–0,4 г/т), серебра – 265,5 т (среднее содержание 2,5–3,2 г/т) [68].

**Марганец.** Многочисленные месторождения, проявления и пункты минерализации марганца, известные на территории листа, принадлежат к двум рудным формациям – марганцевой терригенно-кремнистой и марганцевой карбонатной.

Марганцевая терригенно-кремнистая формация широко распространена в Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной минерагенической зоне, в пределах Узункыро-Сибайского золото-марганцево-меднорудного и Баймак-Бурибаевского золотоносного марганцево-цинково-меднорудного районов, где представлена 24 малыми месторождениями, 13 проявлениями и двумя пунктами минерализации.

В Узункыро-Сибайском золото-марганцево-меднорудном районе объекты марганцевой терригенно-кремнистой формации образуют Ниязгуловский марганцеворудный узел и локализованы в четырех вещественно-возрастных подразделениях: карамылташской и ярлыкаповской свитах среднего девона, улутауской и мукасовской свитах среднего–верхнего девона. Типовым объектом здесь является месторождение *Ниязгулово-II* (IV-5-32),

расположенное в 3 км северо-западнее д. Ниязгулово. Месторождение разведано до глубины 200 м и активно эксплуатировалось со второй половины XVIII в., а в 1942 г. было законсервировано. Вмещающие породы представлены вулканомиктовыми песчаниками, кремнистыми алевролитами и яшмами кровли улутауской свиты. Породы простираются на северо-северо-восток с падением на юго-восток под углом 50–60°. Рудное тело залегает согласно с вмещающими породами и имеет линзообразную форму. В центральной части месторождения его мощность достигает 13,5 м. По простиранию, прослеженному на 500 м, и с глубиной она уменьшается до 2–4 м. По текстурным и структурным признакам руды подразделяются на плотные, брекчиевидные и оруденелые яшмы. Минеральный состав руд состоит из браунита, псилломелана, пирролюзита и второстепенных – пьомонита, бустамита, родонита, гематита. Главные нерудные минералы представлены халцедоном, кварцем и кальцитом. Браунит присутствует в виде изометричных зерен, псилломелан и пирролюзит – вторичные минералы, замещающие браунит. Содержание марганца колеблется от 10 до 20%, на отдельных участках понижаясь до 6–8%. Содержание железа, как попутного полезного ископаемого, в среднем составляет 13,7%. Помимо этого присутствуют:  $\text{SiO}_2$  (3,68–47,18%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2,51–3,21%) и  $\text{CaO}$  (2,32–2,98%). Запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> по состоянию на 1.01.2010 г. составляют 1,1 млн т, категории С<sub>2</sub> – 0,707 млн т [56, 77].

В карамылташской свите локализовано месторождение *Аюсазовское* (IV-5-39), расположенное в 0,7 км северо-восточнее д. Аюсазово. Месторождение эксплуатировалось с 1934 по 1942 г., всего добыто 24,061 тыс. т руды. В строении участвуют три рудных тела северного простирания и крутого восточного падения. Длина тел от 102 до 545 м, мощность от 0,13 до 7,4 м, глубина залегания от 10 до 80 м. Оруденение приурочено к прослоям красных яшм среди лав базальтов. Среднее содержание марганца в рудах 19,8%, кремнезем присутствует в количестве до 55,68%. Основные промышленные минералы марганца – пирролюзит и браунит, родонит [171]. В верхней части месторождения рудные тела выработаны карьерами и штольней. Дальнейшая разработка возможна только подземным способом. В настоящий момент месторождение законсервировано.

В пределах Баймак-Бурибаевского золотоносного марганцево-цинково-меднорудного района типичными представителями марганцевой терригенно-кремнистой формации являются *Мамилинское* (V-5-14) и *Южно-Файзуллинское* (VI-5-7) месторождения. Мамилинское месторождение приурочено к верхней части улутауской свиты и представлено залежью псилломелан-пирролюзитовых руд мощностью 1,19–2,47 м, протяженностью до 1 км со средним содержанием (%) Mn – 18,44, Fe – 3,69,  $\text{SiO}_2$  – 7,21–40,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 2,99–4,61, P – 0,5–0,7. Руды представлены плотными, иногда полосчатыми разностями и оруденелыми яшмами. Главными промышленными минералами являются псилломелан и пирролюзит. Запасы руды категорий А+В+С<sub>1</sub> = 0,35 млн т. Месторождение в настоящий момент разрабатывается [82].

Южно-Файзуллинское месторождение расположено в 9,8 км на восток от г. Баймак. Оруденение приурочено к вулканогенно-терригенным

образованиям улутауской свиты. В пределах месторождения выделяются два промышленных рудных тела линзовидной формы. Длина нижнего рудного тела по простиранию 188 м, по падению 110 м, мощность колеблется от 2 до 5 м, глубина залегания от 0 до 20 м. Мощность верхнего рудного тела увеличивается с глубиной от 0,5 до 2,5 м. Рудные тела окислены на глубину до 20 м и представлены рыхлыми пиролюзит-силомелановыми рудами. В нижних не окисленных частях тел развиты силикатно-родонитово-карбонатные руды. В составе руд присутствуют браунит, манганит, родохрозит, тефроит, гематит, кальцит, манганокальцит, фриденит, хлорит, цеолит, актинолит, пирит, халькопирит [171]. Месторождение разрабатывается.

Признаки оруденения марганцевой терригенно-кремнистой формации известны также в пределах Кракинско-Зилаирской хромово-золото-марганцеворудной и Уралтауской полиметаллически-медно-железорудной минерагенических зон, с которыми связаны перспективы прироста запасов марганцевых руд.

В Кракинско-Зилаирской минерагенической зоне рудовмещающими являются кремнистые алевролиты нижней части зилаирской свиты и ибрагимовской толщи верхнего девона. Наиболее перспективным здесь является рудопроявление *Магадеевское* (IV-4-76), расположенное на западном крыле Зилаирского синклинория в 3 км севернее д. Магадеево. Здесь при проведении поисковых работ на бокситы выявлена марганценосная зона шириной 140 м и истинной мощностью около 50 м. Марганцевое оруденение представлено серией согласных прослоев интенсивно омарганцованных пород мощностью от 0,15 до 1 м среди кремнистых и кремнисто-глинистых алевролитов франского возраста. Основание вскрытой части марганценосной зоны представлено коренным выходом пласта массивных пиролюзит-псиломелановых руд мощностью до 1 м. Содержание MnO до 60%. Общее падение рудовмещающих пород юго-восточное под углом 30–35°. По результатам спектрального анализа в омарганцованных породах отмечаются аномально высокие содержания микроэлементов: Cu –  $70 \times 10^{-3}\%$ ; Ba –  $50 \times 10^{-3}\%$ ; Mo –  $10 \times 10^{-3}\%$ ; Ni –  $300 \times 10^{-3}\%$ ; P > 1%. На север и на юг по развалам марганценосная зона прослежена на 12 км [288]. Помимо вышеописанного еще три рудопроявления марганца зафиксированы на восточном крыле Зилаирского синклинория – *верховья руч. Казенный Ключ* (IV-5-24), *Узянбаишское* (IV-5-34), *Зилаирское* (VI-4-18) и один пункт минерализации – *Кананикольское* (V-4-44).

В Уралтауской минерагенической зоне известны два рудопроявления – *Майгаштинское* (IV-5-43) и *Верховья руч. Темрен-Калган* (IV-5-46), из которых наиболее представительным является Майгаштинское. Это рудопроявление расположено в 1,9 км восточнее д. Майгашта. Здесь в стенке дорожной выемки вскрываются отложения верхней подсвиты курташской свиты, представленные переслаиванием кварцевых алевролитов и хлорит-кварцевых, мусковит-хлорит-кварцевых сланцев. В обнажении отмечается несколько линзообразных прослоев сплошных марганцевых руд, залегающих согласно с вмещающими породами, мощностью 0,15–0,20 м. Переход от собственно вмещающих пород к сплошным рудам

постепенный, отмечается околорудная зона интенсивно омарганцованных (натёки, корочки, пленки окислов марганца по трещинам) кварцевых алевролитов. Породы в пределах оруденелой зоны интенсивно трещиноватые, иногда дробленые, с многочисленными прожилками кварца. Главным минералом марганцевых руд является пиролюзит. Типичные формы его выделения – тонкозернистые или сажистые агрегаты. По данным В. И. Сначева, руды имеют следующий химический состав (%):  $MnO$  – 45,0–73,5;  $SiO_2$  – 0,2–5,1;  $P_2O_5$  – 0,03–0,04;  $Fe_{общ.}$  – 0,5–29,0. По нашим данным, химический состав руд (%):  $MnO$  – 5,2–8,1;  $MnO_2$  – 47,6–57,5;  $SiO_2$  – 20,0–22,9;  $P_2O_5$  – 0,04–0,05;  $Fe_{общ.}$  – 2,5–2,6. При этом в рудах отмечаются высокие концентрации (%) Ва (до 2), Со (до 0,05), Zn (до 0,05), Мо (до 0,0005). Характерной особенностью является присутствие в агрегатах пиролюзита очень мелкой вкрапленности пирита [77].

Марганцевая карбонатная формация развита в пределах Южно-Предуральской меднорудной гипсоносно-соленосной и Зиганской фосфоритоносной железо-марганцеворудной минерагенических зон, где представлена одним средним, тремя малыми месторождениями, тремя рудопроявлениями и одним пунктом минерализации. Единственным представителем данной формации в Южно-Предуральской минерагенической зоне является Улутеляжское месторождение.

Месторождение *Улутеляжское* (II-4-7) расположено в 12 км на запад от г. Аша и 6 км на северо-запад от ж-д. ст. Казаяк. Рудное поле включает четыре разведанных участка. Рудовмещающими являются марганцовистые известняки, чередующиеся в разрезе филипповской и иренской свит с прослоями гипсов и ангидритов. Марганецсодержащие известняки образуют маломощные горизонты (от 5 до 20 м), в которых рудные тела со средним содержанием марганца 5–10% имеют мощности 2,58–8,75 м. Первичные руды представлены манганокальцитом, родохрозитом, алабандитом, вернадитом, рансьеритом и псиломеланом. Запасы первичных марганцевых руд категорий В+С<sub>1</sub> – 7,3 млн т. В зоне окисления в неправильных карманах и линейных зонах вдоль трещин сформированы элювиальные глинистые и делювиальные рыхлые валунно-глинистые руды, представленные вернадитом, рансьеритом, псиломеланом, средние содержания марганца в которых составляют 17,22–26,6%. Запасы этого типа руд категорий В+С<sub>1</sub> – 4 млн т [89, 171].

В Зиганской фосфоритоносной железо-марганцеворудной минерагенической зоне известно два малых месторождения и рудопроявления марганцевой карбонатной формации, образующие Шигрышско-Зианчуринский марганцеворудный узел. Типовым объектом является Шигрышское месторождение (V-3-36).

Месторождение *Шигрышское* (V-3-36) расположено в 4 км юго-восточнее д. Шигрыш. Открыто С. А. Позднышевым в 1944 г. при проведении поисково-разведочных работ на железо и марганец. Оруденение приурочено к слою кремнисто-глинистых алевролитов, залегающему среди глинистых алевролитов и известняков нижнего карбона. Рудное тело имеет пластообразную форму, простирание его северо-западное, длина до 25 м, мощность колеблется от 0,8 до 25 м. В приповерхностной зоне кремнистые

алевролиты превращены в плотные опокovidные породы, среди которых наблюдаются желваковые скопления вторичных марганцевых руд в виде гнезд и карманов. Рудные минералы представлены лимонитом, гетитом, псиломеланом. Редко отмечаются манганит, пирит, циркон. Псиломелан встречается в виде коллоидных и метаколлоидных образований. Из нерудных минералов преобладают кварц, халцедон, серицит, хлорит. Содержание марганца в рудах варьирует от 10 до 33%;  $\text{SiO}_2$  – 27,0–55,0%. Разведанные запасы составляют 4 тыс. т. Технологические испытания руд не проводились [80, 171].

**Хром.** Пространственно и генетически хромитовое оруденение тесно связано с кракинским габбро-дунит-лерцолитовым и сакмарским габбро-дунит-гарцбургитовым интрузивными комплексами среднего ордовика и относится к хромитовой офиолитовой формации магматического генетического типа. Всего на карте отображено 29 малых месторождений, пять проявлений и два пункта минерализации. Большинство известных объектов сконцентрировано в Кракинском хромоворудном районе Кракинско-Зилаирской минерагенической зоны, где выделяются Северо-Кракинский, Средне-Кракинский и Южно-Кракинский хромоворудные узлы.

В Северо-Кракинском узле хромитовое оруденение приурочено к зоне развития краевых серпентинитов. Наиболее изученным объектом является месторождение *Шигаево I* (IV-5-26), расположенное в 2,3 км на юго-запад от одноименной деревни. Оно открыто и разведано в 1931 г., вскрыто карьером (20×8 м при глубине 3 м). Остатки рудного тела обнажаются в северо-западной и юго-восточной стенках карьера. Рудовмещающими породами являются серпентиниты, реже серпентинизированные дуниты. Руда представлена густовкрапленными типами, переходящими в массивные разновидности. Контакт рудного тела с вмещающими породами резкий и сопровождается полосой вкрапленных руд, иногда крупнозернистых с нодулярной текстурой. Запасы хромовых руд на месторождении составляют 0,45 тыс. т [276].

В пределах Средне-Кракинского узла хромитовое оруденение приурочено к дунитам, породам полосчатого комплекса и краевым серпентинитам, большая часть объектов сконцентрирована в его юго-западной части (IV-4-62, 63, 64, 65). Типовым объектом здесь является месторождение *Ак-Бура* (IV-4-65), расположенное в 3 км на северо-запад от д. Хамитово, на левом берегу руч. Черный Ключ. Оно эксплуатировалось с 1927 по 1930 г. Северная и центральная части месторождения вскрыты двумя разрезами, пройденными согласно простиранию основного рудного тела. Зона оруденения представлена одним, а в центральной части несколькими жилообразными телами массивного и вкрапленного хромита с отдельными прожилками и участками серпентинитов. Наиболее выдержанным как по простиранию, так и по падению является восточное (основное) тело, которое главным образом и разведывалось. Тело имеет протяженность на глубину 15–20 м при мощности от 0,16 до 1 м и почти вертикальное падение; в нижних горизонтах наблюдается его резкое выполаживание. В южной части месторождения мощность зоны оруденения увеличивается



до 15 м. Вмещающими породами являются аподунитовые серпентиниты, граничащие на западе с породами полосчатого комплекса, представленными переслаиванием оливинсодержащих клинопироксенитов, верлитов, дунитов и апогаббровых метасоматитов. Руда представлена тремя разновидностями: плотные руды, мелко- и среднезернистые вкрапленные руды и бедные вкрапленные руды. Плотные руды являются преобладающими среди других типов и приурочены главным образом к центральной части месторождения, отдельные небольшие участки такой руды встречаются в его южной части. Запасы руды со средним содержанием хромита 30% составляют на месторождении 2 тыс. т [276].

Наиболее продуктивным является Южно-Кракинский узел, где хромитовое оруденение приурочено к дунитам жильного типа, залегающим в породах дунит-гарцбургитового комплекса. Типовым объектом здесь является месторождение *Большой Башарт* (IV-4-79), расположенное на левом берегу одноименного ручья, в 2,5 км северо-западнее д. Саргая. Месторождение известно с 80-х годов XIX в. В 1920–1930 годах разработка производилась открытым способом и подземными выработками (штольни, камеры). Разведочные работы велись в период с 1934 по 1937 г. Оруденение приурочено к пологозалегающему дунитовому телу мощностью около 30 м, расположенному среди гарцбургитов и вскрытому карьером длиной 160 м, шириной от 24 до 60 м с максимальной высотой борта 30 м. Вмещающие дуниты и окружающие их гарцбургиты в значительной степени серпентинизированы. Хромитовые руды приурочены к нижней части дунитового тела и залегают согласно с ним. Угол падения изменяется от 22° в юго-восточной части карьера до 5–10° в центральной и 15° в северо-западной. Азимут падения 220–230°. Дуниты рудной зоны пересечены густой сетью неправильных рудных прожилков и жил переменной мощности (0,1–0,4 м), промежутки между которыми заполнены безрудными дунитами либо с редкими вкрапленниками хромитов. Мощность отдельных рудных жил в центральной части месторождения достигала 1 м, при общей мощности главной рудной зоны около 2 м. В северо-западной части месторождения, в стенке карьера хорошо видно, что рудная зона состоит из серии параллельных хромитовых прослоев. В настоящее время наиболее мощные богатые участки видимой части рудной зоны выработаны. Массивные и густовкрапленные руды явно преобладают над средне- и бедновкрапленными. Запасы на момент окончания эксплуатации месторождения составляли 9,06 тыс. т руды. Из них руды I сорта (45% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) – 6,55 тыс. т; II (36% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) – 1,34 тыс. т и III (25% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) – 1,16 тыс. т [276].

В Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-медно-рудной минерагенической зоне хромитовое оруденение сконцентрировано в пределах Кирыбинско-Каранского хромово-медно-золоторудного узла. Типичными представителями хромитовой офиолитовой формации здесь являются месторождения *Красовское* (III-6-24) и *Калкановское II* (III-6-80). Красовское месторождение расположено в 4 км к югу от с. Вознесенка и приурочено к небольшому телу сильно рассланцованных серпентинитов. Разрабатывалось с перерывами с 1885 по 1933 г. карьерами. Оруденение сосредоточено в четырех вытянутых в меридиональном направлении линзах

массивных, реже густовкрапленных хромитов. Длина рудных тел колеблется от 10 до 40 м при максимальной мощности 4 м. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  во вкрапленных рудах 15%, в массивных – 49,0%. Запасы категорий В+С<sub>1</sub> – 9,8 тыс. т. На месторождении Калкановское II, локализованном в протяженном «массиве» аподунитовых серпентинитов, известно 10 рудных тел длиной 15–65 м. Преобладают массивные руды со средним содержанием окиси хрома 41,8%. Месторождение обрабатывалось во второй половине XIX в.

**Титан.** Титановое оруденение представлено на территории листа тремя формациями: титан-железородной метаморфогенной, древних титаноносных россыпей и современных титаноносных россыпей.

Оруденение метаморфогенного типа (титан-железородная метаморфогенная формация) представлено многочисленными рудопроявлениями и пунктами минерализации, из которых на карту вынесены только три наиболее значимых (I-6-10; VI-4-15, 16). В юго-западной части Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднородной минерогенической зоны оруденение связано с многочисленными телами метаморфизованных габброидов и эклогитоподобных пород среди метаморфических пород «максютовского комплекса» – рудопроявления *Максютовское I, II* (VI-4-15, 16). В целом минерализация этого типа не представляет промышленного интереса [89].

К формации древних россыпей относятся шесть рудопроявлений (III-4-5, 7, 13, 17, 23; IV-4-13) и три пункта минерализации (II-4-13; IV-4-20, 48), расположенных в пределах Тараташско-Зильмердакской магнетитоносной цинково-свинцово-железородной минерогенической зоны. Здесь по данным минералогических исследований в песчаниках нижней подсвиты зильмердакской свиты отмечаются отдельные участки с густой вкрапленностью или тонкими прослоями лейкоксона и рутила. Мощность прослоев, обогащенных рудными минералами, от первых сантиметров до 0,1–0,2 м. Содержание  $\text{TiO}_2$  по данным химического анализа составляет от 2 до 4,48% [77, 291].

К формации современных титаноносных россыпей относятся семь малых россыпей (I-6-33; II-6-7, 19, 22, 24, 30, 36), расположенных в верховьях бассейна р. Ай. Коренными источниками россыпей являются, очевидно, месторождения титан-железородной мафитовой формации, сконцентрированные в пределах Кузино-Копанской ванадиево-железо-титановородной зоны. Наиболее значимыми являются россыпи рек *Черная* (II-6-22), *Куваши* (II-6-19), *Копанка* (II-6-30). По генезису россыпи аллювиальные, по морфологии – долинные. Длина промышленной части отдельных россыпей колеблется от 0,8 до 15 000 м, ширина от 80 до 600 м, мощность от 1 до 7 м. Среднее содержание ильменита в россыпях колеблется от 23 до 41 кг/м<sup>3</sup>, титаномагнетита – от 16 до 34 кг/м<sup>3</sup>. Забалансовые запасы  $\text{TiO}_2$  в россыпи р. Куваши составляют 261 тыс. т, в россыпи р. Копанка – 362 тыс. т, р. Черная – 355 тыс. т [66].

**Титан, железо.** Объекты железо-титанового оруденения, принадлежащие к титан-железородной мафитовой формации, расположены в Златоустовско-

Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоне, где образуют Кузино-Копанскую ванадиево-железо-титановорудную зону, и представлены пятью месторождениями (I-6-36; II-6-3; 13; 32) и одним проявлением (I-6-22). Данный тип оруденения пространственно и генетически связан с породами кузино-копанского клинопироксенит-габбродиоритового интрузивного комплекса среднего рифея.

Месторождение *Медведевское* (II-6-13) локализовано в Кусинско-Копанском массиве габброидов (Медведевское рудное поле). Здесь выявлены семь пластообразных рудных тел с кондиционными содержаниями полезных компонентов, представляющие собой наиболее обогащенные ильменитом и титаномагнетитом участки массива. Максимальные размеры рудных тел: по простиранию достигают 3000 м, по падению – 500 м, мощность – 150 м. Из ильменитовых руд с содержанием Fe – 17,8%,  $TiO_2$  – 8,9% получены концентраты: ильменитовый с содержанием Fe – 36,7%;  $TiO_2$  – 44,8%;  $V_2O_5$  – 0,19% и магнетитовый с содержанием Fe – 60,3%;  $TiO_2$  – 6,7%;  $V_2O_5$  – 0,65%. Руды преимущественно вкрапленные, не подвергались динамометаморфизму и перекристаллизации. Месторождение крупное ( $B+C_1 = 20,7$  млн т,  $C_2 = 9,5$  млн т), подготовлено к эксплуатации открытым способом. Габбро, вмещающие рудные тела, пригодны для использования в качестве щебня марок 800–1400. Запасы их (A+C) составляют 199,6 млн м<sup>3</sup> [89].

Юго-западнее Медведевского месторождения располагается близкое по строению месторождение *Копанское* (II-6-32). Рудные тела залегают согласно с общей полосчатостью массива, образуя три основные рудные зоны: Главную, мощностью 250 м, Восточную, мощностью 300 м, и Западную, мощностью 200–250 м. Главная рудная зона прослежена по простиранию на 12 км. Примерно половину зоны составляют полосы ильменит-титаномагнетитовых руд, при этом сплошные руды располагаются в лежачем боку, а богатые ильменитовые – в висячем боку сплошных руд. Восточная и Западная рудные зоны представлены бедными вкрапленными ильменитовыми, реже ильменит-титаномагнетитовыми рудами. Содержание ильменита в рудах около 28%. Их химический состав (%):  $TiO_2$  – 11,45;  $Fe_2O_3$  – 45,8; FeO – 34;  $V_2O_5$  – 0,66. В трех пробах из титаномагнетитовых руд пробирным анализом установлено содержание платины от 0,12 до 0,27 г/т [89].

**Титан, железо, ванадий.** Комплексное ванадий-железо-титановое оруденение известно в Кузино-Копанской ванадиево-железо-титановорудной зоне. На карте отображено одно малое месторождение *Маткальское* (II-6-52), расположенное в юго-западной части Кусинско-Копанского массива габброидов (Маткальское рудное поле), известно с 1878 г. Представлено четырьмя зонами вкрапленных ильменитовых и титаномагнетитовых руд, залегающих согласно с общей полосчатостью массива. Зоны прослежены по простиранию на 1800–3200 м и по падению на 200–280 м. Мощность зон от 6–12 до 56 м. Химический состав руды, содержащей 21,1% ильменита (%):  $TiO_2$  – 12,5;  $Fe_2O_3$  – 45,5; FeO – 30,4;  $V_2O_5$  – 0,78 [66].

## ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Медь.** Медное оруденение широко распространено на территории листа и представлено тремя формациями: медноколчеданной (одним крупным, шестью малыми месторождениями, 11 рудопроявлениями и одним пунктом минерализации), медно-порфировой (пятью малыми месторождениями и четырьмя рудопроявлениями) и медистых песчаников (23 малыми месторождениями, 13 рудопроявлениями и пятью пунктами минерализации).

Оруденение медноколчеданной формации, как правило, является комплексным медно-цинковым, золото-медно-цинковым и относится «уральскому» типу. По соотношениям в рудах главных полезных компонентов – меди и цинка – месторождения уральского типа подразделяются на два подтипа: I –  $Cu > Zn$ , II –  $Cu < Zn$ . В настоящем разделе описаны только объекты I подтипа уральского типа, для которых характерно преобладание меди над цинком и которые могут рассматриваться как собственно медноколчеданные. Объекты II подтипа уральского типа с существенной ролью в рудах цинка и золота отнесены нами к медно-цинковоколчеданной рудной формации и описаны в соответствующем разделе («Медь, цинк»).

Собственно медноколчеданное оруденение распространено в пределах Узункыро-Сибайского золото-марганцево-меднорудного (месторождения *Аслаевское* – IV-6-5, *Камаганское* – V-5-39; пункт минерализации *Аслай* – IV-5-5) и Баймак-Бурибаевского золотоносного марганцево-цинково-меднорудного районов (месторождения *Юбилейное* – VI-5-31; *Юлалы* – VI-5-17). Наиболее значимым объектом является крупное месторождение Юбилейное.

Месторождение *Юбилейное* (VI-5-31) расположено в 10,8 км на юго-восток от д. Матраево, приурочено к кальдерной части вулканической постройки, сложенной раннедевонскими (эмс) вулканогенно-осадочными образованиями баймак-бурибаевской свиты. Западная часть постройки срезана разломом. В пределах рудного поля широко развиты кислые экстрезивные купола и дайки. Месторождение перекрыто юрскими глинисто-песчано-галечными отложениями мощностью до 230 м. Рудовмещающие породы подвергнуты интенсивным гидротермальным изменениям преимущественно в лежачем боку рудных тел. На месторождении установлено шесть субсогласных рудных залежей, преимущественно линзовидной формы. Простираение залежей северо-северо-западное ( $310\text{--}320^\circ$ ), падение северо-восточное под углом  $45\text{--}55^\circ$ . Размеры залежей варьируют от 160 до 960 м по простиранию и от 130 до 450 м по падению. По выходящим под мезозойские отложения рудам 1-й и 3-й залежей развиты золотоносные бурые железняки. Главные минералы первичных руд: пирит, халькопирит, сфалерит, халькозин, борнит, самородное золото. Средние содержания основных компонентов в рудах (%): Cu – 1,8, Zn – 1,14, S – 42,35 [86, 89]. Утвержденные запасы (тыс. т) категорий A+B+C<sub>1</sub> составляют: Cu – 1656; Zn – 1059. Категории C<sub>2</sub>: Cu – 68,9; Zn – 44,2. Остаточные запасы категорий A+B+C, учтенные Госбалансом, по состоянию на 1.01.2009 г. составляют (тыс. т): Cu – 1614; Zn – 1055. Месторождение эксплуатируется [56]. В качестве попутных компонентов в рудах присутствуют золото, серебро, кадмий, галлий, индий, селен, теллур.

В несколько иных геологических условиях локализовано медное оруденение в пределах Иткуловско-Юлукского потенциального тальконосно-золото-меднорудного узла. Известные здесь малые месторождения (VI-4-5; VI-4-14) и рудопроявления меди (V-4-42; VI-4-2; VI-4-4; VI-4-21), зачастую с повышенными концентрациями золота (VI-4-4; VI-4-5; VI-4-14), с достаточной долей условности отнесены к медноколчеданной формации. Оруденение локализовано в образованиях карамалинской свиты, возраст которой определяется как позднесилурийский–раннедевонский: метаэффузивах основного состава (иногда измененных до состояния ортосланцев) и графит-кварцевых сланцах. Отмечается пространственная связь известных месторождений и рудопроявлений с телами габброидов среднедевонского юлукского габбро-долеритового гипабиссального комплекса. Эталонными объектами данного типа оруденения являются Южно-Юлукское и Гумеровское малые месторождения.

Месторождение *Южно-Юлукское* (VI-4-5) расположено в 1 км к северу от д. Алгазы и в 5 км к югу от д. Юлук. Оруденение локализовано в образованиях карамалинской свиты верхнего силура–нижнего девона и приурочено к контакту графит-кварцевых сланцев с ортосланцами по вулканитам основного состава. В пределах рудного поля отмечаются тела интенсивно рассланцованных габброидов юлукского комплекса и серпентинитов. Месторождение представлено двумя маломощными (0,5–4,5 м) линзообразными залежами, залегающими согласно со сланцеватостью пород и полого падающими на запад-северо-запад. По простиранию они прослежены до 100 м, по падению до 300–550 м. На выклинках обычно разветвляются на 2–3 апофизы вкрапленных руд. Руды прожилково-вкрапленные, реже сплошные, халькопирит-пирротиновые. Содержания меди варьируют от десятых долей процента до 5–12%, в среднем составляя 3,4%. Характерны повышенные содержания золота (до 0,5 г/т), серебра (до 3,6 г/т) и кобальта (до 0,196%). Месторождение эксплуатировалось в 1914–1917 гг. По результатам разведочных работ 1930–1933 гг. неутвержденные запасы меди составляют 9,462 тыс. т [248].

Месторождение *Гумеровское* (VI-4-14) расположено в 1 км на восток от д. Юлдыбаево. Оруденение приурочено к верхней части карамалинской свиты и представлено двумя рудными телами линзообразной формы в 110 м друг от друга, залегающими среди слюдисто-графит-кварцевых сланцев с прослоями эпидот-хлорит-альбитовых сланцев. Падение тел северо-восточное под углами 30–35°, субсогласно сланцеватости вмещающих пород. Южная линза прослежена по простиранию на 50 м, по падению на 60 м при мощности 2–5 м. Разведана до глубины 38 м. Северная линза по простиранию прослежена на 30 м, по падению на 180 м при мощности 12–13 м. Руда представлена пиритом с примесью пирротина, марказита, халькопирита, галенита, сфалерита и арсенопирита. Иногда в повышенных концентрациях присутствуют (%) Pt (до 0,011), Se (до 0,009), Sn (до 0,116), Te (до 0,002), Bi (до 0,0116). Месторождение разведывалось в 1931–1933 гг. Запасы по категориям А+В+С составляют: Cu – 2,79 тыс. т, Zn – 0,825 тыс. т, Au – 0,178 т, Ag – 1,6 т [248].

Медно-порфировая формация в последние годы на Урале рассматривается как перспективная. Распространена преимущественно в Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной минералогической зоне, где представлена четырьмя малыми месторождениями (*Поляковское* – III-6-10, *Дунгурай* – III-6-41, *Нуралинское* – II-6-79, *Салаватское* – IV-5-42) и двумя рудопроявлениями (III-6-140; VI-4-3). Оруденение представлено прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит, иногда молибденит и арсенопирит), приуроченной к зонам повышенной трещиноватости, метасоматоза (пропилиты, березитоиды) и жильного окварцевания в эндо- и экзоконтактовых частях малых интрузий (штоки, дайки) порфировидных диоритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиритов салаватского комплекса, габбродиоритов и габбродиорит-порфиритов худолазовского комплекса, монцодиорит-порфиритов балбукского комплекса. Средние содержания Cu обычно не превышают 1,5% (максимальное значение – 6%). Поляковское месторождение давно отработано; другие объекты из-за низких содержаний полезных компонентов и незначительных запасов руд или законсервированы, или не разведывались вообще [72].

Месторождение *Салаватское* (IV-5-42) расположено на правом борту долины р. Давлетбика, в 2,5 км юго-западнее д. Салават-Совхоз. Минерализация приурочена к телу диоритовых порфиритов, прорывающему вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования мостостроевской толщи. Рудоносный интрузивный массив сложен плагиоклазовыми и роговообманково-плагиоклазовыми диоритовыми порфиритами первой фазы салаватского комплекса. В разрезе это круто падающая на запад интрузия, расширяющаяся и выполаживающаяся по восставанию с изменением углов падения от 60 до 40°. На северо-западе она срезается разломом системы ГУР с крутым восточным падением. Оруденение приурочено к эндо- и экзоконтакту интрузии. Пространственная ориентировка и морфология рудной зоны подчинена конфигурации рудоносного интрузива. В горизонтальном сечении форма серповидная, с пилообразным выклиниванием на флангах. В объеме она представляет собой крутопадающую пластину, осложненную перегибом, в пределах которого мощность оруденелых пород максимальна. Рудовмещающие диоритовые порфириты интенсивно пропилитизированы: окварцованы, серицитизированы, хлоритизированы. Менее интенсивные метасоматические изменения и рудная минерализация отмечена и в вулканитах экзоконтактовой зоны. Четкой зональности в распределении гидротермально измененных пород не установлено. Главные рудные минералы – пирит и халькопирит; второстепенные – молибденит, пирротин; редко встречаются борнит, халькозин, ковеллин, теннантит, сфалерит, галенит, магнетит, гематит, ильменит. Рудные тела не имеют четких геологических границ, и их контуры определяются заданным бортовым содержанием. Содержание меди колеблется от 0,3 до 1%. Отмечаются повышенные концентрации золота (до 0,2 г/т). Забалансовые запасы меди по категории С<sub>2</sub> составляют 990 тыс. т. Месторождение не эксплуатируется [77].

Формация медистых песчаников и сланцев представлена мелкими месторождениями и рудопроявлениями, распространенными в Камско-Илекской

меднорудной и Южно-Предуральской меднорудной гипсоносно-соленосной минерагенических зонах. Они залегают в красноцветных и пестроцветных отложениях казанского яруса верхней перми. Окисленные руды этих месторождений разрабатывались с XIX в., данные о запасах и количестве добытой руды отсутствуют. На карту вынесены 21 малое месторождение, 12 проявлений и пять пунктов минерализации. Рудные залежи в среднем имели длину 60–200 м при ширине 10–80 м и мощности 0,1–0,4 м, изредка до 6 м. Залегание пологое, близкое к горизонтальному. Содержания меди в среднем составляют 0,2%, достигая местами 2–3,3% и 12% (в конгломератах). Высокие содержания меди отмечаются также в мергелях (до 2–4%) и известняках (до 1,5%). Рудные минералы представлены малахитом, азуритом, халькопиритом, реже – купритом и самородной медью. Встречается также самородная сера. Известные объекты в настоящее время промышленного значения не имеют. Геологоразведочные работы не ведутся [89].

**Медь, цинк.** Медно-цинковое орудение относится к медно-цинковоколчеданной рудной формации и распространено в Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной (Баймак-Бурибаевский рудный район), Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной (Учалинско-Верхнеуральский рудный район) минерагенических зонах. На карте отображены пять крупных (III-6-96, 97, 98, 133; VI-5-35), семь средних (III-6-129, 130, 134, 135, 136; VI-5-32, 33), восемь малых (III-6-132; V-5-27; VI-5-36, 37, 38, 39, VI-6-60; VI-5-19) месторождений, три проявления (IV-6-2, 8, 38) и один пункт минерализации (IV-6-1).

Эталонными объектами медно-цинковоколчеданной формации в Учалинско-Верхнеуральском рудном районе являются Учалинское и Ново-Учалинское месторождения.

Месторождение *Учалинское* (III-6-96) приурочено к многофазному палеовулкану в пределах среднедевонской (эйфельской) базальтовой вулканической гряды, осложненной риодацитовыми вулканическими аппаратами. Колчеданные залежи локализованы вблизи кровли «нижней рудоносной толщи» и перекрыты горизонтом вулканомиктовых и кремнистых пород, содержащим рудокласты и прослой колчеданных руд. Вулканогенные породы смяты в линейные складки разного порядка. Основное рудное тело представлено крутопадающей неправильно-линзовидной массивной сульфидной залежью. В лежачем ее боку установлено два рудоподводящих канала, в кровле – конические пиритовые холмы, с разрушением которых связано образование рудокластов.

Рудная залежь обладает отчетливой асимметричной зональностью. От лежачего бока к всяческому последовательно распространены руды: 1) прожилково-вкрапленные халькопирит-пиритовые; 2) слоистые пиритовые; 3) равномернозернистые халькопирит-пиритовые; 4) неравномернозернистые и тонкополосчатые халькопирит-сфалерит-пиритовые; 5) коллоидные, слоистые и брекчиевидные халькопирит-сфалерит-пиритовые и сфалерит-пиритовые с галенитом; 6) кластические халькопирит-пиритовые и пиритовые. Асимметричная (по мощности) зональность сочетается с латеральной симметричной зональностью. Залежь имеет мощность от 15 до

130 м, простирается на 1900 м в близмеридиональном направлении и прослежена до глубины 350–430 м. Околорудные аллохимические изменения пород выражены в основном (хлорит)-серицит-кварцевым метасоматозом и проявлены преимущественно со стороны лежачего бока рудной залежи.

В минеральном составе руд главными компонентами являются пирит, сфалерит, халькопирит; второстепенными – блеклые руды, галенит, магнетит; редкими – арсенопирит, пирротин, самородное золото, алтаит, теллуризмутит, гессит, колорадит, гематит, борнит. Всего в рудах установлено 79 минералов. Текстура руд преимущественно массивная, реже брекчиевая, вкрапленная, прожилково-вкрапленная и полосчатая. Содержание меди в рудах варьирует от 0,2 до 7% (в среднем по месторождению – 1,17%), цинка – от 0,2 до 20% (в среднем 4,57%), серебра – от 12 до 40,3 г/т (в среднем 25,4 г/т), золота – в среднем до 1,5 г/т. Суммарные разведанные запасы, утвержденные ГКЗ в 1964 г. для главных полезных компонентов (тыс. т): Cu – 1260; Zn – 4340 [72]. Остаточные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub>, учтенные Госбалансом, по состоянию на 1.01.2010 г. составляют (тыс. т): Cu – 183,9; Zn – 787,9. Месторождение разрабатывается [56].

Месторождение *Ново-Учалинское* (III-6-97) находится в 2 км южнее Учалинского и по целому ряду параметров имеет с ним большое сходство, но залегает на значительно больших глубинах (глубина кровли рудного тела 600–1300 м). Средние содержания основных полезных компонентов в рудах: Cu – 2,7%, Zn – 2,59% [72]. Утвержденные запасы категории А+В+С<sub>1</sub> составляют (тыс. т): Cu – 595,6.; Zn – 1499,5; категории С<sub>2</sub> – соответственно 465,6 и 1397,4. Месторождение находится в Госрезерве. Попутными полезными компонентами в рудах обоих описанных месторождений являются золото, серебро, кадмий, индий, селен, теллур [56].

Наиболее значимым медно-цинковым объектом в Баймак-Бурибаевском золотоносном марганцево-цинково-меднорудном районе является *Подольское* месторождение (VI-5-35), расположенное в 64 км на юг от г. Баймак. Оруденение приурочено к образованиям ирендыкской свиты, перекрытым отложениями улутауской свиты мощностью 450–485 м, и представлено двумя рудными залежами прожилково-вкрапленных пирит-халькопиритовых руд мощностью 2,4–98,2 м. Содержания Cu варьируют от 0,79 до 4,81% [86]. Месторождение находится в стадии подготовки к эксплуатации [56].

В некоторых медно-цинковых месторождениях в повышенных количествах содержится свинец (V-5-31, 32). Ярким примером такого типа объектов является месторождение *Восточно-Кузнецкое* (V-5-32), локализованное среди кислых вулканитов баймак-бурибаевской свиты. В пределах месторождения выявлено четыре линзовидных рудных тела. Длина первого – 120 м при мощности 5 м; три других – небольшие, мощностью 3–7 м. Рудовмещающие породы превращены во вторичные кварциты и хлорит-кварцевые метасоматиты. Руды массивные или вкрапленные. По минеральному составу выделяются пиритовый, халькопирит-пиритовый, халькопирит-галенит-пиритовый, халькопирит-сфалерит-галенитовый, барит-галенит-сфалеритовый и баритовый типы руд. Средние содержания основных компонентов в рудах (%): Zn – 3,8, Cu – 2,3, Pb – 1,4, S – до 32,6.



Помимо этого в рудах, как правило, присутствуют золото и серебро со средними содержаниями: Ag – 86,7 г/т, Au – 5,4 г/т. Зона окисления развита до глубины 42–48 м; среднее содержание Au в зоне окисления – 6,8 г/т. Месторождение отработано [82].

В самостоятельный, баймакский, тип медно-цинковоколчеданной формации выделяются золото-колчеданно-полиметаллические месторождения. На территории листа данный тип оруденения представлен одним крупным (Сибайское) и 14 малыми (IV-6-43; V-5-17; VI-5-2, 3, 12, 13, 14, 16, 18, 24, 25, 27, 28, 30) месторождениями, подавляющее большинство которых сконцентрировано в Баймакской медно-марганцево-золоторудной зоне и Сибайском цинково-меднорудном узле. Наиболее значимым объектом является Сибайское месторождение (V-5-40).

Месторождение *Сибайское* (V-5-40) находится на юго-западной окраине г. Сибай и приурочено к восточному крылу одноименной вулканической постройки, сложенной породами карамалыташской свиты. Представлено восемью сближенными линзовидными телами, наиболее крупное из которых имеет субмеридиональное простирание с падением на восток под углом 65°. Тело прослежено по простиранию на 600 м, по падению на 750 м при мощности до 250 м. Мощность других тел от 0,1 до 50 м. Присутствуют медно-цинковый, серноколчеданный и цинковый типы руд. Основным является медно-цинковый халькопирит-сфалерит-пиритовый (90% всех руд).

Минеральный состав руд: пирит, сфалерит, халькопирит, пирротин, магнетит, мельниковит, галенит, теннантит, арсенопирит, золото, гематит, борнит, энаргит, гринокит, киноварь и др. Из нерудных минералов распространены кварц и кальцит, реже сидерит, хлорит, серицит, гипс и барит. Характерна вертикальная зональность, выраженная в смене медно-пирротиновых руд пиритовыми, халькопиритовыми, сфалерит-халькопиритовыми и сфалеритовыми. От подошвы к кровле уменьшается содержание Cu, Co и увеличивается содержание Zn, Se, Cd. Текстуры руд брекчиевидные, колломорфные, массивные, полосчатые, вкрапленные, реже прожилковые. Среднее содержание Cu – 1,0–1,15%, Zn – 1,12–3,39%, S – 8,14–45,34%, Au – 0,42–1,08 г/т, Ag – 3,72–16,72 г/т. Присутствуют примеси Co, Cd, Se, Te, As, In, Ta и др. Зона окисления развита до глубины 20 м, зона вторичного сульфидного обогащения – до глубины 50–100 м [82].

Запасы категорий A+B+C<sub>1</sub>, утвержденные в 1958 г., составляли: Cu – 1082,7 тыс. т, Zn – 1714,2 тыс. т, Au – 29,6 т, Ag – 946,3 т; категории C<sub>2</sub>: Cu – 23,7 тыс. т, Zn – 26,5 тыс. т, Au – 3,8 т, Ag – 21,9 т. Остаточные запасы категорий A+B+C<sub>1</sub>, учтенные Госбалансом, по состоянию на 1.01.2010 г., составляют: Cu – 185,9 тыс. т, Zn – 250,2 тыс. т, Au – 11,9 т, Ag – 111 т. Завершена отработка верхних горизонтов месторождения карьером глубиной 498 м, в настоящий момент ведется подземная разработка [56].

В Баймакской медно-марганцево-золоторудной зоне оруденение данного типа связано преимущественно с баймак-бурибаевскими и карамылташскими кислыми субвулканическими образованиями. Типичным представителем является месторождение Таш-Тау (VI-5-18), представленное рудоносной зоной протяженностью 1,5 км с рудными телами прожилково-

вкрапленных пирит-сфалерит-халькопиритовых руд с содержанием Cu – 1,5–2,5% (до 7,22%), Zn – до 1,55%, Au – 3,9–8,6 г/т [86]. Запасы категорий А+В+С<sub>1</sub>, утвержденные в 1972 г., составляли: Zn – 16 тыс. т, Au – 1,8 т, Ag – 15,5 т; категории С<sub>2</sub>: Zn – 5,4 тыс. т, Au – 10,39 т, Ag – 3 т. Остаточные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub>, учтенные Госбалансом, по состоянию на 1.01.2010 г. составляют: Cu – 1,9 тыс. т, Zn – 4,1 тыс. т, Au – 0,8 т, Ag – 3,3 т [56].

**Медь, никель.** Медно-никелевое оруденение, известное в пределах листа, относится к медно-никелевой сульфидной формации. На карте отображено три рудопоявления, два из которых (V-5-12, V-5-29) расположены в Западно-Магнитогорской хромитоносной мараганцево-золото-меднорудной минерагенической зоне и одно (III-6-40) – в Уралтауской полиметаллической-медно-железородной минерагенической зоне.

В Западно-Магнитогорской минерагенической зоне медно-никелевые рудопоявления связаны с худолазовским магматическим комплексом и расположены в пределах одноименного рудного узла. Минерализованные зоны проявлений образуют линзы и жилы, сложенные сульфидами, мощностью 1,5–3 м (до 5–12 м) и протяженностью 20–700 м. Иногда оруденение перераспределено и локализуется в виде прожилково-вкрапленной минерализации в экзоконтактовых частях тел габброидов. В составе руд присутствуют пирротин (резко преобладает), пентландит, халькопирит, магнетит, миллерит, никелин, сфалерит, виоларит, борнит, хромит, ильменит. Сульфиды являются носителями Ni, Cu, Co. Текстуры руд вкрапленные, прожилковые, пятнистые, реже массивные. Содержания (%): Ni – 0,1–1,14, Cu – 0,25–1,07, Co – 0,01–0,21, S – до 32 [82].

В северной части Уралтауской минерагенической зоны расположено рудопоявление Бирса (III-6-40), представленное зонами сульфидизации в серпентинитах сакмарского комплекса. Содержание Ni в отдельных пробах – более 1% [72].

**Свинец, цинк.** Свинцово-цинковое оруденение распространено в Тараташско-Зильмердакской магнетитоносной цинково-свинцово-железородной и Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенических зонах. Практически на всех объектах отмечается баритовая минерализация, что дает основание говорить о тесной генетической связи баритового и полиметаллического оруденения. На карте отображены пять малых месторождений (I-6-29; II-4-1; III-5-13; IV-3-36; V-4-21), шесть проявлений (I-6-36; III-4-4; III-5-12, 23; IV-3-23, 38) и один пункт минерализации (III-5-16), относящихся к свинцово-цинковой карбонатной стратиформной формации.

Эталонным объектом свинцово-цинкового оруденения в Тараташско-Зильмердакской минерагенической зоне является месторождение *Кужинское* (V-4-21), образующее единое рудное поле с одноименным баритовым месторождением. Оруденение локализовано в доломитах нижней части кужинской толщи. Мощность оруденелого интервала составляет от 0,2 до 5–7 м. Рудная минерализация прослежена скважинами по

простирацию на протяжении 2900 м и по падению (на восток) до 400 м. Интенсивность рудной минерализации, её состав и структурно-текстурные особенности меняются как по падению, так и по простирацию залежи. В целом отмечается ухудшение качества руд при прослеживании их на глубину. Основная залежь в целом имеет восточное падение под углом 20–40°. По данным химических анализов содержание Zn и Pb изменяется от долей % до 21,05 %, при мощности интервала опробования первые метры. Отношение Pb к Zn изменяется от 2 : 1 до 1 : 7, в целом преобладает Zn. Содержание BaSO<sub>4</sub> в этих интервалах изменяется от первых % до 33 %. Главными минералами являются сфалерит, галенит, пирит, марказит, второстепенными – гематит, халькопирит, халькозин, ковеллин и блеклая руда. Сфалерит представлен в основном клеофаном – бесцветным или со слабым коричневато-зеленоватым оттенком, реже встречаются зерна медово-коричневой окраски. Выделения сфалерита выглядят как мелкие (0,5–1,0 мм) округлые пятна, иногда образующие густую вкрапленность. Галенит обнаруживается в сравнительно крупных выделениях (до нескольких мм) неправильной формы в ассоциации со сфалеритом, доломитом и пиритом. В редких случаях он обнаруживается в виде прожилков. Барит в полиметаллической руде наблюдается чаще всего в виде гнездообразных скоплений и цепочек пластинчатых кристаллов (5–8 мм).

Разведанные запасы категорий C<sub>1</sub>+C<sub>2</sub> составляют: Zn – 83 тыс. т, при среднем содержании 2,06 %, Pb – 78 тыс. т, при среднем содержании 1,92 %. Отмечается возможность прироста запасов [81].

В Златоустовско-Авзянской минерагенической зоне типовым объектом является месторождение *Верхне-Аришинское* (III-5-13), расположенное в 18 км на северо-запад от пос. Тирлянский. С 1913 г. оно было известно как бурожелезняковое и эксплуатировалось Белорецким заводом. В 1927 г. под железными рудами были открыты полиметаллические. Участок месторождения сложен доломитами и филлитовыми сланцами авзянской свиты среднего рифея.

Месторождение представлено тремя рудными телами и несколькими мелкими линзами, залегающими примерно параллельно друг другу, в целом согласно с вмещающими породами, но в некоторых случаях более полого, чем последние. Рудные тела мощностью 2–35 м прослежены по простирацию на 80–320 м и по падению на 130–200 м. На месторождении выделяется зона первичных руд, зона окисленных руд и переходная между ними зона смешанных руд. Первичные руды разделяются на серноколчеданные и полиметаллические, различающиеся между собой содержанием пирита, галенита и сфалерита. В составе первичных руд преобладают пирит, сфалерит, галенит, в виде примесей присутствуют халькопирит, пирротин, золото и серебро. В составе окисленных руд отмечаются гидрогетит, гетит, гидрогематит, церуссит, англезит, смитсонит и, редко, ковеллин и халькозин. Среднее содержание свинца в плотных сульфидных рудах – 1,27 %, цинка – 5,5 %. В окисленных рудах свинца – 4,99 %.

Запасы категорий A+B+C<sub>1</sub>, утвержденные в 1957 г., составляли для плотных сульфидных руд (тыс. т): Pb – 7,43, Zn – 32,16; категории C<sub>2</sub>: Pb – 0,98, Zn – 4,61. Для окисленных руд запасы категорий B+C<sub>1</sub> : Pb –

22,87 тыс. т; категории  $C_2$ : Pb – 0,32 тыс. т. Забалансовые запасы категорий  $C_1 + C_2$  в окисленных и сульфидных рудах со средним содержанием свинца – 0,45%, цинка – 1,83% составляли: Pb – 1,01 тыс. т, Zn – 1,43 тыс. т. Кроме свинца и цинка в рудах содержится серебро – 15,6 т, галлий – 25,7 т, кадмий – 140,4 т. После утверждения запасов месторождение не разрабатывалось, запасы сняты с учёта ГБЗ в 1969 г. [71].

**Цинк, свинец, медь.** На территории листа известно три рудопроявления (VI-6-21, 29, 45) и одно малое месторождение (VI-6-13), расположенные в Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоне и относимые к полиметаллической колчеданной рудной формации. Типовым объектом является Амурское месторождение.

Месторождение *Амурское* (VI-6-13) расположено между поселками Амурский и Калининский. Оруденение локализовано в нижней части амурской толщи в зоне крупного тектонического нарушения субмеридионального простирания. На месторождении известны два рудоносных горизонта, полого падающие на запад под углами 15–30°. Наиболее изучен верхний горизонт, оконтуренный с поверхности по обнажениям бурых железняков «железной шляпы» и скважинами по простиранию на расстоянии 700 м, по падению – скважинами на 1300 м. Мощность рудной залежи изменяется от 0,33 до 21,5 м, в среднем составляя 7,5 м.

Главными рудными минералами являются сфалерит, пирит, пирротин. Встречается блеклая руда (теннантит) в ассоциации с мелкими зёрнами халькопирита и галенита. В нижней части рудного горизонта руды тонкослоистые (или полосчатые), представлены чередующимися полосами карбонатного материала (1–2 см), линзообразными прослоями среднезернистого серного колчедана (от 2–3 мм до 0,5–2 см), тонкими пропластками (1–2 мм) светло-серого сфалерита, иногда вкрапленно-рассеянного в карбонатной или серноколчеданной массе. Средняя часть рудного горизонта сложена плотными массивными серноколчеданными рудами с незначительной магнетитовой вкрапленностью. Верхняя, более мощная часть рудного горизонта представлена брекчиевидными прожилково-вкрапленными рудами. По основному минеральному составу и содержанию главных промышленных компонентов различаются следующие типы руд: цинковистые и медно-полиметаллические. В незначительных количествах обнаружено серебро (до 0,1 г/т), золото (до 0,12 г/т), мышьяк. Из элементов-примесей присутствуют: никель, кобальт, селен, теллур, германий, галлий, кадмий, индий, сурьма. Второй рудоносный горизонт представляет собой пластообразное тело прожилково-вкрапленных руд мощностью до 4,5 м, длиной по простиранию до 500 м и по падению от 500 до 700 м [87].

**Никель, кобальт.** Кобальт-никелевое оруденение относится к кобальт-никелевой силикатной формации кор выветривания и распространено преимущественно в Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной, Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной и Сосьвинско-Суондукской угленосно-графитоносной золото-

бериллиево-золоторудной минерагенической зонах. На карте отображено два средних (V-6-30,31), пять малых (IV-6-28, 34; V-6-28; VI-6-61, 68) месторождений и шесть рудопроявлений (III-6-117, 118; VI-6-6, 17, 41, 50).

В Уйско-Гумбейской минерагенической зоне наиболее представительными объектами являются месторождения Сахаринское и Юго-восточный участок, приуроченные к коре выветривания по аподунитовым, апоперидотитовым серпентинитам и оливиновым пироксенитам средне-позднедевонского сахаринского комплекса.

На *Сахаринском* месторождении (V-6-30) мощность коры выветривания достигает 80–100 м. В коре выветривания сверху вниз проявлены четыре зоны: а) зона окисления мощностью 1–25 м с охристо-глинистыми и охристо-кремнистыми продуктами выветривания; б) зона гидролиза мощностью 2–18 м с обохренными нонтронитами, нонтронитизированными серпентинитами; в) зона выщелачивания серпентинитов мощностью 15–30 м с глинистым материалом; г) дезинтегрированные серпентиниты мощностью 15–20 м. Оруденение представлено нонтронитами (60–65%), нонтронитизированными серпентинитами (35–34%) и железистыми охрами (до 15%). Никельсодержащие минералы: гарниерит, ревдинскит, керолит, нонтронит, гидрохлорит, вермикулит. Рудные тела мощностью от 1 до 35 м, с нечеткими границами и сложными очертаниями. Содержание в рудах (%) Ni – 0,7–4,2; Co – 0,002–0,2; Cr – 0,25–1,7; Fe – 8–16,5. Разведанные запасы категорий В+С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> составляют (тыс. т): Ni – 191,79, Co – 11,39, в том числе забалансовые Ni – 30,78, Co – 3,967. Месторождение эксплуатируется [83, 245].

Месторождение *Юго-восточный участок* (V-6-31) имеет практически аналогичное геологическое строение. Здесь выявлено 13 рудных тел размером от 50×100 м до 500×800 м при мощности 6–10 м и среднем содержании Ni – 1,12%, Co – 0,054%. Разведанные запасы категории С<sub>2</sub> составляют: Ni – 43,9 тыс. т, Co – 2,3 тыс. т [83].

В Верхотурско-Новооренбургской минерагенической зоне эталонными объектами кобальт-никелевого оруденения являются месторождения *Арсинское* (IV-6-28) и *Южно-Темирское* (IV-6-34), приуроченные к коре выветривания по серпентинитам ранне-среднеордовикского куликовского комплекса. На Арсинском месторождении выделено 41 рудное тело мощностью 1–30 м, представленные преимущественно нонтронитовыми глинами по серпентинитам. Содержания Ni – 1,12%, Co – 0,067%. Запасы категории С<sub>1</sub> составляют (тыс. т): Ni – 20,83, Co – 1,14; категории С<sub>2</sub>: Ni – 41,78, Co – 2,57. На Южно-Темирском месторождении выявлено пять рудных тел мощностью 1,6–8,5 м. При бортовом содержании никеля 0,7% запасы категории С<sub>1</sub> составляют (тыс. т): Ni – 9,32, Co – 0,4; категории С<sub>2</sub>: Ni – 29,7, Co – 1,6 [78].

В Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне эталонными объектами являются *Ново-Айдырлинское* (VI-6-61) и *Старо-Айдырлинское* (IV-6-68) месторождения, приуроченные к зоне контакта серпентинитов куликовского комплекса с известняками биргильдинской толщи нижнего карбона. На обоих объектах оруденение локализовано как в переотложенных корах выветривания в карстовых воронках среди известняков, так и в

остаточных корах выветривания по серпентинитам. В карстовых воронках присутствуют сульфидные и силикатные руды, в остаточных корах выветривания только силикатные. Рудные тела представлены неправильными пластообразными залежами средней мощностью 6–9 м, длиной 375–400 м. Содержания в силикатных рудах: Ni – 1,1–1,75%; Co – 0,05–0,095%. Оба месторождения отработаны [87].

**Кобальт.** Собственно кобальтовое оруденение не характерно для данной территории. Известны лишь два рудопоявления кобальта: Теплое (III-5-40) и Арвякский участок (IV-5-25), расположенные в пределах Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной и Кракинско-Зилаирской хромово-золото-марганцевородной минерагенических зон соответственно. Слабая изученность данных объектов не позволяет диагностировать их формационную принадлежность. Генетический тип условно принят как гидротермальный.

Рудопоявление *Арвякский участок* (IV-5-25) расположено на правом борту долины р. Арвяк, в 4,5 км южнее д. Сланцы. Оно представляет собой зону интенсивного ожелезнения и омарганцевания кремнеземистых алевролитов ибрагимовской толщи, мощность которой достигает 20 м. Содержания кобальта в пределах зоны по результатам бороздowego опробования достигают 0,3%. Здесь же отмечаются значимые концентрации золота (до 0,1 г/т), меди (до 0,1%) и никеля (до 0,3%) [77].

**Молибден.** На территории листа известно одно проявление и пять пунктов минерализации, не имеющих практического значения. Два пункта минерализации (V-6-43, V-6-58) расположены в Уйско-Гумбейской минерагенической зоне, два – в Уралтауской (V-4-24, V-4-37) и один – в Златоустовско-Авзянской (II-6-20). Слабая изученность не позволяет диагностировать формационную принадлежность данных объектов. Поскольку все они локализованы в кварцевых жилах, генетический тип определен как гидротермальный. Лишь рудопоявление Карабутакское, расположенное в Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамовородной минерагенической зоне, может быть отнесено к молибденовой кварцевой грейзеновой формации.

Проявление *Карабутакское* (VI-6-31) находится в 10 км к северу от пос. Аландский. Представлено восемью кварцевыми жилами меридионального простирания в эндоконтакте массива гранитов второй фазы раннепермского джабыкско-санарского интрузивного комплекса, длина которых 10–30 м, мощность 0,05–0,3 м. Кварцевые жилы сопровождаются зонами мусковитизации вмещающих пород. Из рудных минералов в жилах присутствуют пирит, халькопирит, реже шеелит и берилл, из нерудных – полевои шпат, мусковит, горный хрусталь. По результатам спектрального анализа в жилах установлено содержание Mo до 0,001–0,02% [87].

**Вольфрам.** Вольфрамовое оруденение развито в Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной, золото-бериллиево-вольфрамовородной и Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенических

зонах и принадлежит к шеелит-скарновой и шеелит-кварц-полевошпатовой формациям. К первой относятся рудопоявления *Балканское I, II, III* (IV-6-48, 49, 50), *Новобуранное* (IV-6-79); ко второй – проявления *Красногородское* (VI-6-42) и *Байтукское* (VI-6-46).

В Уйско-Гумбейской минерагенической зоне эталонными объектами являются *Балканские* рудопоявления (IV-6-48, 49, 50), приуроченные к контактным частям массива граносиенитов раннепермского балканского интрузивного комплекса. Руды локализованы среди скарнов в виде кварц-шеелитовых, кварц-кальцит-шеелитовых гнезд. Содержание  $WO_3$  – до 4,3–6%. В скарнах развито также вкрапленное вольфрамовое оруденение с содержанием  $WO_3$  до 0,06–0,19% [78].

Типичным представителем шеелит-кварц-полевошпатовой формации в Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне является проявление *Красногородское* (VI-6-42), расположенное в юго-восточном эндоконтакте массива гранитов второй фазы джабыкско-санарского интрузивного комплекса. Рудопоявление представлено серией кварцевых жил меридионального простирания. Всего известно 30 жил длиной до 140 м, мощностью от 0,1 до 1,2 м. Вольфрамовая минерализация представлена шеелитом, локализованным в раздувах жил. В жилах также присутствуют полевой шпат, флюорит, пирит, рутил, сфалерит, молибденит, висмутин. Среднее содержание трехоксида вольфрама в рудных телах достигает 0,22–0,48%. При пробной эксплуатации в 1937 г. из основной жилы было добыто 147 т руды, среднее извлечение  $WO_3$  при ее отработке составляло 0,07%. Одиннадцать жил разведаны до глубины 12 м [87].

**Алюминий.** На площади листа известно два средних – Новопристанское (II-5-13), Кургазакское (II-5-14), шесть малых месторождений и четыре проявления. Месторождения приурочены к верхнедевонским островным поднятиям Западного склона Урала, где на карбонатных рифогенных палеошельфах шло бокситонакопление за счет сноса кор выветривания алюмосиликатных пород с Башкирского поднятия. Все известные объекты относятся к бокситовой карбонатной формации. Большинство из них расположены в Белокатайско-Чусовчкой железорудной угленосно-бокситоносной минерагенической зоне: месторождения *Кургазакское* (II-5-14), *Новопристанское* (II-5-13), *Сергиевское* (II-4-14), *Покровское* (II-5-15), *Айское* (II-5-16), *Улуирское* (II-5-17), *Новое* (II-5-18), *Катавское* (II-5-39); рудопоявление *Айлинское* (II-5-4). Оруденение локализовано в карстовых полостях в карбонатных отложениях широкого возрастного диапазона – от позднего силура до позднего девона. Госбалансом учтены месторождения Айское, Новое и Улуирское [56, 89].

Месторождение *Айское* (II-5-16) приурочено к юго-восточному крылу Улуирской синклинали, осложненному взбросом. Рудная залежь представлена обломочными рудами, составляющими до 60% от общих запасов месторождения. Преобладают красные, красно-коричневые и вишнево-красные яшмовидные бокситы. Общая протяженность залежи 1350 м, средняя глубина залегания 80–100 м. Средняя мощность составляет 3,1 м, максимальная достигает 18 м. Химический состав руд:  $Al_2O_3$  – 40–75%;

$\text{SiO}_2$  – 3–20% и отвечает маркам Б-4, Б-5, Б-6. Балансовые запасы месторождения категорий В+С<sub>1</sub> на 1.01.2010 г. – 0,378 млн т [56, 89].

На месторождении *Новое* (II-5-18) рудные залежи образуют ряд линзовидных тел. Выделены две бокситовые полосы – северо-западная и юго-восточная. В юго-восточной полосе прослежены шесть рудных залежей, в северо-западной – ряд небольших рудных тел. Бокситы яшмовидные и зеленовато-серые, по химическому составу они отвечают марке Б-3 ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 50,00–58,95%;  $\text{SiO}_2$  – 14,0–18,3%;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 16,75–23,65%). Северо-западная залежь прослежена на 1200 м при мощности до 3 м. Балансовые запасы месторождения категорий В+С<sub>1</sub> на 1.01.2010 г. – 0,894 млн т [56, 89].

**Висмут.** На карте отображены три пункта минерализации висмута (V-6-40, 44, 46), расположенных в пределах Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной и Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенических зон и представленных серией кварцевых жил с убогой минерализацией висмута, сфалерита, берилла, халькопирита. Содержание висмута – от 0,001 до 0,007% [83]. Рудоформационная принадлежность объектов не определена, генетический тип условно принят как гидротермальный.

## РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Бериллий** на территории листа представлен двумя рудопроявлениями (VI-6-7, VI-6-43), расположенными в Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной минерагенической зоне и принадлежащими к формации бериллиеносных пегматитов. Бериллиеносные гранитные пегматиты приурочены к эндоконтактовым зонам гранитных массивов второй фазы джабыкско-санарского гранитового комплекса ранней перми.

Проявление *Северо-Амурское* (VI-6-7) расположено в 8 км на северо-восток от пос. Амурский и представлено мусковит-полевошпат-кварцевыми пегматитовыми жилами. Жилы мощностью до 0,3 м имеют зональное строение с мелкозернистыми периферийными и крупнозернистыми центральными частями. Мелкие кристаллы голубовато-зеленого берилла длиной до 1–2 мм вместе со скоплениями красновато-коричневого граната встречаются в центральных частях пегматитовых жил. Простираение жил субмеридиональное, угол падения меняется от 25 до 80° [87].

Проявление *Аландское* (VI-6-43) расположено в юго-восточном эндоконтакте Суундукского гранитного массива и представлено бериллсодержащими пегматитовыми и кварцевыми жилами в поле развития биотитовых гранитов.

**Тантал, ниобий.** Тантал-ниобиевое оруденение развито в пределах листа ограничено, известно в Тараташко-Зильмердакской магнетитоносной цинково-свинцово-железородной и Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенических зонах. На карте отображено три объекта: одно малое месторождение, одно рудопроявление и один пункт минерализации (I-6-9). Оруденение относится к редкоземельно-редкометалльной



формации (апогранитовая и щелочных метасоматитов), генетический тип – гидротермальный плутоногенный.

Месторождение *Сибирковское* (II-6-61) залегает в породах бакальской свиты метасоматически переработанных в надынтрузивной зоне невоскрытого массива предположительно щелочных и нефелиновых сиенитов бердяшского комплекса. Оруденение приурочено преимущественно к эгирин-авгитовым и гематит-альбит-микроклиновым метасоматитам, неравномерно минерализованным ильменорутилом, уран-пирохлором, ниобо-эшинитом, цирконом, монацитом, колумбитом, пандаитом и молибденитом, сфалеритом, арсенопиритом, пиритом и др.

На месторождении выделяется 12 рудных зон, включающих пласто- и линзообразные залежи мощностью от 4 до 170 м, длиной до 1180 м, которые прослежены по падению на 80–200 м. В восьми зонах руды содержат (%)  $Nb_2O_5$  – 0,1–0,6 (среднее 0,26 %);  $ZrO_2$  – 0,35–0,81;  $TR_2O_3$  – до 0,42;  $ThO_2$  – 0,11 и участками  $Ta_2O_5$  – 0,01–0,028 (среднее 0,015). Соотношение Nb/Ta изменяется от 1 до 24 (среднее 16). В остальных четырех зонах преобладает молибденовое оруденение (0,25–0,5 %). Промышленные концентрации образуют тантал и ниобий; цирконий, редкие земли, торий и молибден могут извлекаться попутно. Кроме того, при обогащении руд можно получать концентраты железа, титана, фосфатов и полевошпатового сырья. Месторождение в настоящее время не пригодно для промышленного освоения из-за трудной обогатимости руд [66].

Проявление *Барангуловское* (III-5-30) представлено танталит-колумбитовой минерализацией в грейзенизированных гранитах второй фазы барангуловского габбро-гранит-лейкогранитового комплекса. Содержания  $Ta_2O_5$  – 0,0075–0,021 %,  $Nb_2O_5$  – 0,01–0,046 %. В гранитах в виде вкрапленности присутствуют также киноварь и флюорит [71].

**Скандий.** Рудопроявление скандия (VI-6-11) известно в юго-восточной части листа в пределах Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоны. Оруденение локализовано в нижней части амурской толщи, представленной углито-глинистыми сланцами, углистыми алевролитами, хлорит-кварц-полевошпатовыми сланцами по алевролитам и песчаникам, среди которых отмечается линза кварц-серицит-полевошпатовых метасоматитов, мощностью 30–60 м, к которой приурочена рудная минерализация. В зоне выветривания по метасоматитам образуются бурые железняки, обогащенные скандием. По простиранию рудная зона прослежена на 600 м при средней ширине 100 м и мощности 15 м. Содержание скандия 53 г/т [87].

**Иттрий, иттербий.** Известно два рудопроявления иттрия и иттербия (IV-6-42, IV-6-52) в юго-восточной части листа. Оба рудопроявления пространственно и генетически приурочены к граносиенитам, монцонитам, кварцевым сиенитам балканского и мосовского интрузивных комплексов. Высокие содержания Y и Yb установлены в образованиях коры выветривания по скарнам. Содержания Y+Yb варьируют от 0,39 до 0,86 %. Перспективы ограничены объемом скарнов [78].

## БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

**Золото.** На площади листа известны эндогенные и экзогенные месторождения и рудопроявления золота. Эндогенное оруденение представлено золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой малосульфидной, золото-шеелит-кварцевой, золото-сульфидной формациями, экзогенное – формацией золотоносных россыпей.

Золото-сульфидно-кварцевая формация на территории листа представлена одним средним (Ш-6-115) и 42 малыми (П-6-40, 54, 60, 69, 86, 93; Ш-6-5, 27, 28, 50; IV-4-50, 51; IV-6-15, 16, 17, 18, 30, 31, 67, 68, 69, 70; V-5-34; V-6-3, 4, 12, 13, 14, 16, 41, 56, 57, 61, 62; VI-5-15, 23, 26; VI-6-47, 48, 52, 56, 57) месторождениями, шестью проявлениями (IV-6-33; V-6-9, 11, 15, 39; VI-6-27) и одним пунктом минерализации (V-4-33). Максимальная концентрация объектов данного типа отмечается в Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной, Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной, Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной и Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной минерагенических зонах.

В Западно-Магнитогорской минерагенической зоне оруденение данной формации сконцентрировано преимущественно в пределах Кирябинско-Каранского хромово-медно-золоторудного узла. Вмещающими породами являются разнообразные метасоматиты (листвениты, пропициты, березиты и др.) по стратифицированному и нестратифицированному образованиям палеозойского возраста (ордовик–карбон); рудогенерирующими – интрузии кислого и среднего состава (нормального и умереннощелочного ряда), принадлежащие к большинству известных на площади комплексов в возрастном диапазоне от среднего девона до перми. Характерным объектом этой рудной формации является месторождение *Красная Жила* (Ш-6-50), расположенное в 7,8 км на северо-запад от д. Сафарово. Оруденение приурочено к лиственитизированным ультрамафитам сакмарского комплекса и пропицитизированным базальтам поляковской толщи, прорванными малыми телами диоритов и плагиигранитов салаватского комплекса и пронизанным многочисленными кварцевыми жилками. Рудная зона имеет крутое падение, площадные размеры 180–100 м при мощности до 2 м. Руды прожилково-вкрапленные, относятся к золото-пирит-халькопиритовому минеральному типу; сульфидная минерализация представлена пиритом, пиррогином, халькопиритом, сфалеритом. Среднее содержание Au – 6,2 г/т; As – до 4,8%, Sb – до 0,05%, Se – до 63 г/т. В некоторых интервалах керна скважин отмечаются аномальные содержания платиноидов (0,1–0,4 г/т) [72]. Месторождение учтено Госбалансом РБ, находится в Госрезерве. Запасы категории C<sub>2</sub>, утвержденные в 2002 г., составляют: Au – 0,3 т, Ag – 0,2 т [56].

В Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоне типовыми объектами данной формации являются малые месторождения *Алтын* (V-6-12) и *Джугофаровский прииск* (V-6-13). Месторождения приурочены к аповулканогенным сланцам колпаковской толщи среднего–верхнего девона. Рудные тела представлены зо-

нами ветвящихся кварцевых прожилков вкрест и вдоль расланцовки. Присутствуют кустовое золото и примазки его по плоскостям сланцеватости, вкрапленность пирита и халькопирита. Месторождения отработаны до глубины 22 м, на каждом добыто около 10 кг золота [83].

В Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне типовыми объектами золото-сульфидно-кварцевой формации являются малые месторождения *Капризное* (VI-6-48) и *Калугинское* (VI-6-47). Оба месторождения приурочены к вулканогенно-осадочным образованиям айдырлинской толщи нижнего–верхнего девона и представлены серией зон окварцевания и кварцевых жил. В кварцевых жилах установлены пирит, анкерит, турмалин. На месторождении Капризное содержание золота от 0,5–1,2 до 30 г/т. Отмечается повышенное содержание висмута до 0,002%. Распределение золота неравномерное, кустовое. Содержание золота в отдельных кустах достигает 30 г/т и более. В жилах часто встречалось видимое золото [87]. В пределах Калугинского месторождения выделяются две основные жилы – Калугинская I и Калугинская II. Содержания золота в первой жиле колеблются от следов до 20 г/т, во второй – до 3,4 г/т. Среднее содержание золота по прожилкам и метасоматитам составляет 1–1,5 г/т. В отдельных разрозненных зонах прожилкового окварцевания, мощностью до 3 м, к югу и западу от основных жил отмечены содержания золота до 8–20 г/т [87].

К золото-кварцевой малосульфидной формации относятся 34 малых месторождения (III-6-91, 106, 113, 114, 124, 125; IV-4-39, 40, 41; IV-6-11, 12, 22, 23, 24, 25, 26; V-5-4, 10, 19; V-6-6, 7, 10, 17, 23, 24, 25, 26, 37, 53, 54, 55; VI-6-33, 34, 49), 10 рудопоявлений (III-6-82, 83, 127; V-4-27; VI-4-19; VI-6-12, 16, 28, 30, 53) и два пункта минерализации (V-4-10; V-6-35), расположенных в Кракинско-Зилаирской хромово-золото-марганцеворудной, Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной, Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной, Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной, Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной и Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной минерагенических зонах. Большинство месторождений данной формации расположены в Учалинско-Ириклинской, Уйско-Гумбейской и Верхотурско-Новооренбургской минерагенических зонах.

В Учалинско-Ириклинской минерагенической зоне месторождения и проявления локализованы в кварцевых и карбонат-кварцевых жилах и штокверках, связываемых с малыми интрузиями среднего и кислого состава преимущественно позднедевонского–раннекаменноугольного возраста. Рудовмещающими породами являются как сами интрузии, так и окружающие их стратиграфические позднего палеозоя. Типовыми объектами данного рудоформационного типа здесь могут служить малые месторождения *Весеннее* (IV-6-11), *Красный Партизан* (IV-6-12), *Верхнеуральское* (IV-6-25), расположенные в пределах Орловско-Верхнеуральского медно-цинково-золоторудного узла.

Месторождение Весеннее (IV-6-11) представлено четырьмя кварцевыми жилами мощностью 15–20 см, протяженностью 30–600 м. Содержания Au варьируют от 1 до 15 г/т.

Месторождение Красный Партизан представлено кварцевой жилой мощностью 15 см и протяженностью 215 м в рассланцованных и окварцованных туфах урлядинской толщи. Содержание Au – 40–60 г/т, иногда достигает 1029 г/т. Месторождение отработано до глубины 27,5 м, добыто более 40 кг. Запасы категории А+В+С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> составляют 0,08 т [78].

Месторождение Верхнеуральское объединяет более 20 золотоносных жил кварца мощностью 0,15–1,5 м и протяженностью от 30–40 до 400 м, секущих южную эндоконтактовую часть массива монзонитов верхнеуральского комплекса. Содержание Au от 2–3 до 17 г/т, иногда достигает 36–70 г/т. Суммарные запасы категории С<sub>2</sub> – 0,2 т [78].

В Уйско-Гумбейской минерагенической зоне типовыми объектами золото-кварцевой малосульфидной формации являются месторождения *Шафиковский Прииск* (V-6-17), *Роза* (V-6-10), *Золотой Кряж* (V-6-26), расположенные в пределах Субутак-Сухаринского платиново-железо-золоторудного узла.

Месторождения Шафиковский Прииск и Роза представлены кварцевыми жилами мощностью 0,2–0,5 м и длиной 20–50 м, залегающими в вулканиках гумбейской свиты среднего девона. Встречается кустовое золото. Среднее содержание Au – 2,3 г/т [83].

Месторождение Золотой Кряж представлено тремя кварцевыми жилами в габбро и пироксенитах Сахаринского массива сахаринского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Мощность жил 6–20 см, протяженность 20–40 м. Золотоносные жилы содержат вкрапленность пирита и халькопирита. Вмещающие породы вблизи контактов жил березитизированы [83].

Оруденение золото-шеелит-кварцевой формации распространено в Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоне и представлено восемью малыми месторождениями (IV-6-58, 60, 61, 72, 73, 74, 75, 78). Месторождения *Верхнесолодянское* (IV-6-58), *Саратовское* (IV-6-60), *Старательское* (IV-6-61), *Желанная Жила* (IV-6-74), *Батырское* (IV-6-72), *Соповская Жила* (IV-6-75) представлены жилами кварца с пиритом, халькопиритом, шеелитом мощностью 0,1–0,6 м и протяженностью 100–700 м, с содержанием Au от 3 до 47 г/т.

Месторождение *Загумбейское* (IV-6-73) представлено штокверком золотоносных кварцевых и кварц-полевошпатовых жил и прожилков в интенсивно карбонатизированных и хлоритизированных базальтах аблязовской толщи.

Месторождение *Буранное* (IV-6-78) локализовано в гранитоидах балканского монзонит-граносиенит-гранитового гипабиссального комплекса. Месторождение представлено 13 кварцевыми жилами с шеелитом, молибденитом, айкинитом, висмутином, колумбитом, тетраэдритом, галенитом, протяженностью до 2 км и мощностью 0,2 м [78].

К золото-сульфидной формации принадлежат одно среднее (*Муртыкты* – III-6-64), пять малых (III-5-35, 43, 44; III-6-59; VI-5-1) месторождений, одно рудопоявление (*Тавла II* – V-4-43) и один пункт минерализации (V-4-18), расположенные в пределах Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной и Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенических зон. Особенностью данной формации

является присутствие в золотосодержащих рудах довольно большого количества галенита и сфалерита.

В Западно-Магнитогорской минерагенической зоне типичными представителями данной формации являются месторождения Миндякское и Муртыкты.

*Миндякское* месторождение (III-5-43) расположено на южной окраине пос. Миндяк. В пределах рудного поля широким развитием пользуются вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы бугодакской толщи, граувакки зилаирской свиты и карбонаты кизильской свиты. Подразделения тектонически скучены, на границах пластин отмечаются маломощные тела серпентинитов. Рудные тела представляют собой кварцевые и карбонат-кварцевые жилы зоны вкрапленно-гнездово-прожилковой минерализации золотоносного пирита в брекчированных изменённых породах штокверка. Контуры рудных тел проводятся по результатам опробования. Основными околорудными изменениями вмещающих пород являются лиственитизация (окварцевание и карбонатизация в ассоциации с фукситовой минерализацией) и хлоритизация. Протяженность рудных тел 250–600 м, мощность до 30 м, по падению прослежены на глубину до 250 м. Содержание золота в рудах – до 30 г/т (среднее 5–6 г/т). Максимальная глубина разведки 367 м. На глубинах 367–727 м бурением проведены поисково-оценочные работы. За время эксплуатации добыто 22,5 т золота. Месторождение учтено Госбалансом РБ и находится в Госрезерве. Утвержденные запасы золота категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 3,1 т, С<sub>2</sub> – 0,04 т. Остаточные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> по состоянию на 1.01.2010 г. составляют 0,5 т [56].

Месторождение *Муртыкты* (III-6-64) расположено в 3 км на север от д. Сафарово. Первоначально эксплуатировалось до 1935 г. В 1970–1980-х годах проведена повторная разведка всех стадий [72]. На месторождении выделяются три крутопадающие (75–90°) рудные зоны северо-восточного простирания: Западная, Промежуточная и Восточная. Зоны мощностью 15–20 м, прослежены по простиранию на 600–1600 м и на глубину изучены до 200 м. Рудовмещающими являются метасоматиты (преимущественно березиты) по дислоцированным породам улутауской свиты. В каждой зоне выделено несколько (от 6 до 20) рудных тел мощностью 0,5–7 м и длиной от 58 до 425 м. Руды прожилково-вкрапленные. В минеральном составе преобладают пирит (10–90% объема рудной массы), сфалерит (до 10–15%), галенит (до 2–5%), халькопирит (до 1%); золото связано с пиритом и халькопиритом и распределено неравномерно. Незначительное развитие имеют блеклые руды, арсенопирит, пирротин, сфен, рутил, висмутин, самородное золото. Содержание золота в пробах колеблется от 0,2 до 307,4 г/т. Средние содержания металла в балансовых рудах составляют от 5,4 до 9,4 г/т, Ag – 0,9–19,3 г/т, Zn – 0,92–2,78%, S – 5,92–20,5%, Cd – 0,002–0,01%, In – 1–1,9 г/т, Tl – 14,5–19,4 г/т. В конце 1980–начале 1990-х годов месторождение обрабатывалось открытым способом. В настоящее время золото из отвалов и забалансовых руд извлекается методом кучного выщелачивания [72].

В Уралтауской минерагенической зоне наиболее значимым объектом золото-сульфидной формации является рудопроявление *Тавла II* (V-4-43), расположенное в 2 км южнее д. Второе Иткулово на правом борту долины

руч. Сабалаир. Здесь скважинами и шурфами вскрыты зоны сульфидной минерализации в хлорит-амфиболитовых сланцах карамалинской свиты верхнего силура–нижнего девона. Падение зон северо-восточное, аз. пад.  $60^\circ$ ,  $\angle 45^\circ$ . Сульфидная минерализация представлена преимущественно пиритом и халькопиритом, в меньшей степени пирротиним. Содержания Au – от 0,2 до 2,4 г/т; Ag – от 0,4 до 5 г/т; Cu – от 0,1 до 0,5% [81].

Месторождения россыпного золота (формация золотоносных россыпей) достаточно широко распространены в западной части листа в пределах Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной и Восточно-Уральской платино-золотороссыпной минерагенических зон, где образуют собственно золотороссыпные узлы, а также входят в состав платино-золотороссыпных узлов. На карте отображены 107 россыпных месторождений, 97 из которых относятся к разряду малых и лишь 10 к разряду средних. По генезису выделяются аллювиальные, аллювиально-делювиальные, делювиальные, пролювиальные, элювиальные россыпи. Основная часть промышленных запасов сосредоточена в аллювиальных россыпях. Россыпемещающими являются долины водотоков от I до IV порядков. Возраст золотоносных отложений преимущественно четвертичный, ограниченно развиты плиоценовые россыпи. Морфологически различаются россыпи долинные террасовые, ложковые, конусов выноса (пролювиальные). В россыпях преобладает золото мелкого (до 0,5 мм) и среднего (0,5–1 мм) гранулометрических классов. Россыпи с преобладанием крупного золота (более 1 мм) немногочисленны. При этом в россыпях встречаются самородки весом до 800 г (самый крупный из задокументированных, «Ирендыкский медведь», весил 4788 г). Средняя ширина россыпей обычно не более 80 м, в редких случаях превышает 100 м. Обычная мощность продуктивного слоя, тяготеющего к тальвегам и палеотальвегам долин, составляет 3–10 м, редко до 12–14 м, глубина залегания россыпей 1–30 м. Все промышленные россыпи в той или иной степени затронуты обработкой, при этом большая часть россыпей обрабатывалась «мускульным» способом.

В Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной зоне все россыпи соответствуют рангу малых месторождений, средние и крупные россыпи отсутствуют. Известные месторождения расположены в пределах Авзянского и Икско-Зилаирского золотороссыпных узлов. В пределах Авзянского узла данной работой учтены шесть малых россыпных месторождений (IV-4-35, 43, 44, 45, 53, 54), из которых на Государственном балансе РБ находятся две россыпи: *Авзянская* (IV-4-53) и *Каменный Ключ* (IV-4-54). Авзянская россыпь приурочена к долине р. Авзян. Длина россыпи 3 км, ширина промышленного контура 80 м, средняя мощность горной массы 4,6 м. Содержания золота от 74 до 568 мг/м<sup>3</sup>, пробность золота от 939 до 971, средняя – 950. Золотоносными являются аллювиальные отложения поздне-неоплейстоцен-голоценового возраста. Россыпь разрабатывалась до 1948 г., добыто 580 кг. По состоянию на 1.01.2001 г. запасы россыпи составляли 123 кг золота со средним содержанием 181 мг/м<sup>3</sup> [76]. Остаточные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 10 кг, забалансовые – 17 кг [56].

В Икско-Зилаирском золотороссыпном узле на карту полезных ископаемых вынесены шесть малых россыпей (V-4-41; VI-4-6, 8, 12, 13, 17), среди которых наиболее значимыми являются Рулумбик и Шариха.

Россыпь *Рулумбик* (VI-4-8) аллювиальная долинная, приурочена к долине одноименного ручья, левого притока р. Бол. Сурень. Суммарная ее длина составляет около 10 км, при средней ширине 25 м. Россыпь разрабатывалась мускульным способом бессистемно в конце XIX в. и позднее в 1932–1937 гг. По неполным архивным данным, добыто около 40 кг золота. Россыпемещающими являются средне-позднелепистоценовые аллювиальные отложения. Продуктивный пласт мощностью 0,5–1,6 м представлен галечно-щебнистыми отложениями с песчано-глинистым заполнителем. Плотик – сильно рассланцованные и выветрелые песчаники и глинистые алевролиты зилаирской свиты. Промывистость отложений плохая и средняя. Содержание золота колеблется от 0,1 до 2 г/м<sup>3</sup>. Распределение золота неравномерное, струйчато-кустовое. Золото средней крупности, встречались сростки с кварцем и мелкие самородки весом до 1–4 г [266].

Россыпь *Шаруха* (VI-4-12) аллювиально-делювиальная, приурочена к долине одноименного ручья, правого притока р. Зилаир. Длина россыпи 5,9 км при средней ширине 15 м. Россыпемещающими являются аллювиальные и делювиальные отложения среднего и верхнего неоплейстоцена. Продуктивный пласт мощностью 0,5–1,3 м представлен щебнистыми песчано-глинистыми отложениями с включениями гальки кварца, плотик – тонкорассланцованные глинистые алевролиты зилаирской свиты. Золото средней крупности, встречались мелкие самородки. Содержание золота крайне неравномерное, варьирует от 0,1 до 10 г/м<sup>3</sup>, в среднем составляя 0,18 г/м<sup>3</sup>. Россыпь разрабатывалась в 1934–1937 гг. бессистемно мускульным способом, добыто около 15 кг золота [266].

Средние месторождения россыпного золота известны в Восточно-Уральской платино-золотороссыпной зоне в пределах Уйско-Орловского, Миндякского платино-золотороссыпных узлов, Верхнеуральско-Субутакского, Худолазовского и Таналькского золотороссыпных узлов. Государственным балансом учтено 39 россыпей.

В пределах Миндякского платино-золотороссыпного узла на КПИ вынесены одно среднее (III-6-139) и 21 малое месторождение (III-5-39; III-6-56, 81, 88, 92, 93, 95, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 107, 108, 109, 110, 116; IV-5-32, 33, 34). Одним из золотороссыпных объектов, учтенных на настоящий момент Государственным балансом, является россыпь Куру-Егла (III-6-100). Россыпь аллювиальная долинная, среднеплейстоценового возраста, приурочена к долине одноименного ручья, правого притока р. Урал. Длина россыпи 2 км, ширина 40–140 м. Средняя мощность рыхлых отложений 6,2 м; мощность продуктивного горизонта от 0,35 до 2,8 м. Содержание золота на пласт от 0,3 до 3,7 г/м<sup>3</sup>. Золото средней крупности комковидное, пластинчатое, дендровидное, размеры золотин от 1 до 10 мм. В верхней части россыпи выделяется один продуктивный горизонт, в нижней – два. Отрабатывалась мускульным способом в 1845–1910 гг., добыто 744 кг золота. Запасы категории С<sub>1</sub>, оцененные в 1965 г., составляли 382 кг, остаточные запасы, учтенные Госбалансом по состоянию на 1.01.2010 г., составляют 144 кг [56, 266].

В Уйско-Орловском платино-золотороссыпном узле расположены четыре средних (II-6-81, 84, 85, 88) и 35 малых (II-6-31, 33, 41, 42, 48, 50,

51, 53, 55, 56, 57, 64, 65, 71, 73, 78, 82, 87, 89, 90, 91, 92, 94, 95, 96, 98, 99; III-6-2, 4, 9, 17, 32, 36, 62, 65) россыпей золота. Типовым объектом является среднее месторождение *Карасуль* (II-6-88). Россыпь аллювиальная долинная, возраст россыпемещающих отложений ранне-среднеплейстоценовый. Месторождение известно с середины XIX в. и с тех пор периодически разведывалось и разрабатывалось до 1968 г. Длина отработанной части россыпи превышает 4 км при ширине от 60 до 900 м. Мощность рыхлых образований колеблется от 2,3 до 15 м. Верхняя часть разреза (растительный слой, торф, вязкие глины) залегает на золотоносных глинистых и песчаных речных галечниках мощностью 0,5–1,4 м. Золото мелкое пластинчатое различной окатанности. До 1968 г. россыпь отработывалась мускульным и гидравлическим способами при содержаниях золота 0,1–1 г/м<sup>3</sup>. В 1999 г. подготовлена к дражной отработке при среднем содержании 0,14 г/м<sup>3</sup>. Всего добыто из россыпи 1954 кг золота.

В Верхнеуральско-Субутакском золотороссыпном узле на КПИ вынесено три средних (IV-6-53, 55; V-6-34) и девять малых месторождений (IV-6-6, 7, 20, 21, 27, 62, 66, 71; V-6-20) россыпного золота. Наиболее значимыми объектами здесь являются россыпи Крутой Лог (IV-6-55) и Кордонный Лог (IV-6-53). Россыпь Крутой Лог объединяет девять аллювиальных и аллювиально-делювиальных залежей длиной 500–1300 м при ширине от 10 до 70 м, суммарная длина россыпи 6 км. За время эксплуатации добыто более 1 т золота при среднем содержании 5–10 г/м<sup>3</sup>. Добыто более 1 т Au. Целесообразна повторная механизированная добыча [78]. Россыпь Кордонный Лог объединяет 12 аллювиально-делювиальных и аллювиальных залежей, суммарная длина 6,6 км при ширине 30–90 м. За время эксплуатации добыто 4 т золота при среднем содержании 1,3–13 г/м<sup>3</sup>. Встречены самородки до 24 кг [78].

В пределах Худолазовского золотороссыпного узла на КПИ вынесено одно среднее (V-5-37) и девять малых (V-5-9, 13, 15, 16, 20, 26, 30, 33; VI-5-10) месторождений россыпного золота, среди которых наиболее значимой является россыпь *Гадельша* (V-5-37). Россыпь локализована в голоценовых аллювиальных отложениях долины р. Худолаз. Протяженность россыпи 10 км при ширине от 20 до 350 м и мощности от 2,5 до 12 м. Известны находки самородков Au весом от 100–200 г до 7 кг. С 1876 по 1906 г. добыто 729 кг золота с содержанием в песках до 3,7 г/м<sup>3</sup>, в период 1921–1941 гг. – около 100 кг, в 1967–1993 гг. гидравлическим способом извлечено 1548 кг Au. Запасы золота категории А+В+С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub>, утвержденные в 1977 г., составляли 524 кг, остаточные запасы по состоянию на 1.01.2010 г. – 24 кг [56, 82].

В пределах Таналыкского золотороссыпного узла на КПИ отображено одно среднее (VI-5-5) и одно малое (VI-5-11) месторождение россыпного золота. Наиболее значимым объектом является россыпь *Таналыкская* (VI-5-5). Россыпь голоценовая аллювиальная с серией мелких делювиальных россыпей. Протяженность её более 3 км. Эпизодически отработывалась старательским способом в период с 1879 по 1944 г. За этот период добыто 2006,1 кг золота. Содержание золота в песках варьировало от 0,7 до 3,5 г/м<sup>3</sup>. В период 1957–1966 гг. на россыпи гидравлическим способом



добыто 362,2 кг золота. В период 1994–2002 гг. бульдозерно-гидравлическим способом добыто 97,6 кг золота. Остаточные запасы золота категорий А+В+С<sub>1</sub> по состоянию на 1.01.2010 г. составляют 300 кг [56, 86].

**Золото, платина.** Коренное платино-золотое оруденение отнесено к платинометалльно-золоторудной черносланцевой формации и представлено тремя рудопроявлениями (III-5-1, 5, 26) и одним пунктом минерализации (III-5-9), расположенными в Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоне. Все объекты приурочены к образованиям зигазино-комаровской свиты среднего рифея и пространственно сопряжены с зонами тектонических нарушений.

Наиболее изученными являются рудопроявления *Северотюлюкское* (III-5-1) и *Южнотюлюкское* (III-5-5). На Северотюлюкском рудопоявлении канавой вскрыты углеродсодержащие серицит-хлоритид-кварцевые сланцы зигазино-комаровской свиты, участками интенсивно ожелезненные, окварцованные. В интервале 3,9–9 м по результатам атомно-абсорбционного анализа бороздовых проб содержания (г/т): Au – до 5,71; Pt – до 0,0041; Pd – до 0,203; Rh < 0,0005; Ir < 0,0005. Южнотюлюкское месторождение представляет собой карьер размером 40–50 × 20–25 м. Расчистками в бортах и дне карьера вскрыты отложения зигазино-комаровской свиты, представленные зеленовато-серыми мелкозернистыми метапесчаниками, послыбно ожелезненными. По результатам атомно-абсорбционного анализа пяти бороздовых проб содержания (г/т): Au – до 7,72; Pt – до 0,021; Pd – до 0,098; Rh – до 0,0064; Ir < 0,0005. Рудопоявление III-5-26 также представлено углеродсодержащими сланцами зигазино-комаровской свиты, местами ожелезненными. Содержания (г/т) здесь составляют: Au – 1,42; Pd – 0,019; Pt – 0,041; Rh < 0,0005; Ir – 0,0 [71].

Осадочно-механический тип платино-золотого оруденения представлен россыпями, подавляющее большинство которых сконцентрировано в Уйско-Орловском платино-золотороссыпном узле Восточно-Уральской платино-золотороссыпной минерагенической зоны. Всего на карте отображено три крупных (III-6-22, 23, II-6-44), пять средних (II-6-58, 59, 66, 67, 68) и девять малых (II-6-37, 38, 43, 75, 76, 77, 83; III-6-43, 89) месторождений. В платиносодержащих россыпях отношение содержаний МПГ к золоту значительно варьирует (от 1 : 5 до 1 : 1000), но в среднем составляет 1 : 20. Среди МПГ распространены платиновые минералы (в Уйской россыпи встречены самородки длиной до 1 см), реже – осмистый иридий (невьянскит, сысертскит).

Параметры наиболее крупных россыпей следующие: *Уйская* (III-6-23) – длина 16,5 км, ширина 100–150 м, добыто 12 834,1 кг золота; *Краснохтинская* (III-6-22) – длина 14 км, ширина 20–350 м, добыто 9489,1 кг золота и 470,45 кг платиноидов [72].

Учтена Государственным балансом и находится в разработке россыпь *Сулеймановская* (II-6-77), расположенная в долине р. Миасс. По генезису россыпь аллювиальная, аллювиально-делювиальная, длина ее 8 км, ширина от 40 до 350 м. Возраст золотоносных отложений раннеоплейстоценовый, среднеоплейстоцен-голоценовый, общая мощность рыхлых

отложений 13 м. Содержание золота на горную массу 0,14–0,32 г/м<sup>3</sup>. Отрабатывалась в 1985–1996 гг. гидравлическим способом, за время эксплуатации добыто 675,4 кг золота. Утвержденные запасы золота категорий А+В+С<sub>1</sub> – 1415 кг, остаток на 1.01.2010 г. – 698 кг [56, 266].

**Золото, вольфрам.** Золото-вольфрамовое оруденение на территории листа представлено золото-шеелит-кварцевой формацией. На карте отображено четыре малых месторождения (VI-6-59, 64, 70, 71), расположенных в Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной минерагенической зоне, и два рудопоявления (III-6-111, 112), расположенных в Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоне.

В Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне типовыми объектами являются Айдырлинское и Степановское месторождения.

Месторождение *Айдырлинское* (VI-6-59) представлено группой отдельных золотоносных жил в эндоконтактовой части тела гранитов третьей фазы неплюевского габбро-диорит-гранитового комплекса. Открыто в 1890-х годах и отрабатывалось до 1943 г. Основными объектами эксплуатации являлись жилы Уклонная, Миасская, Красная Горка, Сафоновская и девять более мелких жил. Жила Уклонная отработана до глубины 188 м, остальные до 20–60 м. Золотоносные жилы состоят почти полностью из кварца – массивного и плитчатого. Во вмещающих породах, в экзоконтакте кварцевых жил, отмечается березитизация, осветление, серицитизация, карбонатизация и пиритизация. Сульфидная минерализация в жилах представлена пиритом, галенитом, сфалеритом, реже встречаются халькопирит и арсенопирит, значительно реже – пирротин, блеклые руды, ковеллин, борнит, шеелит. Золото распространено неравномерно, гнездами, кустами, пятнами. Наиболее высокие концентрации приурочены к краевым частям жил. В местах обогащения отмечается видимое золото. Вольфрам отмечается по жилам Уклонная, Сафонова и Резника. Вольфрамовая минерализация представлена гнездами, вкрапленниками и линзовидными прожилками шеелита, мощностью от 2 до 20 см в кварцевых жилах. Содержания триоксида вольфрама составляют в среднем: по Уклонной – 0,045%; жиле Резника – 1,35%, Сафоновской – до 8% [87].

Месторождение *Степановское* (VI-6-70) представлено системами членоквидных кварцевых жил и прожилков, локализованных в пачке углеродисто-глинистых сланцев в основании брединской толщи. Общая длина зоны 0,5 км, ширина 20–40 м. Системы кварцевых жил образуют несколько небольших (30×10 м) золоторудных столбов. Содержание Au составляет 5 г/т. В двух линзообразных жилах, длиной до 30 м, отмечаются крупные включения вольфрамита и шеелита. Содержание WO<sub>3</sub> до 1,5% [87].

На рудопоявлениях Ахуновское (III-6-111) и Пик-Тау (III-6-112) рудовмещающими являются сближенные шеелитоносные слабо сульфидизированные кварцевые жилы, генетически связанные с гранитами и гранодиоритами и локализованные в базальтах урлядинской толщи среднего–верхнего девона. Мощность жил обычно 0,1–0,4 м (иногда до 6 м), длина – до 20 м, протяженность кварцевожилных серий – до 500 м. Породы около-

жилых пространств нередко подвергнуты метасоматическим изменениям (пропилитизация, гумбейтизация, объемное окварцевание). Содержание Au в пробах от 1 до 136 г/т,  $WO_3$  – 0,1–0,5 % [72].

**Золото, серебро.** Золото-серебряное оруденение на территории листа относится к золото-серебряной адулярит-вторичнокварцовой формации и представлено одним средним (IV-6-13), четырьмя малыми (III-6-141; IV-6-3, 4; V-5-7) месторождениями и одним рудопроявлением (III-6-71). Подавляющее большинство объектов сконцентрировано в пределах Курасанского серебро-золоторудного узла в Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоне. Типовыми объектами здесь являются месторождения Красинское и Западный Курасан.

Месторождение *Красинское* (IV-6-13) представлено серией кварц-полевошпатовых и кварцевых жил мощностью 5–8 м, длиной 50–60 м в зоне окварцевания, баритизации, хлоритизации и серицитизации вулканитов карагайской толщи площадью  $2 \times 0,8$  км. Содержание Au в метасоматитах меняется от 0,6 до 11,2 г/т [78].

Месторождение *Западный Курасан* (III-6-141) открыто в 1950 г. В его пределах распространены основные и средние вулканиты новобуранной толщи среднего–верхнего девона, прорванные субвулканическими телами дацитов новобуранного комплекса. Рудная зона в разрезе представляет собой «веер» размером  $250 \times 400$  м с субвертикальным западным крылом и пологим восточным. Оруденение сосредоточено в четырех крутопадающих телах линзовидной формы. Протяженность по простиранию от 100 до 250 м, на глубину до 125–215 м, при средней мощности 3–5 м (максимум до 15 м). Характерен интенсивный метасоматоз вмещающих пород, проявленный в зонах адуляризации, серицитизации, окварцевания, хлоритизации. Адуляриты слагают большую часть измененных пород и нередко образуют массивные жилообразные тела мощностью до нескольких десятков метров, имеющие кварц-адуляровый или кварц-хлорит-адуляровый (с баритом, серицитом и сульфидами) состав. Окружены они, как правило, серицитолитами, а в приповерхностных частях – аргиллизитами. На месторождении выделяется два типа руд: вкрапленные халькопирит-сфалерит-галенит-пиритовые в афировых разновидностях и мелкозернистые прожилково-вкрапленные пиритовые – в породах с порфировой структурой. Средние содержания золота в рудах различных тел колеблются от 2 до 20 г/т (среднее по балансовым рудам – 3,9 г/т), серебра – 9,9 г/т. Суммарное содержание свинца и цинка в среднем по месторождению составляет 2,4 % [72].

**Платина.** На площади листа известны проявления хром-платинометалльной ультрамафит-мафитовой и платинометалльно-золоторудной черносланцевой формаций магматического и гидротермально-осадочного генетических типов.

Оруденение хром-платинометалльной ультрамафит-мафитовой формации представлено одним рудопроявлением (V-4-19) и шестью пунктами минерализации (III-6-1, 6, 8, 12, 25; V-4-40). Часть из них расположены

в Западно-Магнитогорской хромитоносной-марганцево-золото-меднорудной (III-6-1, 6, 8) и Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной (III-6-12, 25) минерагенических зонах. По характеру минерализации все они близки к шандашинскому платино-палладиевому типу, объекты которого, как правило, приурочены к краевым дунит-верлит-клинопироксенит-габбровым ассоциациям альпинотипных комплексов. Платиноиды в них выступают обычно в качестве сопутствующего компонента хромитовых руд [72]. В Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоне расположены одно рудопроявление и один пункт минерализации.

Рудопроявление *Мультиоба* (V-4-19) приурочено к серпентинизированным гипербазитам сакмарского комплекса. Здесь канавами среди серпентинитов вскрыты блоки метасоматитов, предположительно по ультраосновным породам с мелкой рассеянной вкрапленностью сульфидов. Размер блоков ~ 3 × 2 м. Содержания по данным анализов методом ISP-MS составляют: Pt – 0,016–0,02 г/т; Pd – 0,97–1,66 г/т; Li – 0,02%; V – 0,1%; Ba – 0,2%; P – 0,3–0,4%.

Пункт минерализации V-4-40 приурочен к габбро-долеритам юлукского интрузивного комплекса раннего девона. Содержания в сульфидизированных габбро-долеритах по данным анализов методом ISP-MS составляют: Pt – 0,02–0,034 г/т; Pd – 0,68–0,76 г/т [81].

Оруденение платинометалльно-золоторудной черносланцевой формации распространено преимущественно в пределах Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной и Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенических зон. На карте отображено 16 пунктов минерализации платины и палладия (III-6-3, 13, 14, 26, 29, 35, 39, 42, 44, 48, 57, 58, 69, 73, 74, 87), большинство из которых приурочено к зигальгинской, зигазино-комаровской свитам и тустинской толще. Все они сосредоточены в графитсодержащих сланцах и «кварцитосланцах». Концентрирование (сближение) пунктов минерализации наблюдается на участках с более интенсивной дислоцированностью пород (пликативной и дизъюнктивной) и повышенной их сульфидизацией. Максимальные содержания суммы платиноидов достигают почти 1 г/т [72]. Примерами объектов, локализованных в зигазино-комаровской свите, являются пункты минерализации III-6-3 (р. Бол. Черная), III-6-13 (гора Аваляк), III-6-14 (гора Бол. Ягодная). Пункт минерализации III-6-3: в скальных выходах сплоенных, кливажированных и пиритизированных графитсодержащих кварц-слюдяно-альбитовых сланцев содержание Pt – 0,036 г/т, Pd – 0,016 г/т. Пункт минерализации III-6-13 представлен скальными выходами интенсивно перемятых, сульфидизированных графитистых сланцев, содержание палладия в которых составляет 0,027 г/т. Пункт минерализации III-6-14: элювиальные развалы сульфидизированных мусковит-графит-кварцевых сланцев зигазино-комаровской свиты. Содержание Pt в монофракции сульфидов – 60 г/т [72].

Примерами объектов, локализованных в тустинской свите, являются пункты минерализации III-6-69 (руч. Юлгавар), III-6-73 (истоки р. Мал. Тусту), III-6-74 (левобережье р. Тарлау – истоки). Пункт минерализации III-6-69: в окварцованных и пиритизированных слюдисто-графит-кварцевых сланцах

содержание Pt – 0,13 г/т, Pd – 0,017 г/т. Пункт минерализации III-6-73: пиритизированные мусковит-графит-кварцевые сланцы с содержанием Pt – 0,15 г/т, Pd – 0,79 г/т. Пункт минерализации III-6-74: пиритизированные и окварцованные графитсодержащие мусковит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы с содержанием Pt – 0,021 г/т [72].

Пункты минерализации III-6-26, 35, 42, 44 расположены в Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоне и приурочены к образованиям игишской свиты среднего рифея. Пункт минерализации III-6-26 (северный склон горы Соболева): в графитсодержащих кварцитах концентрация Pd – 0,14 г/т. Пункт минерализации III-6-35 (гора Соколиная): в окварцованных и сульфидизированных графит-мусковитовых кварцитосланцах содержания Pt – 0,03 г/т, Pd – 0,02 г/т. Пункт минерализации III-6-42 (гора Круглая): рассланцованные слюдисто-графитовые кварциты с окисленной сульфидной минерализацией. Содержание Pt – 0,13 г/т, Pd – 0,01–0,019 г/т [72].

**Платина, золото.** Комплексные золото-платиновые объекты расположены в пределах Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоны, где представлены пятью проявлениями и тремя пунктами минерализации, относимыми к двум рудным формациям – золотоносных конгломератов (проявления III-5-14, 19, 20, 21, 29; пункты минерализации III-5-15, 31) и платинометалльно-золоторудной черносланцевой (пункт минерализации III-5-2). Объекты первого формационного типа локализованы в метаконгломератах машакской свиты среднего рифея. Содержания полезных компонентов (г/т): Au – от 0,041 до 0,78; Pt – 0,026–0,041; Pd – 0,89–0,99; Rh – до 0,01; Ir – до 0,02. Проявление III-5-19 (обн. 5775): в крупногалечных метаконгломератах машакской свиты по результатам атомно-абсорбционного анализа содержания (г/т): Au – 0,0024; Pt – 0,004; Pd – 0,99; Rh – 0,0056; Ir – 0,004. Проявление III-5-20 (обн. 7031-2): в метаконгломератах машакской свиты по результатам атомно-абсорбционного анализа содержания (г/т): Au – 0,041; Pt – 0,041; Pd – 0,89; Rh – 0,01; Ir – 0,008. Проявление III-5-21 (обн. 5268): в мелкогалечных метаконгломератах машакской свиты по результатам атомно-абсорбционного анализа штучной пробы содержание (г/т): Au – 0,78; Pt – 0,026; Pd – 0,02; Rh <0,0005; Ir – 0,021[71].

Пункт минерализации платинометалльно-золоторудной черносланцевой формации III-5-2 (обн. 1253) приурочен к углеродистым сланцам зигальгинской свиты. Содержания полезных компонентов (г/т): Au – 0,01; Pt – 0,003; Pd – 0,54; Rh – 0,0054; Ir – 0,029 [71].

## РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

**Уран.** Оруденение урановой углеродисто-сланцевой формации известно в пределах Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной и Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенических зон, где представлено тремя проявлениями (III-6-7, 15, 77), принадлежащими к гидрогенно-инфильтрационному генетическому типу. Два из них –

*Ягодное* (III-6-7) и *Северный Аваляк* (III-6-15) локализованы в трещиноватых и сильно железненных кварцитах зигальгинской свиты на контакте с перекрывающими их углеродсодержащими сланцами зигазино-комаровской свиты нижнего рифея. Третье – *Юлдашевское* (III-6-77) – в сильно железненных графитистых сланцах юлговарской толщи вблизи ее тектонического контакта с верхнекураганской подсвитой ордовика. Радиоактивные тела (160–400 мкР/ч) образуют небольшие линзы мощностью от 0,1 до 1,5 м, до 8 м по простиранию и до 3 м по падению. Урановая минерализация представлена слюдками (отенит и метаторберит), образующими мелкие гнездовые скопления, часто приуроченные к пустотам выщелачивания пирита. Содержание U обычно выражается сотыми долями % (0,026–0,091 %), редко (на проявлении Ягодное) достигая 0,21 %. Содержания Th – не более 0,016 % (проявление Юлдашевское). Отмечается повышенная фосфатность (до 0,2 %) и надкларковые содержания редких земель (Y – до 0,003 %). С ураном часто ассоциируют As, Mo, Pb, Zn, Cu, Ni. По заключению ГФУП «Зеленогорскгеология», все объекты непромышленные [72].

К формации ураноносных лигнитов относится малое месторождение *Агаповское* (IV-6-76), приуроченное к миоценовым отложениям, локализованное в крупной карстовой депрессии в карбонатных породах уртазынской свиты среднего карбона. В разрезе лигнитоносных песчано-глинистых отложений карстовой депрессии протяженностью 6 км на глубинах от 10–70 до 150–215 м выделено от двух до шести линзовидных рудных тел мощностью 0,4–5,35 м (в среднем 3,5 м), шириной от 150–200 до 700 м. Содержание U – от 0,01 до 0,2 % (среднее 0,019 %) [78].

**Уран, торий.** На территории листа известно одно Белозерское рудопроявление (VI-6-36) урана и тория, в пределах Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной минерагенической зоны, приуроченное к западному эндоконтакту Суундукского массива гранодиоритов второй фазы неплюевского интрузивного комплекса раннего карбона. Оруденение локализовано в корах выветривания по гранодиоритам с повышенным фоном урана. К глинам коры выветривания приурочены аномалии уран-ториевой природы, есть знаки ториевых минералов. Содержание урана не превышает 0,003 %, отмечаются аномально высокие концентрации лантана (до 2 %) и цезия (до 1 %) [87].

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа группа неметаллических полезных ископаемых представлена оптическими материалами, химическим сырьем, минеральными удобрениями, керамическим и огнеупорным сырьем, абразивными материалами, горнотехническим сырьем, драгоценными и поделочными камнями, строительными материалами, обломочными породами и прочими ископаемыми.

## ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

**Кварц оптический и пьезоэлектрический.** На площади листа известно три малых месторождения (VI-4-22, 26; V-6-63), 12 проявлений (I-6-13; III-5-17; III-6-84; IV-6-45, 46; V-4-28, 47; V-3-7; V-6-5, 49; VI-4-24, 25) и один пункт минерализации (III-5-24), относящихся к формации хрусталеносных кварцевых жил и грейзенов, метаморфического генетического типа. Из месторождений отрабатывается лишь одно – Караяновское, остальные два (*Новинское* – V-6-63 и *Новотроицкое*) законсервированы.

Месторождение *Караяновское* (VI-4-26) находится в 7,5 км на юго-восток от д. Сабырово, на левобережье р. Сакмара. Приурочено оно к кристаллическим сланцам и кварцитам максютовской серии среднего рифея. Кварц отличается высокой чистотой. Месторождение разрабатывается открытым способом до глубины 10 м. Выход кварца для синтеза монокристаллов – 11,7%, для варки оптических и увиолевых стекол – 27,0%. Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категорий  $C_1 + C_2$  составляют 161 тыс. т, в том числе категории  $C_1$  – 40 тыс. т [56, 89].

Месторождение *Новотроицкое* (VI-4-22) открыто в 1984 г., находится в 1,8 км на северо-восток от д. Сабырово на правобережье р. Сакмара. Здесь разведаны две кварцевые жилы. Балансовые запасы категорий  $C_1 + C_2$  на 1.01.2010 г. – 30 тыс. т, в том числе  $C_1$  – 24 тыс. т. Концентраты отличаются высокой прозрачностью, минеральной и химической чистотой. Месторождение законсервировано.

Проявление *Байгазинское* (V-4-28) расположено в 4 км на юго-восток от д. Байгазино и представлено элювиальными развалами и коренными выходами кварцевых жил среди кварцевых песчаников курташской свиты среднего–верхнего ордовика. Максимальная прослеженная длина жил 22 м, мощность не более 2 м. В жилах отмечаются отдельные крупные кристаллы, размером до 0,55 м [81].

Рудопроявление *Махмутовское* (III-5-17) представлено кварцевой жилой в мраморизованных доломитах аршинской свиты. По простиранию жила прослежена на 8 м при мощности 0,5 м, на глубину до 4,5 м. Встречаются кристаллы горного хрусталя до 3 см в поперечнике, прозрачные с включениями газовых пузырьков [71].

Кроме описанных объектов, на территории широко распространены кварцевые жилы и их элювиальные развалы, часто содержащие кристаллы горного хрусталя. В подавляющем большинстве случаев кварц сильно трещиноватый и не представляет интереса с точки зрения использования его в качестве оптического сырья.

**Флюорит.** На площади листа известно одно среднее месторождение (IV-4-9) и одно проявление (IV-4-22), относящиеся к флюоритовой карбонатной стратиформной формации, расположенные в пределах Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоны.

Месторождение *Суранское* (IV-4-9) расположено в 13,7 км на северо-восток от д. Тукан и приурочено к породам суранской свиты нижнего рифея, метаморфизованных в зеленосланцевой фации регионального

метаморфизма. Зона оруденения выходит на поверхность и прослеживается по простиранию на 950 м и по падению на глубину 370 м. Количество рудных тел от 1 до 4, мощность от 0,5 до 9 м, форма тел – линзы и жилы. Максимальное содержание флюорита в рудах достигает 99,8%. Технологические испытания установили возможность получения плавикового шпата марок: ФКСС-99 и ФКСС-98. Месторождение эксплуатируется. При среднем содержании  $\text{CaF}_2$  38,1%, запасы руды на 1.01.2010 г. по категории  $\text{C}_2$  составляют 2,165 млн т [76].

Проявление *Большееинзерское* (IV-4-22) приурочено к доломитам верхней части суранской свиты нижнего рифея. В прожилках крупнокристаллического кальцита, мощностью до 20 см, в карбонатах встречаются гнезда флюорита размером до 1 см [76].

## ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Сера.** На карте отображен один пункт минерализации серы – *Бекетовское* (III-2-7), расположенный в 10 км на север от д. Бузовьязы. Самородная сера здесь выполняет каверны, поры и трещины в известняках соликамской свиты нижней перми и находится совместно с вторичными гипсом и кальцитом. В Предуральском краевом прогибе в карбонатных каменноугольных отложениях скважинами вскрыто около десяти сероносных горизонтов. Перспективы обнаружения самородной серы зафиксированы также в артинских отложениях районов поселков Улу-Теляк и Южная Культиюба. Помимо этого значительные запасы серного колчедана, превышающие 100 млн т, сосредоточены в медноколчеданных месторождениях [89].

**Барит.** Баритовое оруденение, распространенное в пределах листа, представлено двумя рудными формациями – барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной и баритовой карбонатно-терригенной стратиформной. Оруденение барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной формации характерно для юго-западной части Тараташско-Зильмердакской магнетитоносной цинково-свинцово-железородной минерагенической зоны, где представлено одним крупным (V-4-20), одним малым (IV-4-66) месторождениями, пятью рудопроявлениями (IV-4-16, 80; V-4-1, 12, 23) и тремя пунктами минерализации (V-4-2, 9, 11). Наиболее значимые объекты – месторождения и рудопроявления – локализованы в отложениях кужинской и зильмердакской свит среднего рифея и обнаруживают явную пространственную корреляцию с зонами влияния крупных разрывных нарушений субмеридионального простирания. По мнению ряда исследователей [15, 133], образование барит-полиметаллических месторождений и проявлений инициировано процессами растяжения и активизации тектонического режима и связанной с этим миграцией в зоны разгрузки освобожденных катагенетических флюидов. Тектоно-термальная активизация венда обусловила переотложение руд в ослабленных проницаемых зонах новообразованными флюидами, сформировавшимися при дальнейшей трансформации глинистых минералов [133].



Типовым объектом данного типа оруденения является месторождение *Кужинское* (V-4-20), расположенное на правом борту долины р. Кужа в ее среднем течении, в 6,7 км на юго-восток от д. Галиакберово. Месторождение открыто коллективом геологов Башкирского ТГУ в 1960-е годы, в процессе проведения поисковых работ на барит. В структурном отношении месторождение расположено на западном крыле Кужинской синклинали, осложненной серией разрывных нарушений, составляющих зону Зильмердакского разлома, прослеживающегося на север на несколько сот километров. Самые значительные (по размерам и запасам) залежи баритовых руд приурочены к фронтальной части Зильмердакского надвига. Вмещающими породами служат доломиты кужинской толщи, песчаники и алевролиты зильмердакской свиты. Месторождение состоит из двух участков – Западного и Восточного. На Западном выявлены пять крупных (до 300–800 м длиной) жилообразных, пластообразных и штокверковых залежей средней мощностью от 2 до 40 м, представленных одним или несколькими телами массивного барита (жилы, линзы, крупные гнезда) и зонами прожилково-гнездовой минерализации. Сплошные руды характеризуются содержанием  $BaSO_4$  от 78,8 до 94,3%, прожилковые – 24,4–74%.

На Восточном участке выделено два крутопадающих (20–30°) горизонта с барит-сульфидной минерализацией, сложенных темно-серыми доломитами с прожилковой вкрапленностью барита, участками переходящей в сплошные руды, а также сульфидов (в основном пирит). Мощность баритизированных интервалов колеблется от 0,4 до 5,2 м. В коре выветривания развиты охристо-баритовые руды мощностью до 10 м.

Сплошные баритовые руды характеризуются простым составом: разнозернистые (от микроскопических до нескольких мм) сплошные агрегаты барита светло-серого, розовато-серого (при наличии пылевидных рассеянных включений гидроокислов железа и гематита), белого («сахаровидные») цвета. Барит Кужинского месторождения пригоден для производства солей бария, в качестве утяжелителя буровых растворов и других целей.

На месторождении проведена предварительная разведка. Рудные залежи прослежены по простиранию на 150–700 м, по падению 50–350 м. Суммарные запасы категорий  $C_1$  и  $C_2$  составляют 5,85 млн т, при среднем содержании  $BaSO_4$  – 48,9%, возможен прирост запасов за счет доразведки флангов месторождения [291].

Весьма перспективными являются два рудопроявления.

Проявление *Галиакберовское* (V-4-12) расположено на правом борту долины р. Бол. Нугуш, в 2,7 км северо-западнее д. Галиакберово. Оруденение представлено зоной баритизации мощностью 0,3–2,3 м в алевролитах и аргиллитах зильмердакской свиты верхнего рифея. Зона прослежена по простиранию на 420 м, содержание  $BaSO_4$  составляет 11,4–65,58% [291].

Проявление *Кальтыгауское* (V-4-1) расположено на левом борту долины р. Кальтыгау, в ее среднем течении. Здесь в коренных выходах песчаников и алевролитов кужинской толщи на протяжении 250 м прослеживается зона гнездово-прожилковой баритизации. В развалах обнаруживаются сплошные руды с содержанием  $BaSO_4$  – 83,12–92,6% [291].

Месторождение *Бретьякское* (IV-4-66) расположено в 6,5 км от д. Бретьяк. Оруденение приурочено к отложениям кужинской свиты и представлено линзами барита в глинистых охрах коры выветривания. Мощность линз от 0,8 до 4,0 м. Содержание  $BaSO_4$  – 64,6–93,6%; Cu – 1%; As – 1%; Sb – 0,07%; Ag – 85 г/т. Запасы категории  $C_2$  составляют 34,3 тыс. т [76].

Баритовая карбонатно-терригенная стратиформная формация представлена одним средним месторождением (II-6-5) и двумя малыми (II-6-97; V-6-33) месторождениями и четырьмя рудопроявлениями (I-6-5, 32; III-4-1; IV-6-47). В северной части Тараташско-Зильмердакской магнетитоносной цинково-свинцово-железородной минерагенической зоны типовым объектом данного типа оруденения является месторождение Медведевское.

Месторождение *Медведевское* (II-6-5) открыто в 1826 г. и разрабатывалось с 1924 по 1939 г. Оруденение приурочено к зоне метасоматоза в карбонатных породах нижней части саткинской свиты нижнего рифея. Залежь баритоносных кварц-карбонатных пород мощностью 0,2–16 м простирается на северо-восток (3,2 км) с юго-восточным падением под углом 30–60°. По падению залежь разведана на 300–500 м. Барит (10–30%) наблюдается в виде вкрапленности, гнезд и прожилков. Сульфиды (пирит, сфалерит, пирротин, галенит) образуют вкрапленность во вмещающих залежь породах. Содержание: Cu – 0,04%; Zn – 0,08–2,6%; Pb – до 0,09%; Au – до 3 г/т; Ag – до 26 г/т. Над коренной залежью в коре выветривания на двух изолированных площадях на глубине 1–6 м от поверхности отмечается субгоризонтальный баритоносный (8–10% барита) пласт мощностью до 10 м. Запасы барита категорий В+ $C_1$  на 1.01.2010 г. составляют 1401 тыс. т [66].

**Известняк химический.** На площади известно три крупных (Юрак-Тау, Шах-Тау и Альмухаметовское) и одно малое (Тра-Тау) месторождение известняка, пригодного для использования в химической промышленности. Все перечисленные месторождения учтены Госбалансом РБ.

Наиболее значимым объектом данного вида сырья является месторождение *Шах-Тау* (IV-3-20), находящееся в 7 км на восток от г. Стерлитамак, поставляет сырье для содово-цементного комбината. Полезная толща представлена рифогенными известняками нижней перми (ишимбайский риф). Длина разведанной части пластообразной залежи 1160 м, ширина от 360 до 1080 м, средняя – 780 м, средняя мощность 69 м. Известняки разведаны до глубины 100 м. Химический состав:  $CaCO_3$  – от 68 до 98%;  $MgCO_3$  – от 1,5 до 30%;  $SiO_2$  – от 0,28 до 0,63%. Балансовые запасы известняков категорий В+ $C_1$  на 1.01.2010 г. составляют 207,0 млн т, категории  $C_2$  – 60,2 млн т [56, 89].

Месторождение *Юрак-Так* (IV-3-14) также представлено органогенно-обломочными известняками ишимбайского рифа. Запасы категорий А+В+ $C_1$ , утвержденные в 2002 г., составляют 207 млн т,  $C_2$  – 60,2 млн т. Остаточные запасы категорий А+В+ $C_1$  по состоянию на 1.01.2010 г. составляют 36,3 млн т [56].

Малое месторождение *Тра-Тау* (IV-3-25) приурочено к нежинской свите нижней перми. Запасы категорий А+В+ $C_1$ , утвержденные в 1957 г., составляют 7,7 млн т [56].

Месторождение *Альмухаметовское* (V-5-11) расположено в западной части листа, в 1,6 км на запад от д. Альмухаметово и представлено известняками кизильской свиты. Известняки серые массивные тонкозернистые, трещиноватые, слабо закарстованные, мощность их 20–40 м, падение пластов 30–50°. Средние содержания: CaO – 62%, MgO – 1,86%, SiO<sub>2</sub> – 0,73% [82].

**Известняк, доломит (флюс).** На площади листа известно пять крупных (II-4-12; II-5-12; II-6-34; IV-5-9; V-6-2), одно среднее (IV-5-4), пять малых (IV-4-1, 4, 37, 72, 87) месторождений известняков, а также одно малое (III-5-36) месторождение доломитов, пригодных для использования в качестве флюсов в металлургической промышленности. Месторождения флюсовых известняков приурочены к карбонатным и карбонатно-терригенным образованиям суранской свиты нижнего рифея (IV-4-4), инзерской свиты верхнего рифея (II-5-12), серменевской и бельской свит верхнего силура–верхнего девона (IV-4-37, 72, 87; IV-5-4, 9), кизильской свиты нижнего–верхнего карбона (V-6-2), филипповской и иренской свит нижней перми (II-4-12).

Среди месторождений, локализованных в карбонатных отложениях серменевской и бельской свит, наиболее типичным является *Пугачевское* (IV-5-9), расположенное в 9,2 км на юго-запад от г. Белорецк. Полезная толща представлена органогенными известняками. Известняки массивные толстослоистые мраморовидные, однородные по петрографическому и химическому составу (CaO – 54,4%, MgO – 1,19%, SiO<sub>2</sub> – 0,19%). Утвержденные запасы известняков на флюс категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 67,9 млн т, категории С<sub>2</sub> – 37 млн т, остаточные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> на 1.01.2010 г. – 59,5 млн т. Попутным сырьем является строительный камень на щебень, запасы которого категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 2 млн т и С<sub>2</sub> – 1,6 млн т. Средний коэффициент вскрыши – 0,14. Месторождение эксплуатируется Белорецким металлургическим комбинатом [56, 77].

Месторождение флюсовых известняков *Агаповское* (V-6-2) залегает в отложениях кизильской свиты. Известняки чистые, высокого качества. Средний состав (%): CaO – 51,44–53,67; MgO – 1,79–3,74; SiO<sub>2</sub> – 0,14–0,36; R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,44–0,64. Около 5% объема месторождения составляют гнездовые тела доломитов, являющиеся высокосортным огнеупорным сырьем с составом (%): CaO – 33,45; MgO – 19,45; SiO<sub>2</sub> – 0,29; R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,31, а также и доломитизированные известняки с составом: CaO – 45,5; MgO – 9,01; SiO<sub>2</sub> – 0,29; R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,48. Запасы известняков категорий А<sub>2</sub>+В+С<sub>1</sub>, утвержденные в 1958 г., составляют 212,4 млн т и могут быть во много раз увеличены при разведке флангов. Месторождение эксплуатируется [83].

Месторождение флюсового доломита *Катайское* (III-5-36), расположенное в 9 км на север от г. Белорецк, разрабатывалось Белорецким металлургическим комбинатом. Оно представляет собой чередование серых и темно-серых мраморизованных доломитов авзянской свиты. Доломиты трещиноватые, в незначительной степени затронуты карстовыми процессами. Месторождение разведано в 1944 г. А. Г. Китаевым. В 1954 г. про-

изведена переоценка и перерасчет запасов доломита. Утвержденные ГКЗ запасы по состоянию на 1.11.1954 г. составили: категории В – 0,14 млн т, категории С<sub>1</sub> – 1,1 млн т. Глубина подсчета запасов – 28 м. Средний химический состав доломитов (%): CaO – 30,22; MgO – 20,12; SiO<sub>2</sub> – 2,71; R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,73; S – 0,038; P – 0,034; ппп – 45,53. Породы вскрыши представлены щебнисто-глинистым делювием мощностью 1–9,5 м. Выход кондиционных доломитов составляет 40–60% от общей массы породы. Горнотехнические и гидрогеологические условия эксплуатации благоприятны. Среднегодовая добыча – 7 тыс. т. Месторождение отработано до глубины 20 м, в настоящее время эксплуатация прекращена. Остаточные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> по состоянию на 1.01.2010 г. составляют 0,35 млн т. Месторождение законсервировано и учтено в качестве Государственного резерва [56, 71].

### МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

**Фосфорит.** На территории листа известно пять малых месторождений фосфоритов (Кукашкинское – П-4-2, Симское – П-4-3, Ашинское – П-4-10, Селеукское – V-3-1, Кугарчинское – VI-3-21) и 11 проявлений (II-5-11; III-3-13, 17; III-4-8; IV-3-24, 32; V-3-14, 17, 21, 22; VI-2-23). Все месторождения на сегодняшний момент законсервированы, принадлежащих к фосфоритовой кремнисто-карбонатной формации. Подавляющее большинство объектов сконцентрированы в Зигинской фосфоритоносной железомарганцеворудной минерагенической зоне. Эталонными объектами здесь являются месторождения Ашинское и Селеукское.

Месторождение *Ашинское* (П-4-10) расположено в 9 км на юго-восток от г. Аша и приурочено к толще фосфатизированных брекчиевидных нижнепермских известняков, слагающих восточное приподнятое крыло небольшой синклинали. Залежь фосфоритов имеет мощность в среднем 7 м и представлена массивными обломочными фосфатизированными известняками с большим количеством фауны. В плане залежь неправильной формы, вытянутой в северо-западном направлении на 1,2 км. Ширина залежи 150–200 м, глубина залегания редко превышает 1–2 м. Как правило, фосфориты залегают непосредственно под растительным слоем, среди них преобладают рыхлые разности, представляющие землистую массу коричнево-бурого цвета. Основная масса состоит из фракции менее 5 мм, иногда до 0,3 мм. Химический состав фосфоритов (%): P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 20–30, CaO – 41,85, MgO – 1,29, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,3, Fe<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 3,21, п.п.п. – 9,31. Первоисточником ашинских фосфоритов являлись обломочные известняки, которые были фосфатизированы в процессе химического выветривания. Обогащение фосфатом происходило за счет выноса карбонатной части известняков и накопления остаточного фосфата кальция. Запасы руды категорий В+С<sub>1</sub> составляют 4,01 млн т [89].

Месторождение *Селеукское* (V-3-1) расположено на правом борту долины р. Селеук в 2 км на юго-восток от д. Уразбаево. Фосфориты здесь приурочены к верхней части швагеринового горизонта и представлены доломитизированными известняками с прослоями органогенных и органогенно-

обломочных разностей, фосфоритами и линзовидными прослоями кремней. Прослежены на периклинальном замыкании антиклинальной складки высокого порядка. На месторождении отмечены три фосфоритоносные пачки: мощность верхней пачки 0,51 м, средней – 1,31 м, нижней – 0,8 м. Содержание  $P_2O_5$  в отдельных прослоях 8,5–25%; среднее по месторождению – 9%, а в концентрате – 16,3%. Запасы руды категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 5,5 млн т, категории С<sub>2</sub> – 122,3 млн т [80].

## КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

**Кварц и кварцевые пески.** На площади листа известно одно малое месторождение кварцевых песков и одно проявление керамического кварца. Месторождение состоит на Госбалансе и разрабатывается.

Месторождение кварцевых песков *Корнеевское* (IV-2-43) расположено в 9 км на юго-запад от г. Салават в долине р. Сухайля. Пески пригодны для стекольного производства (изготовление оконного и технического стекла) после обогащения по сложной схеме с применением анионной флотации. Запасы песков, учтенные Госбалансом, составляют: категорий А+В+С<sub>1</sub> – 1,011 млн т, С<sub>2</sub> – 0,284 млн т [74].

Проявление керамического кварца *Темное Царство* (II-6-17) представлено кварцевой жилкой, иногда со щетками горного хрусталя, в плагиигранитах второй фазы худолазовского интрузивного комплекса раннего карбона, частично обработанной мускульным способом [66].

**Полевой шпат.** На площади листа известно одно крупное месторождение данного сырья – *Бирьянское* (III-4-11). Оно расположено на правобережье р. Бол. Инзер в 6,5 км выше д. Зияково и приурочено к полевошпат-кварцевым песчаникам верхней части зильмердакской свиты. Продуктивная пачка достигает 35 м мощности. В песчаниках содержание кварца – 65,30%, полевого шпата – 33,55% и щелочей ( $K_2O+Na_2O$ ) – 4,50%. Технологические испытания показали, что песчаники являются ценным сырьем для производства тонкокерамических изделий. Запасы их практически неисчерпаемы [89]. Месторождение разрабатывается.

**Пегматит керамический.** На площади листа известно одно проявление – *Сыростанское* (II-6-16), относящееся к формации керамических пегматитов, магматического генетического типа. Проявление представлено пегматитовой жилкой мощностью до 15 м среди плагиигранитов второй фазы худолазовского интрузивного комплекса раннего карбона. Ранее разрабатывалось для фарфорового производства [66, 89].

**Каолин.** На территории известно одно среднее – Еленинское (V-6-32), два малых – Гвоздовское (IV-6-19) и Аблязовское (V-6-18) месторождения и два проявления (IV-6-35, 36) каолиновых глин, относящихся к формации каолиновых кор выветривания, осадочного генетического типа. Месторождения в настоящий момент не эксплуатируются и не учтены Госбалансом.

Месторождение *Еленинское* (V-6-32) расположено в 6,5 км на юго-восток от д. Еленинка и приурочено к коре выветривания гранитоидов южной части Джабыкского массива. Каолины однородные: каолинит – 50–70%, кварц – до 10%, гидрослюда – до 15%, полевошпат – до 10%. Огнеупорность 1750–1770 °С. Запасы категорий А+В+С составляют 9,827 млн т.

Месторождение *Аблязовское* (V-6-18) локализовано в коре выветривания вулканитов основного состава бугодакской толщи верхнего девона в виде гнезд размером до 8–28 м. Цвет глин – белый, красный, желтый. Огнеупорность 1640–1750 °С. Запасы категории С<sub>2</sub> составляют 0,281 млн т [83].

**Глины огнеупорные и тугоплавкие.** На площади листа известно восемь малых месторождений (I-4-3; II-3-5, 9; III-3-16; IV-2-18; IV-3-9; IV-5-3; VI-2-2) и одно проявление (V-2-9) данного вида сырья, относящихся к формации огнеупорных глин морских и озерных, осадочного генетического типа. На Госбалансе РБ числятся шесть месторождений – Ахмеровское (IV-5-3), Тавтимановское (II-3-5), Искра (II-3-9), Сандинское (VI-2-2), Мурдашевское (IV-2-18) и Талалаевское (IV-3-9). Наиболее крупные осадочные месторождения расположены в западной части рассматриваемой территории и приурочены к озерным олигоценовым и миоценовым отложениям (Талалаевское, Мурдашевское, Сандинское и др.). Большинство месторождений разрабатываются, за исключением Мурдашевского, Тавтимановского и Курбатовского.

Месторождение *Талалаевское* (IV-3-9) находится в 2,3 км на северо-запад от д. Куганак. Полезная толща представлена среднемиоценовыми озерными глинами и алевритами. По содержанию железа и частиц мельче 0,01 мм породы делятся на три сорта. Залежь имеет сложную линзовидную форму, размер ее разведанной части 1100×326–450 м, средняя мощность 16,3 м, число пластичности 15,1–27,0. Температура плавления глин 1480–1540 °С, интервал спекания 1100–1300 °С. Глины пригодны для производства лицевого кирпича марок «200» и «150» и строительного кирпича марок «150» и «200». Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категорий В+С<sub>1</sub> составляют 8,193 млн т, категории С<sub>2</sub> – 4,789 млн т [75].

Месторождение *Сандинское* (VI-2-2) расположено в 7 км на юго-запад от пос. Маячный. Размер полезной толщи по двум участкам 150×100 м и 200×80 м, средняя мощность соответственно 4,5 и 5,5 м. Температура плавления глин 1580–1700 °С. По содержанию глинозема в прокаленном состоянии они относятся к полукислым. Глины используются для производства половой плитки. Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> – 0,340 млн т; С<sub>2</sub> – 0,179 млн т, остаточные запасы категории А+В+С<sub>1</sub> – 0,154 млн т [56, 89].

Месторождение огнеупорных глин *Ахмеровское* (IV-5-3) расположено в пределах Белорецкой депрессии, в 3 км юго-восточнее д. Кузгун-Ахмерово. Оно приурочено к миоцен-нижнеплиоценовым озерным образованиям и представлено тонкодисперсными белыми и серовато-белыми глинами. Усредненный химический состав глин (%): SiO<sub>2</sub> – 50,6–65,4, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14,0–

35,0, FeO – 0,9–2,8, MgO – 0,3–0,8, CaO – 0,2–0,3. Огнеупорность 1690 °С. Запасы категории А+В+С<sub>1</sub>, утвержденные в 1987 г., составляют 1,3 млн т, осточные запасы по состоянию на 1.01.2010 г. – 1,2 млн т. Месторождение эксплуатируется [77].

**Высокоглиноземистые материалы (кианит, пирофиллит).** На площади листа известно одно среднее месторождение пирофиллита – Куль-Юрт-Тау (VI-5-1) и два пункта минерализации кианита – гора Тараташ (I-6-27) и гора Камешек (I-6-22). Месторождение Куль-Юрт-Тау учтено Госбалансом РБ и находится в резерве.

Месторождение *Куль-Юрт-Тау* (VI-5-1) находится в 10 км на северо-запад от г. Баймак. Полезная толща контролируется разломом. Пирофиллиты находятся в зоне рассланцованных метасоматитов. Содержания пирофиллита в рудах – 30–60%. Запасы руды, утвержденные в 1999 г., составляют: категории С<sub>1</sub> – 0,612 млн т, С<sub>2</sub> – 10,67 млн т. Сырье пригодно для производства безобжиговых жаростойких изделий, огнеупорных материалов в металлургии, в производстве керамической плитки. Перспективы увеличения запасов пирофиллита связаны с продолжением зон пирофиллитизации на флангах и в глубину. Месторождение не разрабатывается [56, 89].

Пункты минерализации кианита приурочены к амфиболитам тараташского метаморфического комплекса позднего архея (I-6-22) и гранат-ставролит-слюдяно-кварцевым кристаллосланцам таганайской свиты среднего рифея (I-6-27) [62].

## АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

**Гранат.** На площади листа известно одно среднее месторождение граната – Ицильское, метаморфического генетического типа. Месторождение учтено Госбалансом, находится в резерве.

Месторождение *Ицильское* (II-6-1) расположено в 23 км на северо-восток от г. Златоуст и представлено двумя пластами двуслюдяных гранат-ставролит-силлиманитсодержащих сланцев таганайской свиты мощностью до 35 м и длиной до 400 м, содержащих около 20% альмандина размером 0,2–2 см. Запасы технического альмандина категории С<sub>1</sub> составляют 64 тыс. т, категории С<sub>2</sub> – 33 тыс. т. Месторождение перспективное, заслуживает более детального изучения [66].

**Камни точильные и полировочные.** На территории известно лишь одно проявление данного вида сырья – *Туй-Тюбинское* (II-5-7), приуроченное к небольшим выходам серпентинитов, в которых зафиксированы корундовые плагиоклазиты [89].

## ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

**Асбест.** Данный вид сырья на Южном Урале известен со второй половины XIX в. За это время выявлено значительное количество месторождений и рудопроявлений. На карту вынесено одно крупное – Уразовское (III-6-90)

и три малых месторождения (Янтык-Баш – III-6-137, Абзаковское – IV-5-22, Натальинский рудник – IV-5-28) и четыре проявления (III-5-37, VI-4-1, 10; VI-6-39), относящихся к хризотил-асбестовой апогипербазитовой формации, гидротермального генетического типа, расположенных в пределах Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной минерагенической зоны. Все известные объекты приурочены к серпентинизированным гипербазитам сакмарского интрузивного комплекса раннего–среднего ордовика, бриенского интрузивного комплекса раннего девона, а также серпентинитам матрикса полимиктового серпентинитового меланжа войкарско-кимперсайского комплекса тектонитов позднего девона–перми. Месторождения законсервированы и не числятся на Госбалансе.

Эталонным объектом данного типа является месторождение *Уразовское* (III-6-90), расположенное в 20 км западнее г. Учалы и в 8 км юго-западнее д. Ильтибаново. Оно приурочено к серпентинитам сакмарского интрузивного комплекса, находящимся в зоне ГУР. Выделены две крутопадающие зоны, насыщенные жилами и прожилками хризотил-асбеста. Длина зон 500 и 800 м, мощность соответственно 20 и 40 м, простирание – близмеридиональное. На глубину асбест прослежен на 200 м. Содержание волокна 2,37%. Запасы руды категории С<sub>2</sub> по I–VI сортам – 524 тыс. т [89].

Месторождение *Натальинский рудник* (IV-5-28) расположено в 8 км юго-западнее д. Абзаково, в зоне развития серпентинитового полимиктового меланжа. Оно представлено асбестоносными линзами среди интенсивно раздробленных серпентинитов. В линзах серпентиниты оталькованы, пронизаны сетью прожилков и мелких жил продольноволокнистого хризотил-асбеста. Месторождение эксплуатировалось в начале XX в., богатые жилы с поверхности практически полностью выработаны. Разведка южного фланга месторождения показала, что с глубиной интенсивность прожилкования затухает, а сортность асбеста значительно понижается. Перспективы объекта связаны с его северной частью, где исследования на глубину не проводились. В настоящий момент месторождение законсервировано. Разведанные запасы категорий А+В+С составляют 121 тыс. т [77]. Сходным геологическим строением обладают и месторождения *Абзаковское* (IV-5-22), *Янтык-Башевское* (III-6-137).

Рудопроявление *Кировское* (VI-6-39) расположено в 9,5 км на северо-запад от пос. Кировск и представлено двумя зонами прожилковой хризотил-асбестовой минерализации аподунитовым и апогарцбургитовым серпентинитам бриенского интрузивного комплекса [87].

**Мусковит.** В пределах листа известно одно малое месторождение и одно проявление данного вида сырья, относящиеся к формации мусковитоносных пегматитов, метаморфического генетического типа.

Месторождение *Ольгинское* (IV-6-63) локализовано в пегматитах джабыско-санарского комплекса, мусковит слагает блоки от 5×7 до 20×30 см. Выход – 1–1,5%. Балансовые запасы составляют: категории В – 214 т, С<sub>1</sub> – 386 т, категории С<sub>2</sub> – 123 т; забалансовые категории С<sub>1</sub> – 271 т, категории С<sub>2</sub> – 510 т. Месторождение законсервировано [78].



Проявление *Златоустовское* (II-6-14) приурочено к сланцам зигазино-комаровской свиты. Кварц-слюдяные гранатосодержащие сланцы образуют две залежи шириной 350–400 м и длиной 1,5 и 4,4 км. Сланцы содержат 22 % мелкочешуйчатого мусковита и 4,5 % граната. Концентрат из сланцев можно использовать в строительстве, при производстве резины и обоев, а попутно извлекаемый гранат – для изготовления шлифовальной шкурки [66].

**Вермикулит.** На площади листа известны одно среднее и одно малое месторождение формации вермикулитовых кор выветривания, приуроченные к корам выветривания по породам астафьевского и сахаринского интрузивных комплексов.

Месторождение *Субутакское* (V-6-19) представлено гидробиотит-вермикулитовыми образованиями, развитыми по габброидам второй фазы сахаринского комплекса среднего девона. Средний состав руд: смешаннослойные вермикулит-гидробиотитовые (в соотношении 1 : 1) образования – 28 %; глинистые минералы – 41,4 %; сростки минералов – 20 %. Содержание слюды в руде до 60 %. Ее химический состав:  $\text{SiO}_2$  – 34,50–36,72 %;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 14,53–15,04 %;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 11,4–12 %. Запасы категории А – 1,696 млн т, при среднем содержании полезного компонента – 12,5 % [83].

Месторождение *Михайловское* (V-6-21) локализовано в зоне бластомилонитов по гранодиоритам, кварцевым диоритам второй фазы астафьевского комплекса позднего девона. Содержание вермикулита – 10–20 %, но только около половины его представлено фракцией крупнее 0,16 мм, пригодной к использованию [83].

**Тальк.** На площади листа известно два крупных – Сыростанское (II-6-39), Урал-Дача (II-6-46), девять малых месторождений (II-6-62, 63; III-6-33, 34, 54, 55, 60, 61, 66) и три проявления (V-4-39, 46, 48), относящихся к тальковой апогипербазитовой формации, гидротермально-генетического типа и расположенных преимущественно в пределах Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной и Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенических зон. На балансе числятся лишь четыре малых месторождения – *Козьмо-Демьяновское* (II-6-62), *Кирибинское* (III-6-33), *Пугачевское* (III-6-34) и *Абдул-Касимовское* (III-6-66). Месторождения Сыростанское, Урал-Дача, Кирибинское, Пугачевское и Абдул-Касимовское разрабатываются.

В Западно-Магнитогорской минерагенической зоне эталонными объектами являются месторождения Сыростанское и Урал-Дача.

Крупное месторождение *Сыростанское* (II-6-39) представляет собой залежь магнезит-талькитов мощностью от 27 до 120 м, длиной до 3600 м на контакте рассланцованных серпентинитов с глинистыми сланцами и известняками кизильской свиты нижнего–среднего карбона. Залежь состоит из талька (49,2–53,6 %), магнезита (35,8–40,6 %), кальцита, хлорита, кварца, магнетита, лимонита. Содержит нерастворимый в соляной кислоте остаток – 60,16 %, растворимые в HCl окислы железа – 4,55 % и окислы магния – 13,9 %, связанную уголекислоту – 15,9 %, щелочность 0,05 %. Магнезит-талькиты можно использовать в качестве наполнителя

ядохимикатов, инсектицидов и для получения методом флотации талька марок А, Б и магнезитового концентрата. Месторождение разведано на 1000 м в длину и на 230 м по падению, эксплуатируется. Запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 21,9 млн т [66].

Месторождение *Урал-Дача* (II-6-46) расположено в 10,5 км на северо-запад от пос. Ленинск и приурочено к контакту серпентинитов и рассланцованных карбонатных и терригенных пород раннего–среднего карбона. Предварительно разведанные линзо- и пластообразные залежи тальк-хлоритовых сланцев мощностью до 300 м прослежены в длину до 1000 м. Запасы категории С<sub>1</sub> составляют 11 млн т [66].

Малые месторождения (Кириябинское, Пугачевское, Абдул-Касимовское, Темляковское, Абдулбакеевское), расположенные в северной части Уралтауской минерагенической зоны, пространственно приурочены к серпентинизированным гидротермально переработанным ультрамафитам сакарского интрузивного комплекса. Эталонным объектом здесь является месторождение *Пугачевское* (III-6-34), открытое в 1951 г. Находится оно в 3 км к северо-западу от д. Бурангулово и локализовано в небольшом теле ультрамафитов среди кремнисто-терригенных пород кураганской свиты среднего–верхнего ордовика. Выявлено семь залежей тальцитов. Самая крупная имеет в длину 650 м при средней мощности 3,8 м. Тальк представлен тонкочешуйчатыми разновидностями, которые относятся к первому и второму сортам марки Б (реже – к марке А), пригодными для использования в производстве резины и кабелей. Запасы категорий А+В+С<sub>1</sub>, утвержденные в 1955 г., составляют 0,56 млн т; С<sub>2</sub> – 0,04. Остаточные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> на 1.01.2010 г. – 0,54 млн т. Остаточные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> Кириябинского месторождения по состоянию на 1.01.2010 г. составляют 0,16 млн т; Абдул-Касимовского – 0,26 млн т [56, 72].

В южной части Уралтауской минерагенической зоны расположены рудопоявления *Баимовское* (V-4-39), *Яланское* (V-4-46) и *Матимское* (V-4-48), представленные разветвляющимися четковидными жилами, иногда линзами тальковых сланцев в антигоритовых серпентинитах, маломощные тела которых приурочены к тектонически ослабленным зонам среди пород карамалинской свиты [81].

**Графит.** Известно три проявления (I-6-11, 28, 35) графита, относящихся к графитовой метаморфической формации и приуроченных к графит-слюдяно-кварцевым кристаллосланцам таганайской и уреньгинской свит среднего рифея. Наиболее крупное проявление графита *Курминское* (I-6-11) расположено в 13 км на северо-восток от д. Ситцево. Графит залегает здесь среди графит-слюдяно-кварцевых кристаллосланцев таганайской свиты в виде пластового тела мощностью около 0,8 м [62].

**Магнезит.** На площади листа известно четыре крупных (II-5-22; II-6-39, 46; IV-4-36), три средних (II-6-25, 26, 27), два малых (II-6-28; IV-5-1) месторождения и шесть проявлений (III-4-35; III-5-42, 45; V-4-16, 17; VI-3-15) магнезитов, относящихся к магнезитовой апокарбонатной формации,

метаморфического генетического типа. Подавляющее большинство перечисленных объектов расположены в пределах Тараташско-Зильмердакской магнезитоносной цинково-свинцово-железорудной (II-5-22; II-6-25, 26, 27) и Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железорудной (IV-4-36, IV-5-1; III-4-35; III-5-42, 45) минерагенических зон. Два из вышеупомянутых крупных месторождений (Сыростанское – II-6-39 и Урал-Дача – II-6-46) расположены в Западно-Магнитогорской минерагенической зоне. Они являются комплексными тальк-магнезитовыми и описаны в разделе «Тальк». Отрабатываются четыре крупных месторождения – Сыростанское, Урал-Дача, Исмакаевское, Саткинское.

Месторождения, расположенные в северной части Тараташско-Зильмердакской минерагенической зоны, приурочены к доломитам саткинской свиты нижнего рифея. Эталонным объектом здесь является *Саткинское* месторождение (II-5-22), расположенное в районе г. Сатка. На месторождении семь участков, из них пять для открытой добычи и два для подземной. Рудные тела (всего на месторождении 102 тела) пластообразной и линзовидной формы залегают согласно с вмещающими породами (доломитами и глинистыми сланцами саткинской свиты). Мощность тел от 18,3 до 21,5 м, длина от 190 до 2250 м, ширина от 97 до 305 м, прослежены на глубину от 300 до 580 м. Среднее содержание в рудах (%): MgO–45,1; CaO–2,0; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+FeO – 0,88. Рудные тела сложены магнезитом на 95%. В качестве второстепенных минералов присутствуют доломит, хлорит, тальк, гидрослюда, пирит и другие минералы. Структура магнезитов от мелко- до гигантозернистой. По текстурным признакам выделяются полосчатые, массивные и брекчиевидные разновидности. Балансовые запасы категорий В+С<sub>1</sub> на 1.01.2010 г. составляют 211,18 млн т (для открытой добычи) и 33,62 млн т (для подземной отработки); категории С<sub>2</sub> – 21,12 млн т для открытой разработки и 3,139 млн т для подземной [14, 66, 89]. Месторождение является комплексным: помимо магнезита здесь добывается доломит.

В южной части минерагенической зоны расположены рудопоявления *Яру* (V-4-16) и *Уртыбаши* (V-4-17), представленные пластообразными залежами доломитов мощностью от 4,1 до 16,8 м среди доломитов кужинской свиты среднего рифея. Содержания (%): MgO – 31–45; CaO – 2,14–17,64; SiO<sub>2</sub> – 1,0–15,6; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,2–2,56; FeO – 0,54–1,37 [81].

В Златоустовско-Авзянской минерагенической зоне месторождения и рудопоявления магнезита приурочены к карбонатным отложениям суранской, кызылташской и авзянской свит нижнего и среднего рифея. Наиболее значимым объектом здесь является крупное месторождение *Исмакаевское* (IV-4-36), приуроченное к доломитам суранской свиты. Рудное тело представлено пластообразной залежью мощностью до 400 м, залегающей согласно с вмещающими доломитами и падающей на юго-восток под углом 36–55°. По простиранию прослежено на 1100–1200 м. Содержание (%): MgO – 40,54; CaO – 2,08; SiO<sub>2</sub> – 5,6; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 5,36; ппп. – 46,35. Выделяются три разновидности магнезита: мелко- и среднекристаллический светлый и темно-серый, почти черный, крепкий, загрязненный CaO; разнозернистый, преимущественно крупнокристаллический, темно-серый, крепкий, слоистый, с пропластками филлитовых сланцев; крупно- и грубокристаллический

палевый, светло-розовый, малиново-красный, развит по трещинам и пустотам, образуя жилы, гнезда, скопления; при разрушении образует скопление глыб. Магнетит пригоден для получения вяжущих и других строительных материалов, металлургического порошка, а также для производства периклаз-форстеритовых и форстеритовых изделий. Запасы магнетита категории  $C_1$  – 106,9 млн т;  $C_2$  – 23,9 млн т [76].

Месторождение *Кызыл-Ташское* (IV-5-1), расположенное на правом борту долины р. Бол. Сюрюнзяк, в 8 км северо-западнее д. Азналкино, приурочено к нижней части кызылташской свиты и представлено пластами и линзами магнетита среди доломитов и известняков. Общая площадь около 0,25 км<sup>2</sup>, мощность пластов от 6,3 до 203,5 м (в среднем – 68,4 м). Средние содержания главных окислов по результатам анализа валовых проб составляют (%): MgO – 44,24–46,80; CaO – 0,27–0,70; SiO<sub>2</sub> – 6,38–8,76; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,46–1,56. Запасы категорий  $A_2+B+C_1$  оценены в 16,5 млн т. Запасы не утверждены в ГКЗ в связи с незавершенностью технологических исследований [77].

**Цеолиты.** Несмотря на многочисленные проявления цеолитовой минерализации, известные в Восточном склоне Южного Урала в пределах Баймакского и Хайбуллинского районов, практический интерес представляет пока лишь проявление *Тузбекское* (VI-5-22). Оно представлено неравномерной цеолитизацией (диагенетический ломонтит) в туфах основного и смешанного составов, туфопесчаниках, реже в туфоалевролитах и туфоконглобрекчиях в верхней части улутауской свиты и нижней части бугодакской толщи среднего–верхнего девона [89].

Цеолитовая минерализация отмечается также на некоторых месторождениях медноколчеданной и медно-цинковоколчеданной формаций. Так, например, в окологрудно-измененных породах рудных зон месторождения *Майское* (VI-5-28) десмин образует прожилки мощностью до 1 см и более и агрегаты шаровидной формы, имеющие радиально-лучистое строение. Ломонтитовая минерализация широко развита в надрудных кислых туфах месторождения *Юбилейное* (VI-5-31) [86].

## ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

**Алмазы.** Проявления алмазов на территории листа представлены двумя формациями: алмазоносной лампроитовой (коренные) и алмазоносных россыпей (россыпные). По данным ГМК-500 на алмазы, выполненного в 2005–2010 гг. ОАО «Башкиргеология», на настоящий момент достоверно зафиксировано два коренных рудопроявления алмазов – Шатакское и Маярдакское.

Рудопроявление *Маярдакское* (IV-5-11) расположено в районе д. Серменево и приурочено к дайке лампрофиров, относящейся предположительно к колымбаевскому лампроит-лампрофировому гипабиссальному комплексу раннетриасового возраста. Здесь выявлено 10 зерен в валовой пробе объемом 0,5 м<sup>3</sup> из коренных лампрофиров. Алмазы представлены кристаллическими зернами размером 0,1–0,2 мм в виде прозрачных и

просвечивающих бесцветных и светло-желтых изометричных кристаллов с гранями октаэдра и ромбододекаэдра, покрытых штриховкой, а также уплощенных кристаллов с треугольным сечением и спайных обломков неправильной формы. Для кристаллов характерен алмазный блеск на гранях и плоскостях совершенной спайности по октаэдру. Диагностика зерен алмазов выполнена в Геммологическом центре МГУ [259].

Рудопоявление *Шатакское* (IV-4-46) приурочено к лампроитам в поле развития машакской свиты и, возможно, относящимся к машакским субвулканическим образованиям среднерифейского возраста. В пробе весом 445 кг, отобранной из лампроитов, выявлен один знак алмаза. Алмаз представлен бесцветным осколком кристалла октаэдрической формы, от которого сохранились две грани, ребро и сглаженная (тупая) вершина, три другие поверхности осколка являются природными поверхностями скола. Все поверхности алмаза шероховатые, матированные, имеются бороздка и ступенька скола, где поверхности прозрачные с характерным алмазным блеском. По гранулометрии данный кристалл относится к микрокристаллам, размер которого составляет  $0,43 \times 0,40 \times 0,30$  мм [259].

Проявления россыпных алмазов в пределах листа N-40 достаточно многочисленны, на карту вынесены 44 из них (I-6-15, 17, 24; II-5-3, 6, 8, 10, 19, 23, 25, 34; III-3-22; III-4-24; III-5-22, 28; IV-3-11, 17, 21; IV-4-38, 57; IV-5-2, 7, 10, 13, 14, 16, 18; V-3-13, 16, 20, 23, 24, 26, 27, 28, 29, 31; V-4-13, 29, 31, 32, 34, 35; VI-4-7). Подавляющее большинство проявлений сконцентрировано в долине р. Белая на отрезке ее юго-западного и субширотного течения и в нижнем течении ее притоков. Помимо этого достаточно устойчивая алмазоносность зафиксирована в долинах рек Нугуш и Юрюзань, Рязяк в их среднем течении. Единичные находки россыпных алмазов известны также в среднем течении рек Ай, Зилим. Локализация проявлений россыпных алмазов происходит в аллювиальных отложениях широкого возрастного диапазона – от эоплейстоцена до позднего неоплейстоцена–голоцена. В долине р. Кадыш (правый приток р. Белая) многочисленные находки алмазов приурочены к аллювию переуглубленной долины раннеоуплейстоценового возраста. Учитывая тот факт, что раннеоуплейстоценовый аллювий может достигать довольно большой мощности (зафиксированная бурением мощность 24 м) и имеет весьма неоднородный состав с большим количеством валунно-галечного материала в глинистом или песчано-глинистом субстрате, не исключено, что часть находок алмазов в долине р. Кадыш (участок Ахмеровский), сделанных горно-геологическим научно-производственным предприятием «Минас-Ираклион», проинтерпретированных как коренные источники туффизитового типа, на самом деле являются россыпными проявлениями. Всего в россыпных проявлениях обнаружено более 200 алмазов весом от 2,6 до 68,8 мг и два кристалла общим весом в 2 карата. Алмазы преимущественно бесцветные, около 30% имеют различные оттенки: коричневато-дымчатый, интенсивно дымчатый, золотисто-жёлтый, желтоватый, розовый. По морфологии преобладают обломки кристаллов, реже (около 30–40%) отмечаются полные кристаллы, ещё реже (около 5–10%) – обломки неопределённых форм. На поверхности

зёрен алмазов иногда отмечаются следы механического износа, однако подавляющая часть кристаллов следов износа не имеет [259, 265].

Анализ распространения россыпных проявлений алмазов указывает на их пространственную приуроченность в ряде случаев к областям развития тирлянской свиты верхнего ордовика (р. Белая и ее притоки) и такактинской свиты нижнего девона (реки Белая, Нугуш, Рязуяк, Юрюзань, Ай), что подтверждает выводы предшествующих исследователей (М. П. Бархатова, Ю. М. Петров) о возможной роли этих подразделений как вторичных коллекторов.

**Яшма.** На площади листа известно два средних, 12 малых месторождений и четыре проявления яшм, камнесамоцветной метаморфической формации. Госбалансом учтено семь малых месторождений – Сиаль-Тау (III-6-18), Карагаз-Тау (III-6-19), Таш-Казган-2 (III-6-20), Тунгатаровское (III-6-21), Сафаровское (III-6-68), Верхний Бай-Султан (III-6-37) и Мулдакаевское (II-6-80). Все они законсервированы и числятся в Госрезерве. На *Калканском* месторождении (III-6-72) ведутся разведочные работы. Яшмы представляют собой агрегат тонкозернистого кварца, халцедона, кварцина, пропитанных рудной пылью гематита. Среди яшм выделяются однотонные (красные, фиолетовые, сургучные, реже зеленые), ленточные и пестрые. Первая разновидность распространена широко, но по своим декоративным свойствам особенно ценными считаются две последние. Яшмы и яшмоиды приурочены как к «субмонокремнистым» стратиграфическим подразделениям (бугулыгирская, ярлыкаповская, мукасовская свиты), так и к силицитовым прослоям в существенно вулканогенных подразделениях (ирендыкская, карамалыташская, улутауская свиты) преимущественно девонского возраста. Наиболее продуктивными являются бугулыгирская свита и карамалыташская свиты среднего девона.

Наиболее известными месторождениями однотонных яшм являются *Калканское* (техническая яшма) (III-6-72) и *Мулдакаевское* (II-6-80). Мулдакаевское месторождение представлено изолированными выходами яшм и кремнистых туффитов темно-зеленого цвета среди серпентинитов меланжа. Протяженность самого крупного выхода 70 м, мощность 12–15 м. При полировке яшма дает красивый темно-зеленый цвет. Запасы яшмы на Мулдакаевском месторождении, оцененные в 1957 г., категории  $C_2$  – 62 т, остаток на 1.01.2010 г. – 16 т [56, 66].

Ленточными яшмами сложены месторождения *Сафаровское* (III-6-68), *Наврузовское* (III-6-138), *Мурзинское* (VI-5-29). Наурузовское месторождение приурочено к карамалыташской свите. Запасы категории  $C_2$  – 0,11 млн т [89]. Запасы яшмы категории  $C_2$  на Сафаровском месторождении составляют 82 т [56].

К карамалыташской и ирендыкской свитам приурочены также месторождения *Казган-Таш* (III-6-20), *Тунгатаровское* (III-6-21), проявление *Ташбулатовское* (IV-5-35). Запасы яшмы категории  $C_2$  на Тунгатаровском месторождении составляют 7 т [56]. Месторождение Таш-Каган сложено кварц-гематитовыми породами, известными как «яшмы-мясной агат» и представляющими собой продукты фумарольной деятельности. Основная

масса этой разновидности яшмоидов представлена мозаичным (ситцевидным) кварцем и пластинками красного гематита с примесью цветных минералов. Запасы категории С<sub>2</sub>, оцененные в 1957 г., составляют 412 т, остаточные запасы на 1.01.2010 г. – 238 т [56].

**Авантюрин.** В пределах листа известно два малых месторождения авантюрина – *Таганайское (Откликной Гребень)* (II-6-4) и *Тесьминское (Каменная Река)* (II-6-6) камнесамоцветной метаморфической формации. Проявления приурочены к слюдистым разностям крупно- и мелкозернистых кварцитов таганайской свиты. Авантюрин обладает коричневатой, серовато-желтой и красновато-золотистой окраской; отполированный, он по чистоте и красоте превосходит испанский.

Таганайское месторождение разрабатывалось в конце прошлого столетия для изготовления художественных поделок. Запасы авантюрина в крупноглыбовой «каменной реке» на Тесьминском месторождении и в крупноблочных осыпях и скальных обнажениях на Таганайском месторождении практически неограниченны [66].

**Нефрит.** На площади листа известно три проявления нефрита – *Козьма-Демьяновское* (II-6-70), *Кеуштинское* (V-4-38), *Кильдигуловское* (V-4-15), камнесамоцветной метаморфической формации. Козьма-Демьяновское рудопоявление расположено вблизи одноименного талькового месторождения и представлено глыбами нефрита на берегу р. Мал. Иремель [66]. Проявление Кеуштинское приурочено к контакту карамалинской свиты с габброидами юлукского комплекса и представляет собой коренные выходы площадью 1,5–2 м<sup>2</sup> нефритоподобной вязкой светло-зеленой породы. Проявление Кильдигуловское расположено на правом борту долины р. Сарагы и приурочено к полимиктовому серпентинитовому меланжу краинского комплекса тектонитов. Здесь на задернованном склоне отмечается обособленный коренной выход нефрита размером 10×5 м [81]. Все описанные проявления нефрита являются, по-видимому, продуктами метаморфических преобразований серпентинитов.

**Офикальцит** представляет поделочные разности серпентинитового мрамора с мягким рисунком зеленых тонов. На карту вынесено два месторождения – малое *Шишимское (Медведевское)* (II-6-9) и крупное *Черешковское* (II-6-35). Последнее расположено в 9 км юго-восточнее г. Сатка. Залежь офикальцита контролируется интрузией габбродолеритов и имеет пластобразную форму размером 250×35×1,7 м; залегание залежи пологое. Запасы блочного камня по категории С<sub>1</sub> составляют 5730 м<sup>3</sup> [89].

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

### Магматические породы

Месторождения гранитов, гранодиоритов, сиенитов, диоритов, андезитов, туфов основного состава, серпентинитов приурочены к массивам и

штокам интрузивных и пластовым залежам эффузивных пород средне-позднепалеозойского возраста. Расположены объекты главным образом в восточной части листа в пределах Магнитогорского синклинория и зоны ГУРа. Большой интерес в качестве строительного камня представляют вмещающие породы ряда колчеданных (Бакр-Тау, Учалинское, Сибайское и др.) месторождений. Магматические образования используются для производства облицовочного и бутового камня, щебня для бетона, дорожных покрытий, для балласта [89].

**Кислые интрузивные породы.** На площади листа известно шесть крупных (II-6-23, 29; III-6-63; IV-6-41, 54; V-6-22), пять средних (III-6-105; IV-6-32; V-6-1; VI-6-38, 44) и семь малых (III-6-119; IV-6-29, 65; VI-6-9, 10, 18, 51) месторождений гранитов. Балансом учтено два месторождения – крупное месторождение облицовочных гранитов *Мансуровское* (III-6-63) и среднее *Ташмурунское* (III-6-105). Большинство месторождений разрабатываются. Месторождения представлены гранитами тургоякско-сыростанского, ахуново-карагайского, кассельского, мосовского, балканского, джабыкско-санарского, малочекинского, богдановского, салаватского интрузивных комплексов, часть из них пригодны для изготовления облицовочных материалов.

Месторождение облицовочного камня (плагиогранитов) Мансуровское расположено в 20 км к северу от г. Учалы и в 8 км юго-западнее станции Шартымка Южно-Уральской железной дороги. Первоначально плагиограниты разрабатывались на строительный щебень, а с 1960-х годов стали наращиваться объемы добычи облицовочного камня. Месторождение приурочено к штокообразному телу плагиогранитов, плагиогранит-порфиров салаватского интрузивного комплекса нижнего–среднего ордовика. Породы светло-зеленовато-серого цвета, плотные; средняя плотность невыветрелых пород 2,71–2,78 г/см<sup>3</sup>. Граниты, затронутые выветриванием, разбиты пологопадающими трещинами на плиты толщиной 0,1–0,4 м; средняя мощность зоны выветривания 6,0 м. Граниты свежие, залегающие выше уровня грунтовых вод, массивные, толщина плит увеличивается с глубиной от 0,5 до 3,0 м. Форма массива овальная, размером 0,6×1,1 км; направление длинной оси на северо-восток. Граниты оценены на глубину от 160 до 170 м от поверхности. Средняя пористость – 1,2%, водопоглощение – 0,5%, прочность – от 117 до 126 МПа. Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 8,1 млн м<sup>3</sup> [56]. Месторождение эксплуатируется.

К крупным эксплуатируемым месторождениям строительных гранитов относятся: Березовское (IV-6-54), Сыростанское (II-6-23), Хребетское (II-6-29) и Джабыкский карьер (V-6-22) [89].

**Средние интрузивные породы.** На площади листа известно одно крупное Сангалыкское – III-6-49) и четыре малых месторождения – Илектинское (III-6-70), Улузбийское (V-5-23), Северо-Бускунское (V-5-24) и Янгизитовское (VI-5-5). На балансе числятся три месторождения – Сангалыкское, Узлубийское и Северо-Бускунское. Месторождения представлены габбро-



диоритами первой фазы салаватского (III-6-49, 70) и первой фазы худолазовского (V-5-23, 24; VI-5-5) интрузивных комплексов.

Месторождение *Сангалыкское* (III-6-49) расположено в 3,5 км к северу от пос. Мансурово и сложено габбродиоритами. Габбродиориты представляют собой сравнительно редкий петрографический вид салаватского гипабиссального комплекса среднего девона. Месторождение эксплуатируется для производства высокопрочного щебня. Размер месторождения 2560 × 770 м при средней мощности 70–100 м. Объем пород, затронутых выветриванием – 2,5%. Плотность пород, не затронутых выветриванием – 2,75–3,06 г/см<sup>3</sup>, водопоглощение 0,05–0,28%. Средняя марка прочности щебня – «1400», по морозостойчивости – МРЗ-50. Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 87,703 млн м<sup>3</sup> [89].

**Основные и ультраосновные интрузивные породы.** На площади листа известно три крупных – Западно-Озерное (III-6-126), Искужинское (VI-4-11), Шраутауское (VI-5-10) и шесть малых месторождений – Мониторное (III-6-30), Алехинское (III-6-31), Ургунское (III-6-79), Улянды-Кульское (V-5-18), Верхнебасаевское (V-5-25), Южно-Япрактинское (V-5-28). Четыре из них учтены Госбалансом РБ – Ургунское, Западно-Озерное (вскрыша), Улянды-Кульское и Искужинское. Пять месторождений в настоящее время эксплуатируются, одно находится в стадии разведки (Шраутауское), три законсервированы. Месторождения представлены мелкими телами, дайками габбро, габбро-долеритов, габбро-диабазов, габбро-норитов худолазовского и юлукского интрузивного комплекса, телами серпентинитов (Ургунское, Алехинское) сакмарского интрузивного комплекса, которые используются для получения щебня и бутового камня. Серпентиниты также используются как поделочные камни [72].

**Эффузивные породы.** На площади листа известно шесть крупных месторождений – Учалинское (III-6-94), Абзаковское (IV-5-21), Петровское (IV-6-37), отвалы медно-цинкового месторождения Бакр-Тау (VI-5-19), Гумбейское (IV-6-39), Тамаковское (VI-5-34), три средних – Кулукасовское (V-5-2), Пещерское (V-6-8), Таш-Тау (VI-5-20) и два малых – уч. Новоабзаковский (IV-5-23), Среднеуральское (IV-6-51) месторождения. На балансе состоят шесть месторождений – Учалинское, Абзаковское, уч. Новоабзаковский Кулукасовское, Тамаковское и Таш-Тау. Эксплуатируются пять месторождений – Учалинское, Абзаковское, уч. Новоабзаковский, Кулукасовское и Среднеуральское. Месторождения представлены базальтами, андезибазальтами, кластолавами ирендыкской, карамалыташской свит и александринской толщи нижнего–среднего девона.

Месторождение *Учалинское* (III-6-94) является вскрышей одноименного цинк-медноколчеданного месторождения. Базальты, реже кислые вулканыты используются как щебень для всех видов строительства. Переработку осуществляет Учалинский ГОК; производительность – около 500 тыс. м<sup>3</sup> в год. Утвержденные в 1990 г. запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 14,113 млн м<sup>3</sup>, остаточные запасы на 1.01.2010 г. – 11,3 млн м<sup>3</sup> [72, 56].

Месторождение высокопрочного щебня *Абзаковское* (IV-5-21) находится в 4 км северо-восточнее ж/д станции Новоабзаково. Полезный компонент представлен базальтами и андезибазальтами ирендыкской свиты и характеризуется следующими параметрами: средняя плотность 2,86 г/м<sup>3</sup>, средняя пористость 0,95 %, предел прочности в насыщенном состоянии 1479 кг/см<sup>2</sup>. Марка щебня по прочности «1400», по морозоустойчивости – «200», по истираемости – «И-1». Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 164,420 млн м<sup>3</sup>, а по категории С<sub>2</sub> – 258,025 млн м<sup>3</sup> [56, 77].

### Карбонатные породы

**Мраморы.** На площади листа известно одно крупное – Айдырлинское (VI-6-62), четыре малых месторождения – Шишимское (Медведевское) (II-6-11), Тундушское (II-6-12), Кваркенское (VI-6-65), Южно-Айдырлинское (VI-6-73) и одно проявление (I-6-26) облицовочных мраморов. Ни одно из месторождений не учтено Госбалансом, все месторождения разрабатываются. Кваркенское, Айдерлинское и Южно-Айдерлинское месторождения приурочены к биргильдинской толще нижнего карбона. Добываемое из них мраморы и мраморизованные известняки используются как сырье для получения декоративного щебня и мраморной крошки для заполнения бетона. Шишимское (Медведевское) и Тундушское месторождения приурочены к отложениям саткинской свиты нижнего рифея [87, 89].

**Известняк.** На площади листа известно 10 крупных (I-3-8; I-6-30; II-4-9; II-5-21; III-4-3, 18; III-6-45, 86; IV-1-2; V-5-38), 12 средних (I-3-9, 11, 12; I-4-4; II-5-38; III-4-6; IV-1-3; IV-5-41; V-3-37; V-5-6; VI-2-17; VI-5-21) и 63 малых месторождения известняков строительных. Госбалансом учтены 47 из них – семь крупных (I-3-8; II-4-9; II-5-21; III-4-18; III-6-86; IV-1-2; V-5-38), шесть средних (I-3-11, 12; IV-1-3; V-3-37; VI-5-21), 35 малых. Отрабатываются 26 месторождений, остальные законсервированы и находятся в Госрезерве. Месторождения приурочены к карбонатным и карбонатно-терригенным отложениям в широком возрастном диапазоне – от верхнего рифея до средней перми.

Месторождение известняка на строительную известь, известняковую муку и бутовый камень *Мурсалимкинское* (II-5-21) находится в 2,5 км северо-восточнее д. Мурсалимкино. Полезная толща представлена известняками бельской свиты нижнего–среднего девона. Длина разведанной части 1700 м, ширина – от 300 до 700 м, мощность залежи от 22 до 78 м, в том числе необходненной – от 10 до 61 м. Полезная толща закарстована. Средний химический состав известняков (%): CaCO<sub>3</sub> – 91,8; MgCO<sub>3</sub> – 7,1; SiO<sub>2</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,9. Они пригодны для производства муки I-го сорта, II класса, извести строительной (кальциевой и магниальной I-го и 2-го сорта), щебня для обжига на известь, заполнителя бетона, дорожного камня. Балансовые запасы известняков на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 71,84 млн м<sup>3</sup>.

Известняки в качестве стенового камня встречаются значительно реже и представлены Мало-Мещеринским (I-3-11) и Урюшским (I-3-8) месторождениями с общими балансовыми запасами на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> – 19,875 млн т и облицовочного камня – Ассынское (III-4-15), Мулдакаевское (III-4-3), Бедрярышское (III-4-6) месторождения, которые на баланс не приняты. Мало-Мещеринское и Урюшское месторождения представлены оолитовыми известняками пермского возраста, они легко поддаются обработке. В настоящее время месторождения не эксплуатируются.

Месторождения *Ассынское* (III-4-15), *Мулдакаевское* (III-4-3) и *Бедрярышское* (III-4-6) находятся вблизи д. Ассы, на правом берегу р. Инзер. Продуктивной здесь является катавская свита верхнего рифея, а точнее, ее нижняя часть пестроокрашенных биогермных известняков со своеобразной текстурой водорослевых отпечатков, определяющей их декоративность (9–13 баллов). По физико-механическим свойствам эти известняки полностью отвечают требованиям на облицовочный камень и могут применяться в качестве как внутренней, так и внешней облицовки. По результатам оценочных работ запасы категорий С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> по всем трем месторождениям составляют 26,7 млн м<sup>3</sup>.

*Александровское* месторождение (III-4-18) известняков и доломитов миньярской свиты верхнего рифея находится на левом берегу р. Инзер, 7,5 км на юг от пос. Ассы. Длина разведанной части 1960 м, ширина от 340 до 760 м (средняя 590 м), средняя мощность 74,4 м, средняя мощность вскрыши 9,5 м. Химический состав известняков (%): СаО – 47,5, MgO – 3,3, п.п.п. – 40,9; доломитов (%): СаО – 30,9, MgO – 19,1, п.п.п. – 45,1. Установлена возможность получения щебня и дробленого песка. Балансовые запасы камня на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 82,169 млн м<sup>3</sup>, категории С<sub>2</sub> – 20,844. Месторождение не эксплуатируется.

Наиболее крупными также являются – *Злоказовское* (I-6-30), *Казаякское* (II-4-8), *Рысаевское* (III-6-45), *Юлдашевское* (III-6-86), *Аврюзовское* (IV-1-2) и *Худолазское* (V-5-38) месторождения [56, 89].

**Доломит.** На площади листа известно четыре крупных (II-5-22, 37; II-6-15; IV-4-14), пять средних (I-3-13; II-6-18; IV-3-5, IV-6-77, V-4-22) и девять малых (II-6-28; IV-3-3; IV-4-67, 68, 69, 71, 82; V-3-9; VI-6-58) месторождений доломитов строительных. На Госбалансе состоят пять месторождений: три средних – Ильинское (I-3-13), Ташлинское (IV-3-5), «13-й км» (V-4-22) и два малых – Ташлинское (уч. Усольский) (IV-3-3), Гремяченское (V-3-9). Отрабатываются семь месторождений – два крупных – Саткинское (II-5-22), Восточное (II-5-37), три средних – Ташлинское (IV-3-5), Лисьегорское (Агаповское I) (IV-6-77), «13-й км» (V-4-22), два малых – Ташлинское (уч. Усольский) (IV-3-3), Кваркенское (VI-6-58) [56]. Месторождения приурочены к карбонатным и карбонатно-терригенным отложениям рифея, нижнего и среднего карбона, перми. Широко распространенные доломиты саткинской и бакальской свит используются для производства щебня и в качестве облицовочного камня. Однако по составу и физико-химическим свойствам они могут применяться также в

металлургической и химической промышленности, сельском хозяйстве, стекольном и фарфоро-фаянсовом производстве.

Месторождения *Саткинское* (II-5-22), *Березовское* (II-6-28) разведывались в 1960-х годах для использования доломитов в качестве металлургического сырья и строительного камня. Обработка месторождений предусматривалась при вскрышных работах при добыче магнезитов. Месторождения близки по геологическому строению. Продуктивный горизонт представлен мраморизованными доломитами верхнесаткинской подсвиты саткинской свиты. Мощность горизонта меняется от первых десятков до 350 м, залегание пологое (25–30°) с падением к юго-востоку. Запасы месторождений (B+C<sub>1</sub>), составляющие 158,2 млн м<sup>3</sup>, в настоящее время учтены как строительный материал [66].

Месторождение «13-й км» (V-4-22) приурочено к нижней части миньярской свиты верхнего рифея. Расположено в 13 км севернее пос. Старосубхангулово. Доломит пригоден для производства щебня марки «800–1000». Разведанные запасы по категориям A+B+C<sub>1</sub> составляют 2085 тыс. м<sup>3</sup>, при коэффициенте вскрыши 0,24. Возможен прирост запасов за счет глубоких горизонтов месторождения [81].

Месторождение *Таулинское* (IV-3-5) сложено доломитами и доломитизированными известняками нижнего карбона, мощность их до 200 м. Химический состав доломитов (%): CaO – 31,54; MgO – 20,48; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,05; Ar<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,23; SiO<sub>2</sub> – 2,25; п.п.п. – 45,55. Запасы 601 тыс. т. Месторождение эксплуатируется [75].

Месторождение *Кваркенское* (VI-6-58) расположено на левом берегу р. Суундук, в 2,5 км к востоку от пос. Кваркено. Месторождение представлено доломитизированными известняками биргильдинской толщи нижнего карбона, предварительно разведано на глубину 128 м. Доломиты мелкокристаллические, темно-серые. Гидрогеологические и горнотехнические условия неблагоприятны [87].

**Мергель.** На территории листа известно два крупных месторождения – гора Груздовик (II-5-41), Инзерское (Гумбинское) (III-4-22) и одно среднее – Обухова Распашка (II-5-43). Ни одно из месторождений не учтено Госбалансом. Обрабатывается лишь одно из них – месторождение горы Груздовик. Месторождения приурочены к отложениям инзерской и катавской свит верхнего рифея.

Месторождение *Изерское* (Гумбинское) (III-4-22) локализовано в катавской свите, продуктивными являются два горизонта глинистых известняков и мергелей мощностью 210 м. Суммарная мощность прослоев, пригодных для производства портландцемента, составляет 44 м. Средний химический состав мергелей по 18 пробам следующий (%): SiO<sub>2</sub> – 14,47; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,16; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,97; CaO – 41,28; MgO – 1,74 и п.п.п. – 33,86. Максимальная температура обжига 1380–1400 °С. Запасы по категории C<sub>2</sub> составляют 24,05 млн т. Перспективы увеличения запасов цементного сырья за счет разведки площадей, прилегающих к месторождению, и других участков развития катавской свиты весьма благоприятны [70].

## Глинистые породы

Месторождения данной группы разнообразны по происхождению, возрасту, химическому составу и физическим параметрам. Основным источником сырья являются неоплейстоценовые суглинки и глины элювиального, делювиального и аллювиального генезиса. Залежи имеют пласто- и линзообразную форму, горизонтальное залегание, протяженность 0,2–2,0 км при ширине 0,2–0,9 км. Сверху перекрываются почвами, суглинками, супесями мощностью 0,1–3,0 м. Средняя мощность промышленных залежей колеблется от 3,9 до 13,6 м [89].

**Глины и суглинки кирпичные и черепичные.** На площади листа известно четыре крупных (III-1-34; IV-3-50; IV-6-81, 82), семь средних (II-1-34; II-5-58; IV-2-20, 40; IV-3-51; V-2-76; VI-3-25) и 152 малых месторождения. На Госбалансе состоят 142 месторождения. Отрабатываются 57 месторождений, из которых два крупных – Мурадымовское (III-1-34), Нагайбакское (IV-6-81), два средних – Мурдашевское (IV-2-40), Талалаевское (IV-3-51), остальные малые.

Месторождения кирпичных глин распространены на всей территории и приурочены к элювиальным, делювиальным, аллювиальным отложениям плиоцена, неоплейстоцена и голоцена. Для производства кирпича в глины требуется добавка песка-отошителя. Кирпич, полученный из сырья этих месторождений, соответствует маркам «100» и «125», реже – «75» и «150».

Одним из крупных и характерных месторождений кирпичных глин является *Уфимское* (II-2-38). Оно находится на левом берегу р. Белая, в 10 км севернее ж/д станции Уфа. Полезная толща сложена верхнеплейстоценовыми аллювиальными суглинками и супесями. Длина разведанной пластообразной залежи 2050 м, ширина от 750 до 1115 м, средняя мощность 8,3 м. Гранулометрический состав глин: менее 0,005 мм – 18,0%, 0,005–0,05 мм – 64,2%, 0,05–1,0 мм – 17,8%, верхний предел пластичности 30,3. Глины пригодны для производства кирпича марки «100» и дренажных труб. Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 6,882 млн м<sup>3</sup>, С<sub>2</sub> – 1,952 млн м<sup>3</sup>. Месторождение эксплуатируется [56, 89].

**Глины для цементного производства.** На площади листа известно два крупных – Красноярское (IV-3-62), Мичуринское (IV-3-65) и два малых – Мурсалимкинское (II-5-57), Стерлитамакское III (IV-2-28) месторождения. На Госбалансе числятся два крупных месторождения – Красноярское и Мичуринское. Отрабатываются – Мичуринское и Мурсалимкинское месторождения. Глины приурочены к аллювиальным и делювиальным отложениям среднего–верхнего неоплейстоцена и голоцена и используются в качестве глинистого компонента при производстве портландцемента.

Месторождение *Мичуринское* (IV-3-65) находится у северо-восточной окраины г. Стерлитамак. Полезная толща представлена голоценовыми аллювиальными отложениями высокой поймы р. Белая. Средние размеры пластообразных залежей 1800×1000 м, мощность их от 6,9 до 17,4 м, средняя мощность вскрыши 0,5 м. Объемный вес глины 1,84 и 1,8 г/см<sup>3</sup>,

глины пригодны для производства поргландцемента марок «400–500», строительного цемента марок «300» и «500». Запасы категорий А+В+С<sub>1</sub>, утвержденные в 1988 г., составляют 20,8 млн т, остаточные по состоянию на 1.01.2010 г. – 17,5 млн т. Месторождение эксплуатируется цементным заводом Стерлитамакского ОАО «Сода» [56, 89].

**Глины керамзитовые.** На территории известно одно крупное – Касимовское (II-3-52) и шесть мелких – Бадраковское (I-2-35), Сургучное (II-3-32), Тавтимановское (II-3-40), Шляпинское (II-3-41), Сальзегутовское (III-3-37), Михайловское (IV-3-61) месторождений данного вида сырья. Все месторождения находятся на Госбалансе. Отрабатываются лишь два из них – Касимовское и Сальзегутовское. Месторождения расположены в западной части листа. Сырье представлено делювиальными и аллювиальными суглинками и легкими глинами неоплейстоценового возраста. Вблизи крупного Уфимского промышленного центра, в 14,5 км юго-западнее д. Иглино находится Касимовское месторождение керамзитовых глин. Представлено оно алевритистыми, карбонатизированными глинами. Размер пластообразной залежи 1100×650 м, средняя мощность 15,6 м, средняя вскрыша 0,5 м. Объемный вес глины 1,86 г/см<sup>3</sup>, число пластичности 16,9–30,9. Получаемый керамзит по объемному весу марки «400–450» и по прочности – марки «400». Утвержденные запасы (млн м<sup>3</sup>) категорий А+В+С<sub>1</sub> – 10,6, категории С<sub>2</sub> – 14,8, остаточные запасы по состоянию на 1.01.2010 г. – 5,1 млн м<sup>3</sup> [56, 89].

**Сланцы кровельные.** На площади листа известно четыре средних – Верхне-Ятвинское (IV-5-19), Узяно-Темировское (V-4-26), Атинское (V-4-36), Кананикольское (V-4-45) и одно малое – Атлянское (II-6-45) месторождения сланцев кровельных. На Госбалансе состоит лишь одно среднее месторождение – Верхне-Ятвинское. Отрабатываются два месторождения – Верхне-Ятвинское и Атлянское. Все месторождения приурочены к зилаирской свите верхнего девона–нижнего карбона.

Месторождение *Верхне-Ятвинское* (IV-5-19) приурочено к нижней части разреза зилаирской свиты и представлено филлитовидными тонкослоистыми и листоватыми сланцами. В разрезе месторождения насчитывается до 10 пачек кровельных сланцев общей мощностью около 100 м. Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 6,555 млн м<sup>3</sup> [77].

На *Атлянском* (II-6-45) месторождении филлитовидные кремнистые сланцы зилаирской свиты слагают три залежи мощностью 160, 30 и 75 м и длиной соответственно 350, 200 и 400 м. Породы использовались для изготовления оселков и грифельных досок [89].

### Обломочные породы

**Песчано-гравийный материал.** На площади листа известно 163 месторождения песчано-гравийного материала, из них 15 крупных (I-2-43; II-2-16, 17, 31, 35; II-3-36; III-2-17, 18; III-3-32, 33; IV-2-34, 42; IV-3-39, 63; V-6-66), восемь средних (II-3-50; IV-3-43; V-2-49, 50, 51, 60, 61, 69) и

141 малые. На Госбалансе состоят 129 месторождений. Отрабатываются 106 месторождений.

В подавляющем большинстве месторождения приурочены к неоплейстоценовым и голоценовым отложениям больших и малых рек, гораздо реже – к плейстоценовым элювиальным и делювиальным отложениям, сформировавшимся за счет разрушения конгломератов и песчаников верхней перми. Качество песков и гравия в основном хорошее, но требуется отмыв пылеватых и глинистых частиц, что в большинстве случаев обеспечивается при гидромеханизированной разработке месторождений, большая часть которых обводнена.

Одним из наиболее крупных месторождений песчано-гравийной смеси в западной части листа является *Табьинское* (IV-3-39), которое приурочено к пойме и первой надпойменной террасе р. Белая, в 9 км к востоку от ж/д станции Белое Озеро. Площадь месторождения 161 га. Мощность полезной толщи в среднем 18,2 м, средняя мощность вскрыши 2,0 м. Песчано-гравийный материал преимущественно серовато- и желтовато-коричневого цвета, однородный по гранулометрическому составу как по разрезу, так и по площади. Содержание гравия в смеси колеблется от 31,7 до 66,8%. Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> – 24,132 млн м<sup>3</sup>, С<sub>2</sub> – 5,436 млн м<sup>3</sup>. Месторождение зарезервировано [56, 89].

Типичным представителем данного вида сырья в восточной части листа является месторождение *Гумбейское 1* (V-6-66), приуроченное к нижне-неоплейстоценовым аллювиальным отложениям, залегающим в основании разреза аккумулятивных террас ниже уреза воды. Средний состав залежи Гумбейского месторождения (%): гравий – 29,98, песок – 63,88, глина – 6,14. Песчаная фракция используется как наполнитель в бетоны и растворы и как балластный материал для дорог. Гравий может использоваться как крупный наполнитель в бетоны марок «300» и «350». Запасы по кат. В+С – 31,178 млн м<sup>3</sup>. Возможен прирост запасов к югу и северо-востоку в долинах рек Урал и Гумбейка [83].

**Песок строительный.** На площади листа известно одно среднее – Русский Ангасяк (I-1-39) и 74 малых месторождения песков. На Госбалансе состоят большинство из них. Отрабатываются лишь 17 месторождений. Месторождения строительных песков приурочены в основном к неоплейстоценовым аллювиальным (иногда эоплейстоценовым) и делювиальным, реже – к элювиальным отложениям, развитым по пермским песчаникам. Продуктивные горизонты имеют пласто- и линзообразную форму. Мощность полезной толщи колеблется в пределах 0,2–24,0 м при средних значениях от 1 до 15 м. Мощность вскрышных пород, как правило, незначительна и не превышает 1–2 м, но на некоторых месторождениях достигает, участками, 10–20 м. На некоторых месторождениях пески подстилаются или перекрываются песчано-гравийными материалами; запасы последних во многих случаях подсчитаны отдельно. Пески преимущественно граувакковые, сложены зернами кварца, полевых шпатов, амфиболов, пироксенов и других минералов, а также обломками кварцево-кремнистых, карбонатных, изверженных и прочих горных пород. Встречаются также кварцевые и кварцево-кремнистые

разности. Преобладают мелкозернистые пески; менее распространены тонко-, средне- и крупнозернистые. Нередко пески содержат заметную и даже значительную примесь гравия, гальки, пылеватых и глинистых (до 30 % и более) частиц. Содержание органических веществ обычно незначительно.

Месторождение *Бураевское* (I-2-18), расположенное на северо-восточной окраине д. Бураево, приурочено к аллювиальным отложениям эоплейстоцена. Пески желтовато-серые полимиктовые мелкозернистые, пылевато-глинистые, слабоизвестковистые. Гранулометрический состав песков: > 3 мм – 3,4%; 3–0,05 мм – 73,5%; 0,05–0,005 мм – 2,2%; 0,005–0,001 мм – 16,9%. Мощность полезной толщи от 0,3 до 3,8 м. Вскрышными породами являются глины и суглинки мощностью до 4,5 м. Запасы песка категорий В+С<sub>1</sub> – 200 тыс. м<sup>3</sup>; С<sub>2</sub> – 168 тыс. м<sup>3</sup> [58].

Месторождение *Дюртюлинское* (III-2-35), расположенное в 0,7 км к юго-западу от ж/д станции Дюртюли на правобережье р. Ярыш, приурочено к средне-верхнелепесточным делювиальным отложениям. Песок среднезернистый слабоглинистый. Гранулометрический состав: >3 мм – 0,1%; 3–0,05 мм – 71,8%; 0,05–0,005 мм – 12,3%; 0,005–0,001 мм – 15,9%. Средняя мощность песков 12,6 м, вскрыши – 0,53%. Запасы песка категории С<sub>1</sub> – 1,7 млн м<sup>3</sup>; С<sub>2</sub> – 2,2 млн м<sup>3</sup>. Месторождение учтено Госбалансом РБ, находится в Госрезерве [56, 68].

Месторождение песка-отощителя *Миякинское* (IV-1-32) расположено в 2 км восточнее с. Киргиз-Мияки и приурочено к элювиальным и делювиальным неоплейстоценовым отложениям, развитым по породам средней перми. Полезная толща представлена невыдержанными по мощности (0,8–4,4 м) зеленовато-серыми мелкозернистыми, слабосцементированными известковистыми и слабоглинистыми песчаниками, разрушенными до состояния песка. Они перекрываются в основном почвой. Содержание песчаных фракций от 61,2 до 72,7%, содержание частиц более 1–3 мм – 0,8–4,3%. Химический состав (%): SiO<sub>2</sub> – 68,3–81,6; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 6,85–7,8; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 3,6–5,7; сера и щелочи не содержатся; карбонатов – 1–6,3%. Продуктивная толща не обводнена. Запасы по категориям А+В – 0,116 млн м<sup>3</sup> [149].

Месторождения *Ишдавлетовское* (V-4-53) и *Тугай* (V-4-54) приурочены к верхнелепесточным аллювиальным отложениям первой надпойменной террасы р. Белая, представленным мелкозернистыми пылеватыми песками.

Месторождение Ишдавлетовское расположено в 2,5 км на юго-запад от пос. Старосубхангулово. Средняя мощность полезной толщи 1,63 м. Запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> – 76 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение законсервировано [81]. Месторождение Тугай расположено в 1 км севернее д. Старосубхангулово, запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> – 194 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение законсервировано [81].

**Песок стекольный.** Известно одно среднее (IV-3-49) и одно малое (III-3-49) месторождение песков стекольных. Оба месторождения состоят на Госбалансе, отрабатывается лишь одно среднее месторождение Караул-Тау. Малое месторождение песков стекольных Михайловское (III-3-49) разведывается.



Месторождение *Караул-Тау* (IV-3-49) расположено в 13 км на юго-запад от г. Красноуольский. Пески образуют две залежи (Основную и Северную) неправильной формы с языкообразными ответвлениями и перемычками, расположенные в 500 м друг от друга. В вертикальном разрезе обе залежи имеют сложную корытообразную форму с крутыми высокими бортами, сложенными глинами мелового возраста. Мощность полезной толщи по Основной залежи составляет 2–42 м, по Северной 5–42 м, средняя по обеим залежам 14–15 м. Мощность вскрыши достигает 13,2 м. Нижняя часть полезной толщи обводнена. Пески почти чисто кварцевые, содержат 0,5–0,6% зерен полевых шпатов, до 2,0% глинисто-охристых образований, 0,01–0,34% тяжелой немагнитной, до 0,04% электромагнитной и следы магнитной фракций. Среднее содержание зерен размером до 0,1 мм – 4,75%, 0,1–0,8 – 95,01%, более 0,8 мм – 0,24%. Месторождение с 1978 г. разрабатывается Красноуольским стекольным заводом. В 1997 г. для производства оконного стекла им добыто 15 тыс. т песка, что соответствует проектной мощности карьера. Утвержденные запасы песка категорий А+В+С<sub>1</sub> – 1,9 млн т; С<sub>2</sub> – 0,3 млн т. Остаточные запасы по состоянию на 1.01.2010 г. – 1,4 млн т [56, 149].

**Песчаник.** На площади листа известно четыре малых месторождения песчаников – Ново-Белокатайское (I-5-9), Куянайское (II-5-1), Кандринское (III-1-3), Мраковское (V-3-34). Приурочены они к карбонатно-терригенным отложениям нижней перми. Все месторождения числятся на Госбалансе и находятся в резерве. Песчаники представлены тонко-, мелко-, средне- и разномышными кварц-полевошпатовыми и полимиктовыми разностями, местами пористыми, иногда они известковистые. Мощность полезной толщи на месторождениях колеблется от 0,1 до 14,8 м, вскрышных пород – от 0 до 10 м. Сопротивление камня сжатию в воздушно-сухом состоянии изменяется от 65 до 1075 кг/см<sup>2</sup>. Они пригодны в основном для получения бута марок по прочности «200–800» и по морозостойкости «F15-25». Частично песчаники могут перерабатываться на щебень.

Мраковское месторождение расположено в 3 км к северо-западу от д. Мраково. Сложено песчаниками артинского яруса. Полезная толща прослежена до 700 м, мощность от 4 до 8 м, толщина плиток от 1,5 до 5 см. Песчаники относятся к тяжелому бутовому камню. Утвержденные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 0,1 млн м<sup>3</sup>. Остаточные запасы по состоянию на 1.01.2010 г. – 0,96 млн м<sup>3</sup> [56, 149].

## ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

**Гипс, ангидрит.** На территории известно 18 месторождений и одно проявление гипсов, относимых к гипс-ангидритовой сульфатно-карбонатной формации, осадочного генетического типа, большая часть которых расположена в пределах Южно-Предуральской меднорудной гипсоносно-соленосной минерагенической зоны. По крупности большинство месторождений малые, лишь пять из них крупные – Камеевское (I-3-7), Агаповское (IV-6-59), Охлебининское (III-3-4), Участок Западно-Кардонный (IV-3-19),

Селеукское (IV-3-22), одно среднее – Тюлько-Тюбинское (II-4-5). На Госбалансе числятся 12 малых месторождений. Пять месторождений разрабатываются – Камеевское, Охлебинское, Участок Западно-Кардонный, Селеукское и Сандинское (V-2-42). Подавляющее большинство известных объектов приурочено к филипповской и иренской свитам нижней перми. В юго-восточной части листа единичные месторождения (IV-5-51, IV-6-59) приурочены к отложениям уртазымской свиты среднего карбона.

Эталонным объектом в пределах Южно-Предуральной минерагенической зоны является Селеукское месторождение, расположенное на правом берегу р. Селеук у д. Ишеевой. Полезная толща месторождения представлена светло-серыми мелко-, средне- и крупнокристаллическими гипсами, иногда переслаивающимися с пачками глинисто-карбонатных пород небольшой мощности. Нижние горизонты представлены преимущественно гипсами и ангидритами. Гипсовая толща в виде скальных выходов прослеживается от д. Ишеевой до горы Шай-Тау. Содержание  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$  – 65–93,6%;  $\text{MgO}$  – 0,59–3,94%;  $\text{HO} + \text{R}_2\text{O}_3$  – 0,25–4%; при средней мощности 2,3 м. Утвержденные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 28,6 млн т; категории С<sub>2</sub> – 390,6 млн т. Остаточные запасы по состоянию на 1.01.2010 г. – 28,6 млн т. Месторождение эксплуатируется Стерлитамакским содово-цементным комбинатом. Запасы могут быть увеличены за счет доразведки и распространения гипсов к северу и востоку от месторождения [56, 75].

Месторождение Мало-Байковское (IV-3-37) находится в 0,5 км к северу от д. Мал. Байково. Гипсы светло-серого и серого цвета, мелко- и среднекристаллические. Мощность вскрыши от 0 до 14,5 м. Гипсы разрабатываются алебастровым цехом Салаватского кирпичного завода. Утвержденные запасы категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 1,04 млн т. Остаточные запасы по состоянию на 1.01.2010 г. – 1,02 млн т. Запасы могут быть увеличены за счет доразведки гипсов кунгура к северу от месторождения [56, 75].

В пределах Учалинско-Иреклинской минерагенической зоны эталонным объектом является Агаповское месторождение (IV-6-59). Гипс-ангидритовые месторождения локализованы среди известковистых алевролитов и мергелей в верхней части уртазымской свиты. Мощность 1–12,1 м, глубина залегания 84–221 м, содержание 83,9%. Запасы категории С<sub>2</sub> – 33,3 млн т [78].

**Кварцит.** Известно 11 месторождений кварцитов, из них шесть крупных – Магнитный Ключ (I-6-21), Восточно-Буландихинское (II-5-29), Южное (II-5-36), гора Волчья Шишка (II-5-44), Малиногорское (III-5-41), Мурун (Яндыктау) (IV-5-8), два средних – Юрюзанский Гребень (II-5-42), Паленое (II-6-8) и три малых – Курманское (I-6-7), Китайское (III-5-38), Калмакское (V-4-49). Ни одно из месторождений не состоит на Госбалансе. Отрабатываются лишь три из них – Курманское, Восточно-Буландихинское и Паленое. Месторождения кварцитов в основном связаны со слабометаморфизованными терригенными отложениями рифея, реже – верхнего ордовика.

Месторождение *Паленое* (II-6-8), расположенное на северной окраине г. Сатка, приурочено к кувашской свите среднего рифея. Полезная толща имеет среднюю мощность 67 м, разведана по простиранию на 800 м.

Кварциты месторождения используются в основном (88,5%) для производства динаса первого класса и ферросилиция, а также в качестве бута. Запасы (В+С<sub>1</sub>) составляли 6,8 млн т, в результате обработки сократились до 6,5 млн т [66].

Месторождение *Мурун (Яндыктау)* (IV-5-8) приурочено к зигальгинской свите среднего рифея. Кварциты пригодны для изготовления динаса, характеризуются чистотой и постоянством состава. Месторождение законсервировано [77].

Месторождение *Восточно-Буландихинское* (II-5-29) также представлено кварцитами зигальгинской свиты среднего рифея. Месторождение эксплуатируется. Запасы категорий В+С<sub>1</sub> составляют 42 млн т при среднем содержании SiO<sub>2</sub> – 97,04%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> < 1,3% [89].

**Глины красочные и другие минеральные краски.** На площади листа известно одно среднее – Сахаринское (V-6-29) и шесть малых месторождений – Тундушское (Сунгурское) (II-6-10), Тирлянское (III-5-27), Кутлугузинское (IV-3-6), Байгузинское-1 (IV-3-34), Байгузинское-2 (IV-3-31), Веселовское (V-3-15) и три проявления глин красочных и минеральных красок. На Госбалансе состоит лишь одно малое месторождение – Тирлянское. Эксплуатируются два малых месторождения – Тирлянское и Байгузинское-1. Месторождения представлены тонкодисперсными, иногда запесоченными, сильно ожелезненными, охристыми глинами, мощностью около 6 м.

Месторождение *Веселовское* (V-3-15) находится в 18 км к востоку-северо-востоку от ж/д станции Мелеуз. Полезная толща представлена неогеновыми глинисто-охристыми породами и чистыми охрами. Длина разведанной части линзообразной залежи 350 м, ширина от 40 до 80 м, средняя мощность 6,1 м, средняя мощность вскрыши 3,8 м. Средние содержания в охрах Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 44,3%, выход товарной охры после обогащения 65–72%. Отвечает требованиям на охру сухую марки «А» для лакокрасочной промышленности. Запасы охр категории С<sub>1</sub> – 0,034 млн т и С<sub>2</sub> – 0,445 млн т.

В качестве сырья для минеральных красок могут быть использованы глауконитовые пески позднемелового возраста, которые разведаны на Байгузинском месторождении в 8 км юго-восточнее г. Ишимбай. Полезная толща здесь представлена мелкозернистыми желтовато-зелеными, зелеными и темно-зелеными песками. Длина разведанной части линзообразной залежи 200 м, средняя ширина 35 м, средняя мощность 6,7 м. Пески тонкозернистые, при сухом обогащении пригодны как сырье для производства зеленых пигментов. Запасы глауконитовых песков по категории С<sub>1</sub> – 0,09 млн т. Перспектив прироста запасов нет [89].

Месторождение *Тирлянское* (III-5-27), расположенное в 5 км на юго-восток от пос. Тирлянский, представлено выходами охристой глинистой массы формации коры выветривания. Они прослежены по простиранию на 100 м при ширине выхода 50 м и глубине распространения 10 м. Химико-технологические испытания показали пригодность охр в качестве краски. По состоянию на 1.01.2010 г. балансом были учтены запасы: охры – категории В+С<sub>1</sub> – 285 тыс. т (в том числе: категории В – 123 тыс. т, С<sub>1</sub> – 162 тыс. т), категории С<sub>2</sub> – 212 тыс. т; глины каолиновые – 11 тыс. т [56, 71].

Месторождение *Сахаринское* (V-6-29), расположенное в 13 км на юг от ж/д станции Субутак, связано с корами выветривания по интрузивным породам сахаринского комплекса среднего девона. Пигменты желтого, желто-красного цвета. Запасы категории  $C_2$  – 14,7 млн т [83].

**Агросырьё.** Это рыхлые карбонатные породы, представленные двумя типами отложений: рыхлыми доломитами, доломитизированными известняками и известняками – продуктами коры выветривания по плотным карбонатным породам; туфами известковистыми и торфо-туфами – образованиями болот, озер, стариц. На площади листа известно 124 месторождения агроруд, среди которых три крупных – Битуллинское (I-3-29), Малиновое (I-4-13), Буганакское (IV-5-57), четыре средних – Апутовское (I-6-38), Федоровское (II-3-19), Тавтимановское (II-3-37), Калканское (III-6-142) и 117 малых. Большинство месторождений учтены Госбалансом и находятся в резерве. Отрабатывается лишь 14 из них.

Месторождение *Федоровское* (II-3-19) сложено рыхлыми продуктами выветривания известняков белебеевской свиты (элювий). Конфигурация залежи полезного ископаемого линзообразно-пластовая (кора выветривания линзообразная, а плотные известняки пластово-линзообразные). Мощность продуктивной толщи 4,1 м. Данные гранулометрического анализа следующие: фракции менее 5 мм – 30%, менее 10 мм – 50%, более 20 мм – 21%. Химический состав доломитизированных известняков (%):  $CaCO_3$  – 56,41;  $MgCO_3$  – 20,05;  $CaO$  – 31,85;  $MgO$  – 9,54;  $R_2O_3$  – 4,09; п.п.п. – 17,85. Месторождение сухое, балансовые запасы его на 1.01.2010 г. категорий  $A+B+C_1$  – 1,082 млн т. Месторождение зарезервировано.

Месторождение *Аксаганское* (I-5-29) представлено голоценовыми озерно-болотными образованиями (торф, известковые туфы и торфотуфы, ил, глина илистая), приуроченными к поверхности третьей надпойменной террасы р. Белая. На месторождении выделяется одна залежь, вытянутая полосой шириной 250–500 м вдоль северо-западной береговой линии болота Аксаган на 1500 м. Полезная толща представлена известковистыми торфо-туфами желтовато-серого и серовато-коричневого цвета с включением растительных и фаунистических остатков. В прослоях в них встречаются известковистые туфы светло-серого цвета песчано-алевритовой зернистости. Мощность слоя изменяется от 0 до 4,5 м и в среднем 1,8 м. Средний химсостав агроруд (%):  $CaO$  – 32,28;  $MgO$  – 0,44;  $R_2O_3$  + п.п.п. – 4,69;  $CaCO_3 + MgCO_3$  – 59,19. По химсоставу агроруды могут быть использованы в сельском хозяйстве. Месторождение учтено Госбалансом. Утвержденные запасы (1969, 1973 гг.) категорий  $A+B+C_1$  составляют 1,128 млн т; остаточные запасы по состоянию на 1.01.2010 г. – 0,056 млн т [56, 89].

## СОЛИ

**Соли натриевые (галит).** На площади листа известно два крупных – Яр-Бишкадакское (IV-3-27), Правобережный (IV-3-28) и четыре малых месторождения – Лемезинское (II-4-16), Стерлибашевское (IV-2-14), Стерли-тамакское (Катенька) (IV-3-13), Федоровский участок (V-2-14). Три из них

числятся на Госбалансе – Стерлибашевское, Стерлитамакское (Катенька) и Яр-Бишкадакское. Разрабатываются лишь два крупных месторождения. Месторождения солей связаны с отложениями кунгурского яруса и приурочены к Предуральскому краевому прогибу и прилегающей к нему части платформы в районе г. Стерлитамак. На платформе соленосные толщи развиты в пределах Федоровско-Стерлибашевского вала. Соленосные горизонты здесь представлены крупнокристаллическим галитом, обогащенным сильвином с примесью глинистого материала и ангидрита.

Стерлибашевское месторождение каменной и калийной соли имеет балансовые запасы около 10 млрд т с содержанием NaCl от 76 до 91%. В Предуральском краевом прогибе соленосные отложения распространены на всем протяжении от г. Аша на севере до рамки геокарты на юге. Полезная толща здесь связана с синклинальными структурами, вытянутыми вдоль прогиба. Выделяются три зоны распространения соленосных отложений: западная, центральная и восточная. Центральная зона отличается широким развитием каменных солей мощностью 50–350 м и в отдельных случаях до 1000 м.

В юго-западной части зоны на северной окраине г. Ишимбай располагается Яр-Бишкадакское месторождение каменной соли. Соляная залежь здесь находится на глубине от 480 до 1300 м от поверхности, мощность ее колеблется от нескольких десятков до 735,5 м. Преобладающим минералом является галит, затем ангидрит, гипс и полигалит. Содержание NaCl составляет от 92,05 до 99,2%, CaSO<sub>3</sub> – 0,6%, нерастворимый остаток – от 0,2 до 2,5%. Чистая галитовая порода представляет наибольшую ценность в промышленном отношении, она при выщелачивании дает рассол кондиционного качества для содового производства в г. Стерлитамак. Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категорий А+В+С<sub>1</sub> составляют 3392,801 млн т, С<sub>2</sub> – 2866,505 млн т. Месторождение зарезервировано.

Стерлитамакское (Катенька) месторождение находится в 3 км южнее ж/д станции Куганак. Соляные отложения связаны с кунгурским ярусом. Каменная соль отлагалась в депрессиях артинского рельефа, постепенно нивелируя его. На месторождении преобладает галит, затем в меньших количествах – ангидрит, гипс, полигалит, целестин и др. Балансовые запасы на 1.01.2010 г. категории С<sub>1</sub> составляют 20,8 млн т. Прогнозные ресурсы Стерлитамакско-Ишимбайского района оцениваются в 125 млрд т [89].

**Соли калиевые (сильвин).** На юго-западе листа известно единственное проявление данного вида сырья – Шарлыкское (V-1-15).

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

На рассматриваемой территории известны многочисленные естественные и искусственные выходы подземных минеральных вод и лечебных грязей.

**Минеральные лечебные воды** Волго-Камского артезианского бассейна имеют пестрый состав. На западе, на большей части провинции,

распространены почти исключительно сульфатные воды без специфических компонентов. Только вблизи г. Бирск (I-2-11) и в одной из скважин курорта «Красноусольский» (IV-3-2) известны воды с радоном. Сульфатные кальциевые воды (до 3 г/дм<sup>3</sup>) преобладают по р. Уршак (южнее г. Уфа), вдоль долины р. Белая до г. Бирск, а также на территории г. Уфа. Выходы воды в виде родников и скважин. Из скважин производят разлив воды: «Уфимская» (Уфимская скв. 86 – II-3-11), «Нурлы» (Зеленая Роща – II-3-15), «Красноусольская» (Красноусольское ист. 12 – IV-3-2), родник Талалаевский (IV-3-1). По бальнеологическим свойствам, по классификации В. В. Иванова и Г. А. Невраева, вода «Уфимская» аналогична воде курорта «Краинка». На территории курорта Юматова из скважины с лечебной целью используют сульфатную магниевую-кальциевую воду с минерализацией 2,4 г/дм<sup>3</sup> (Юматовское – III-2-2). Состав вод Уржумских родников (I-2-10) хлоридный натриевый с минерализацией до 11,9 г/дм<sup>3</sup>. По типу они близки к новоижжевской воде. Из микрокомпонентов присутствуют Вг – до 3 мг/дм<sup>3</sup>, Вг<sub>2</sub>О<sub>3</sub> – 0,75–1–5 мг/дм<sup>3</sup> [5, 89].

Радоновые воды известны в пределах Юрюзано-Сылвенской впадины вдоль левого берега р. Юрюзань, от с. Куселярово вниз до горы Куткантау на протяжении 3,5 км. Воды слаботермальные (15–21 °С) и имеют слабый запах сероводорода. Наиболее известен родник «Кислый» (I-4-6). Вода в нем сульфатно-хлоридная магниевая-кальциевая-натриевая с минерализацией 1,0 г/дм<sup>3</sup>. В настоящее время ведется промышленный разлив воды родника «Кургазак» (II-5-2), который находится в 2,5 км южнее курорта «Янгантау» на левом склоне долины р. Юрюзань и выходит из известняков нижнего карбона с дебитом 120 л/с и минерализацией 0,6 г/дм<sup>3</sup>. Вода сульфатно-гидрокарбонатная магниевая-кальциевая с содержанием радона 230 Бк/л, используется на курорте «Янгантау» как лечебно-питьевая [5, 89].

Для Бельской мегавпадины характерен пестрый состав минеральных вод. В районе курорта «Красноусольский» по берегам р. Усолка минерализованные воды выходят в родниках и вскрыты скважинами. По составу они хлоридные натриевые сероводородные, бессероводородные, радоновые. Минерализация их от 3–10 до 60–70 г/дм<sup>3</sup>. Для трещинных вод Складчатого Урала также характерен пестрый состав минеральных вод. Родник Тереклинский (III-3-11), который находится среди низкогорных хребтов, имеет хлоридный натриевый состав с минерализацией до 1,8 г/дм<sup>3</sup>. Родник Аскынский (III-3-18) выходит рассредоточенными струями из известняков среднего карбона с дебитом от 50 до 90 л/с. По составу вода – гидрокарбонатно-хлоридная натриевая [89].

**Грязи лечебные.** На площади листа данный вид полезных ископаемых представлен девятью малыми месторождениями. Госбалансом учтено четыре месторождения – Участок Кутебак (I-5-20), оз. Серям-Туба (IV-3-47), оз. Безымьянное 1 (IV-5-61) и оз. Талкас (V-5-46). Месторождения, состоящие на балансе, отрабатываются. Из остальных отрабатывается лишь месторождение Родник «Кислый» (I-4-23). На западе территории в пределах области Русской равнины локальные скопления лечебных грязей зачастую приурочены к местам выхода минеральных источников (оз. Серям-Туба –

IV-3-47), а также отмечаются на дне некоторых озер (оз. Кандрыкуль – III-1-23) и Асликуль – III-1-28 и на площади торфяных болот.

На дне оз. Кандрыкуль на 7–8 м имеется иловатая грязь мощностью 1–1,5 м. Грязь серая с зеленоватым оттенком с запахом сероводорода, удельным весом 1,1–1,34 г/см<sup>3</sup>. Дно оз. Асликуль устилает слой грязи, мощность и запасы которой не определены. Состав довольно близок с грязями оз. Кандрыкуль.

В центральной части листа лечебные грязи известны вокруг Ассинских родников, где приурочены к торфяно-болотным отложениям, имеют мощность 0,2–1,0 м и несут в себе примесь песчаного и щебнистого материала.

На западе территории известны лечебные грязи современных донных отложений озер Мулдаккуль (IV-5-63) и Талкас (V-5-46). По составу они сапропелевые. Грязь озера Мулдаккуль накапливается в 100–150 м от берега, имеет удельный вес 1,25 г/см<sup>3</sup>. Содержание воды 64–82,7%. В сухой грязи содержатся (вес. %): кальциево-магнезиальные соли – 40–52, глина – 25–34, коллоидные вещества – 20–25 (в том числе органического 17–20). Грязь используется в грязелечебнице курорта «Якты-Куль» и в лечебных учреждениях г. Магнитогорск [89].

Суммарные запасы лечебных грязей на территории листа категорий А+В+С составляют 2685 тыс. м<sup>3</sup>.

---

---

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Закономерности распределения полезных ископаемых на площади листа вытекают из сочетания групп геологических процессов, сменявших друг друга в пространстве и времени. Отражением временных тектоно-магматических циклов являются минерагенические эпохи: досреднекембрийская, или архей-вендская, кембрийско-каменноугольная, или уральская, пермско-триасовая и юрско-четвертичная. Эпохи в свою очередь подразделяются на этапы, соответствующие близким или родственным формационным рядам.

Наиболее ранняя – архей-вендская эпоха включает четыре этапа – архейский, раннепротерозойский, рифейский и вендский.

Накопление (или формирование) высокожелезистых образований архея в Тараташском железорудном узле Тараташско-Зильмердакской минерагенической зоны скрыто высокой степенью постседиментационного преобразования. За метаморфогенным генетическим типом формации железистых кварцитов скрывается отсутствие каких-либо данных о первичных закономерностях в распределении исходного материала. Глубокий метаморфизм, достигающий гранулитовой фации, с последующими, вероятно раннепротерозойскими неоднократными диафторезом и гранитизацией, сформировали суперкрустальный комплекс с магнетитовыми рудными телами. В отличие от архейского этапа, родственные ему так же глубоко метаморфизованные образования раннего протерозоя Златоустовско-Авзянской и Уфалейской минерагенических зон безрудные. Комплекс слагает тектонические блоки, сложенные амфиболитами, плагиогнейсами, гранитогнейсами, кристаллосланцами и кварцитами. Вероятно, исходные породы не обладали выраженной рудной специализацией. По этой причине на площади листа рудогенез этого этапа не запечатлен. Медная минерализация Уфалейской зоны связывается с более поздней уральской эпохой развития территории.

Рифейский этап проявлен максимально полно и многогранно в Центрально-Уральской минерагенической мегазоне. Гораздо меньше он отражен в Восточно-Уральской мегазоне. Этап включает четыре родственные фазы, отражающие региональную цикличность разреза позднего протерозоя: бурзянскую, юрматинскую, каратавскую и вендскую.

Бурзянская фаза запечатлена преимущественно в Тараташско-Зильмердакской и Златоустовско-Авзянской минерагенических зонах. Формационный ряд осадочного разреза включает шлировую, слоистую карбонатную и пелитовую формации. Начало этапа (основание разреза) безрудное, если



не считать малые фрагменты континентальной коры выветривания на контакте айской свиты и архея. Шлировые псефиты, вероятно, не зрелые, в области питания располагались безрудные(?) гранито-гнейсы. Замещающие вверх по разрезу слоистые углистые алевропелиты (большеинзерская свита) наследуя седиментационные закономерности. Однако подразделение явилось благоприятной средой (сорбентом, физико-геохимическим барьером) последующего гидротермально-плутогенного структурирования объектов золото-кварц-малосульфидной формации. Подразделение потенциально перспективно и на обнаружение золоторудной черносланцевой формации. Превалирующий рудогенез фазы непосредственно связан с накоплением мелководных слоистых карбонатов, которые отчасти обнаруживают свойства субэвапоритового бассейна. Карбонатов обнаруживают повышенную магнезиальность, в результате чего образуется магнезитовая апокарбонатная формация, и повышенную железистость – железорудная сидеритовая формация (бакальская, саткинская, юшинская, суранская и кызылташская свиты).

Юратинская фаза ознаменовалась полной деструкцией бурзянского бассейна и формированием рифтинговой ассоциации вулканогенно-осадочных отложений машакской, белетарской, кувашской, верхнесаитовской и игишской свит, машакских субвулканических образований, кургасского габбро-долеритового гипабиссального, кусинско-копанского клинопироксенит-габбродiorитового, рябиновского и ахмеровского гранитных комплексов и внутриплитных гранитов бердяушского комплекса. Весь рудогенез эпизода, который претендует на ранг фазы, непосредственно связан с магматической деятельностью. В подстилающих отложениях в гидротермально-плутогенных условиях в большеинзерской и кызылташской свитах формируются золото-малосульфидная и платинометалльно-золоторудная формации, а в суранской свите – флюоритовая карбонатная стратиформная формация. Генерирующим фактором выступают как основные, так и кислые интрузивные комплексы. В последнем случае, в зависимости от конъектурных соображений, предполагается или не вскрывшийся кислый батолит, или дайки метариолитов и риодацитов машакских субвулканитов. Авторам ближе вторая гипотеза в связи с тем, что кислые батолиты в пределах Башкирского антиклинория, несмотря на глубокую эрозию рифейского чехла (вплоть до архейского основания), не известны. Интрузивные, гипабиссальные, и субвулканические комплексы и синхронные вулканогенно-осадочные подразделения эпизода несут золотую, платиноидную, магнетитовую и титан-железорудную минерализацию. Находка алмаза в машакской свите авторами не комментируется по причине отсутствия геологических признаков и предпосылок алмазоносности.

Рудогенез собственно юратинской фазы близок и аналогичен бурзянскому. Шлировая формация основания безрудная, углистые пелиты загазино-комаровской, уренгинской и тустинской толщ вмещают золотую и платиново-палладиевую минерализации, генерируемые более поздними интрузиями. Формирование первичных гидротермально-осадочных рудных скоплений барита, свинца и цинка в кужинской толще и авзянской свите инициировано процессами растяжения и активизации тектонического

режима и миграцией в зоны разгрузки освобожденных катагенетических флюидов. В результате структурируются первичные гидротермально-осадочные рудные скопления барита, свинца и цинка, которые впоследствии формируют барит-свинцово-цинковые объекты в слоистых карбонатах. Магнетитовая минерализация редуцирована и фиксируется в кужинской толще. Железорудная – превалирует. Специализация авзянской свиты предопределила образование в процессе гипергенеза бурожелезняковой формации.

Шлировая формация основания каратавской фазы представлена зрелой фацией. Вследствие длительного перемыва терригенного материала происходит естественное шлихование с образованием титаносных палеороссыпей зильмердакской свиты. Аналогично бурзянской и юрматинской фаз углеродистые алевропелиты ялговарской толщи благоприятны для локализации объектов платиново-палладиевой минерализации. Слоистые карбонаты миньярской и ульской свит (отчасти инзерской свиты) вмещают объекты барит-полиметаллической и, на гипергенной стадии, бурожелезняковой формаций. Завершается фаза внедрением инзерского габбро-долеритового гипабиссального комплекса, который, вероятно, и инициировал барит-полиметаллическое оруденение среднего и верхнего рифея, и бурангуловского габбро-гранит-лейкогранитового комплекса. С последним связана титанниобиевая минерализация.

Вендская фаза лишь отдаленно напоминает рудогенез рифея. Молассовые свиты (бакеевская, урыкская, зиганская и др.) безрудные. Пестрая вулканогенно-осадочная аршинская свита в части графитистых (углистых) прослоев, как и подстилающие рифейские отложения, являются благоприятной средой для локализации платиново-палладиевой минерализации. Кварцевые жилы, оперяющие разнопорядковые разрывные нарушения, содержат проявления и месторождения пьезосырья.

Отдельно следует отметить раннекембрийский рудогенез. Каких-либо закономерностей в его формировании и размещении на площади листа выявить невозможно. Чулаксайская свита слагает тектонический блок в пределах Айдырлинско-Байтукского вольфрамово-золоторудного узла Сосвинско-Суундукской минерагенической зоны. Накопление терригенных осадков свиты сопоставляется по времени с эрозией рифей-ранневендского орогена. Отложения вмещают железорудную и золоторудную минерализации.

Уральская (каледоно-герцинская) эпоха включает три этапа: ордовикско-раннедевонский, эмско-позднедевонский и каменноугольный.

Первый (ордовикско-раннедевонский) этап характеризуется резкой дифференциацией условий минерагенеза. В ордовике структурируются континентальная и океаническая ступени Уральского палеоокеана. Континент (Западно-Уральская и Центрально-Уральская мегазоны) на протяжении всего ордовика, силура и раннего девона представлял собой сушу. В среднем и верхнем ордовике здесь происходит внедрение граносиенит-щелочногранитового козлингорского комплекса, несущего редкометалльную минерализацию. Шельф (Уралтауская зона) в составе базальной шлировой формации ордовика (тирлянская свита), слоистых пелитов нижнего силура (узянская свита) и рифогенных известняков позднего силура и раннего

девона не обладает какими-либо значимыми рудогенерирующими условиями, за исключением фосфоритонности застойных пелитов узьянской свиты. Рудогенез континентального склона напрямую зависит от глубины и «дистальности» турбидитов. Если в приближенной части (арвякская, сухолядская, кураганская, козинская свиты и нижняя часть курташской свиты) он практически отсутствует, то в удаленной части (верхнекурташская подсвита, тупоргасская свита) формируется марганцевая терригенно-кремнистая формация. Ритмичные флишоиды, в том числе и углистые, явились благоприятной средой для локализации золото-сульфидно-кварцевой, золоторудной черносланцевой формаций, генерируемых поздними магматическими процессами.

На океанической ступени (Учалинско-Иреклинская зона) в раннем–среднем ордовике на дно спредингового моря, где накапливаются поляковские океанические базальты и силициты, благоприятные для локализации медной минерализации, выводятся нижние члены офиолитовой ассоциации – гипербазитовая расслоенная формация сакмарского и кракинского комплексов с магматогенным хромитовым оруденением с ассоциирующими месторождениями и проявлениями хризотила и хризотил-асбеста. В силуре и раннем девоне при сохранении геодинамических обстановок здесь накапливаются разнообразные сланцы, включая графитистые разности, и ортосланцы, вмещающие медноколчеданную и золото-сульфидно-кварцевую формации, генерируемые поздними вулканическими процессами.

На «Восточном Урале» в ходе раскрытия океана сформировались терригенные отложения с прослоями туфогенного основного материала, сгруппированные в рымникскую свиту и благоприятные для локализации золоторудных объектов и хрусталеносных кварцевых жил. Разрывы земной коры сопровождаются внедрением альпинотипных ультрамафитов куликовского комплекса, вмещающих магматогенное хромитовое оруденение и платино-палладиевую минерализацию.

Второй, эмско-позднедевонский этап рудогенеза связан с конструированием Магнитогорской островной дуги. На континентальной ступени Западно-Уральской мегазоны в это время, в спокойных шельфовых условиях, структурируется формационный ряд из шлировой и рифогенной формаций. Отложения являются благоприятной средой для локализации палеороссыпей золота и алмазов, горючих сланцев и осадочной переотложенной с континента и законсервированной в карстовых полостях вторичной бокситовой карбонатной формации. На склоне новый турбидитный цикл начинается проксимальным, а заканчивается удаленным флишем и бативальной углеродисто-силицитовой формацией (ибрагимовская толща и сарбаевская свита) или пелитами основания зилаирской свиты. Данные франские условия крайне благоприятны для накопления марганцевой терригенно-кремнистой формации. Слоистый часто углеродистый разрез выступает благоприятной средой локализации золото-сульфидно-кварцевой и золоторудной черносланцевой формаций.

Рудогенез Магнитогорской островной дуги (Магнитогорская мегазона) характеризуется ярко выраженной колчеданной и меднорудной специализацией. Уже на предостроводужной стадии баймак-бурибайская свита

совместно с субвулканическими образованиями вмещает полиметаллически-колчеданную (с золотом) и медно-цинковоколчеданную формации. В позднем эмсе–эйфеле на «примитивной или юной» стадии внедряются безрудные базальтоиды ирендыкской свиты, кукбуктинской, карагайской, желкубаевской, айджерганской толщ. Лишь карагайская толща является благоприятной средой для локализации золотого и золото-серебряного более позднего оруденения. Вверх по разрезу примитивные базальтоиды сменяются толеитами контрастной базальт-риолитовой формации (карамалыташская и гумбейская свиты, александринская и сатубалбинская толщи), обладающей максимальной рудной продуктивностью и несущей основной объем медноколчеданной, медно-цинковоколчеданной и полиметаллическо-колчеданной формаций. На завершающей стадии толеитового вулканизма, при затухании вулканической деятельности, формируются силицитовые подразделения (фрагменты подразделений) с марганцевой терригенно-кремнистой формацией. В стадию «развитой дуги» в конце среднего девона – франском веке образуются дифференцированная базальт-андезит-риолитовая и островодужно-флишевая формация, представленная преимущественно турбидитными осадками, реже туфами и лавами в комбинации с субвулканическими образованиями. В осевой и задуговой частях дуги те же тенденции формируют урлядинские, новобуранские, копаловские и соленодольские и амурские образования. Рудогенез этого времени не отличается от предыдущего эпизода: те же колчеданные и марганцевая формации. Существенным отличием эпизода является внедрение комагматичных интрузивных комплексов (салаватский, юлукский, погорельский), вмещающих медно-порфиоровую, медноколчеданную и золото-сульфидно-кварцевую формации. По металлогенической специализации несколько отличается краснинский комплекс Уйско-Гумбейской зоны с золото-серебряной формацией. Вероятно, именно этими образованиями генерируется золото-серебряное оруденение в подстилающих свитах и толщах (в том числе гумбейской и карагайской). Заканчивается эпизод внедрением безрудных базальтоидов бугодакской, аблязовской, новоивановской и шелудивогорской толщ зрелой стадии развития островной дуги. Лишь в первом случае зафиксированы объекты марганцевой и медноколчеданной формаций. Но вряд ли они генерированы самой бугодакской толщей. Вероятно, подразделение лишь вмещает объекты, заимствованные из подстилающих образований в ходе поздних тектоно-магматических эпизодов.

Заканчивается этап полным закрытием эпиконтинентального бассейна и причленением дуги к пассивной окраине и началом коллизии. С этим же эпизодом, вероятно, связано внедрение верхнеуральских монцонитов шошонитовой серии с золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой-малосульфидной формаций. На западном склоне формируется ритмичная граувакковая зилаирская свита, благоприятная для локализация золото-кварцевой минерализации. В Уйско-Гумбейской зоне на фоне вулканомиктовых турбидитов продолжается накопление безрудных дифференцированных умереннощелочных вулканитов «зрелой» стадии (шумилинская свита и шелудивогорская толща базальт-латит-трахиолитовой формации).

Каменноугольный рудогенез уралид лишь отдаленно напоминает девонский островодужный. В это время коллизия достигает своего апогея, полностью доминируя над иными геодинамическими процессами. На пассивной окраине континента формируются безрудные мелководные известняки с глинистыми прослоями. В Западно-Уральской мегазоне рудные процессы также отсутствуют, за исключением накопления марганцевой карбонатной формации в Зиганской зоне и внедрения кананикольского габбро-гранитного гипабиссального комплекса в Кракинско-Зилаирской зоне. Комплекс, вероятно, генерирует золото-сульфидно-кварцевую, золото-кварцевую и молибденовую минерализацию в подстилающих отложениях.

В завершившей свое развитие Магнитогорской островной дуге (минерагенической мегазоне) в это время в рифтах возникают линейные магматические центры, где идет формирование вулканитов контрастной базальт(трахибазальт)-риолитовой формации березовской и греховской свит, коагматичных субвулканических образований, и интрузивных комплексов: северокасельского, худозавовского, богдановского, куйбасовского, петропавловского и черкасинского. Магматические очаги генерируют золото-кварцевое, золото-сульфидно-кварцевое, золото-малосульфидное, в меньшей степени медно-порфировое оруденение. Завершающим аккордом раннекаменноугольного эпизода следует считать внедрение умереннощелочных балбукского и мосовского комплексов, с гидротермалитами и метасоматитами которых генетически связаны железорудная-скарново-магнетитовая и золото-сульфидно-кварцевая формации. К первой из них принадлежит крупное Магнитогорское месторождение. Синхронно в Восточно-Уральской мегазоне на начальной фазе рифтинга в локальных прогибах накапливаются сосновская и каменная биргильдинская толщи, брединская свита, вмещающие или являющиеся благоприятной средой для локализации медной, медно-железорудной скарновой, полиметаллической колчеданной и золото-кварц-малосульфидной формаций. Происходит внедрение неплюевского комплекса, со второй и третьей фазами которого и связаны золото-сульфидно-кварцевая и медно-цинковоколчеданная формации.

Средне-позднекаменноугольный эпизод уральской эпохи безрудный. Исключением является лишь ахуново-карагайский лейкогранит-гранитовый комплекс, с гидротермалитами которого связана золото-кварц-малосульфидная и золото-шеелит-кварцевая формации Уйско-Гумбейской зоны. Формирование войкарско-кимперсайского комплекса тектонитов сопровождается интенсивной серпентинизацией ультрамафитов с образованием месторождений хризотил-асбеста.

Пермско-триасовая эпоха плитного развития территории характеризуется двумя генетическими типами рудогенеза: осадочного – характерного для минерагенических провинций Русской плиты, и гидротермально-плутоногенного – типичного для Урало-Новоземельского пояса.

К осадочному генетическому типу относятся месторождения гипсов, ангидритов, каменной и калийной солей, медистых песчаников, фосфоритов, марганца и бурых углей. Гипсы, ангидриты и соли локализованы в эвапоритах и субэвапоритах приуральской (преимущественно кунгурской) перми: филипповской, иренской и соликамской свитах. Типично осадочный

генезис и горизонтальное залегание объектов осложнено соляной тектоникой. Казанские медистые песчаники, в меньшей степени алевролиты формировались в пределах мелкого моря и приурочены к подводно-дельтовым фациям прибрежно-морских обстановок. Фосфориты характерны для существенно «глинистых» осадков нижней перми, а карбонатная марганцевая формация – для кунгурских эвапоритов. Бурые угли приурочены к терригенным отложениям триаса (сурокайской, донгузкой и букобайской свитам).

Плутогенные генетические типы формаций приурочены к магматическим комплексам главного гранитного пояса Урала. Раннепермский степнинский монцодиорит-граносиенит-гранитовый комплекс генерирует золото-сульфидно-кварцевую, золото-серебряную формации. С джабыкско-санарским гранитным комплексом связаны берилленосные пегматиты и объекты шеелит-кварц-полевошпатовой формации. С балканским монцодиорит-граносиенит-гранитным гипабиссальным комплексом связано шеелит-скарновое и золото-шеелит-кварцевое оруденение. Малокинельским комплексом завершается интрузивный магматизм территории. Его щелочные гранитоиды являются благоприятной средой для формирования редкоземельных кор выветривания. Колымбаевский лампроит-лампрофировый объединяет все известные на площади дайки лампрофиров и лампроитов. Насколько это справедливо – оценить сложно. С дайкой лампрофиров в пределах Златоустовско-Авзянской зоны связано проявление коренных алмазов.

В юрско-четвертичную минерагеническую эпоху выделяются два этапа: мезозойско-миоценовый и плиоцен-четвертичный. Мезозойско-миоценовый характеризуется стабильными платформенными обстановками, благоприятными для формирования бурых углей и кор выветривания. Плиоцен-четвертичный этап характеризуется неотектонической активизацией и формированием объектов золотоносной аллювиально-пролювиальной формации и россыпных проявлений алмазов. С этим этапом связано также формирование большинства месторождений строительных материалов.

Все выявленные рудные формации отражают группы геологических процессов, сгруппированных в рудоформирующую систему (РФС). Системы подразделяются на пять типов: осадочные, магматические, гидротермально-метасоматические, метаморфические и гидрогенно-инфильтрационные.

**Осадочные РФС** занимают значительное место среди рудоформирующих систем территории. Главным определяющим рудоконтролирующим фактором систем является стратиграфическая приуроченность тех или иных видов полезных ископаемых. Системы ранжированы на собственно осадочные, осадочно-механические, осадочно-метаморфические.

Осадочный генетический тип характерен для месторождений и проявлений нефти и газа, твердых горючих полезных ископаемых, марганцевой карбонатной формации, медистых песчаников, бокситовой карбонатной формации, ураноносных лигнитов, сульфатно-карбонатной формации серы, карбонатов для химической промышленности, фосфоритов для удобрений, строительных материалов, гипса, ангидрита и солей.

Все известные к настоящему времени месторождения углеводородов открыты в палеозойских отложениях платформенной части Башкирии и

Предуральского краевого прогиба. В разрезе палеозойских отложений снизу вверх выделяются семь литолого-стратиграфических нефтегазоносных комплексов: I – девонский терригенный; II – верхнедевонско-нижнекаменноугольный карбонатный; III – нижнекаменноугольный терригенный; IV – нижне-среднекаменноугольный карбонатный; V – среднекаменноугольный терригенно-карбонатный; VI – среднекаменноугольный карбонатный и VII – нижнепермский карбонатный. Каждый комплекс имеет определенные сочетания литолого-фациальных, структурно-палеотектонических, гидрогеологических, геохимических и других факторов. Основные запасы нефти приурочены к песчаникам и алевролитам терригенной толщи девона (I комплекс) и терригенной толщии нижнего карбона (III комплекс), на которые приходится 41,8 и 47,9% извлекаемых запасов. На долю остальных пяти комплексов приходилось 10,3% первоначальных извлекаемых запасов.

Выявленные месторождения каменного угля (антрацита) приурочены к шумилинской свите. Локализирующим фактором является фациальное разнообразие условий накопления подразделения, среди которых главную роль играют турбидитные и вулканогенно-осадочные обстановки. И те и другие не способствуют формированию обширных угленосных бассейнов. По этой причине промышленного значения каменный уголь не имеет. Месторождения бурого угля сгруппированы в Южно-Уральский буроугольный бассейн. Угленакопление началось в раннемиоценовое время (тюльганская свита), достигло максимума в середине раннего миоцена (куюргазинская свита) и закончилось в позднем миоцене (ушкатлинская свита). Кроме того, известны непромышленные углепроявления в верхнемиоценовых и плиоценовых отложениях. Миоценовые угленосные отложения сохранились в небольших по площади впадинах. Рудолокализирующими факторами выступают фациальные особенности угленосных бассейнов и, как следствие, мощности и качества бурых углей. Месторождения горючих сланцев залегают среди глинистых, кремнистых и известково-глинистых сланцев доманиковского горизонта. В целом девонский разрез характеризуется преобладающим накоплением органогенно-обломочных известняков и доломитов. Появление горючих сланцев в переслаивании с известняками и сланцами является скорее следствием фациальной экзотики, нежели закономерностью. В этой связи ожидать значимых угольных бассейнов не приходится. Преобладающим типом месторождений торфа являются низинные болота голоцена, которые выступают как контролирующим, так и локализирующим фактором данного вида полезных ископаемых.

Промышленные объекты марганцевой карбонатной формации известны в Южно-Предуральской меднорудной гипсоносно-соленосной минерагенической зоне (Предуральская минерагеническая зона) и Зиганской фосфоритоносной железо-марганцеворудной минерагенической зоне (Западно-Уральская минерагеническая мегазона). В Южно-Предуральской меднорудной гипсоносно-соленосной минерагенической зоне марганцевое оруденение приурочено к отложениям филипповской и иренской свит ранней перми, представленным известняками, мергелями с прослоями гипсов, ангидритов, песчаников. На Улутеляжском месторождении оруденение локализовано в двух маломощных пачках известняков, которые

разделены толщей ангидрита мощностью 32 м. Оруденелые известняки перекрываются также ангидрито-гипсовой толщей переменной мощности. Местами известняки верхнего продуктивного горизонта размыты древними эрозионными процессами, частично переотложены и перекрыты неогеновыми и четвертичными рыхлыми отложениями. Таким образом, довольно уверенно прочитывается приуроченность марганцевого оруденения к трансгрессивным фациям эвапоритовой формации. Однако говорить только о литолого-фациальном контроле было бы, очевидно, не совсем верно, поскольку к югу от Улутелякско-Ашинского фосфорито-марганцеворудного узла марганцевые объекты отсутствуют, несмотря на широкое развитие рудовмещающих комплексов. Очевидно, существуют еще какие-то факторы контроля (фациальные, возможно, тектонические), которые не выявлены на современном уровне изученности вопроса. В Зиганской фосфоритоносной железно-марганцеворудной минерагенической зоне (Западно-Уральская минерагеническая мегазона) марганцевое оруденение достаточно строго стратифицировано и приурочено к куруильской и иткульской свитам нижнего карбона, которые на карте показаны как нерасчлененные нижнекаменноугольные образования. В их составе выделяется три марганцевых горизонтов. Литологический контроль выражается в локализации оруденения в кремнистых и глинисто-кремнистых прослоях (кремнистые, глинисто-кремнистые алевролиты, опоки) среди карбонатных разностей – известняков и доломитов. Структурно-тектонический контроль выражен в пространственной приуроченности известных рудопоявлений и месторождений марганца в пределах Шигрышко-Зианчуринского марганцеворудного узла к зоне влияния крупного надвига субмеридиональной ориентации. Роль тектонического фактора контроля неоднозначна, поскольку генезис марганцевого оруденения марганцевой карбонатной формации первично осадочный. Однако не исключается возможность более позднего перераспределения рудного вещества в процессе гидротермально-метасоматической переработки, о чем свидетельствует наличие ореолов окремнения карбонатных пород в пределах некоторых рудопоявлений и месторождений.

Формация медистых песчаников и сланцев залегает в красноцветных и пестроцветных отложениях казанского яруса верхней перми (белебейская свита). Минерализация приурочена к подводно-дельтовой фации речных отложений. Известные объекты в настоящее время промышленного значения не имеют, прогноз остается неопределенным. Необходимым условием для оценки как ресурсов, так и запасов полезного компонента является создание литофациальной карты данного стратиграфического интервала.

Месторождения бокситовой карбонатной формации приурочены к верхнедевонским островным поднятиям Западного склона Урала. Здесь на карбонатном рифогенном палеошельфе шло бокситонакопление за счет сноса кор выветривания алюмосиликатных пород с Башкирского поднятия. Залежи частично законсервированы в палеокарстовых полостях. Поиски аналогичных объектов на девонском палеошельфе Зилаирского синклиория дали отрицательный результат.

Формация ураноносных лигнитов обнаружена в крупной карстовой полости в поле распространения карбонатных псефитов уртазымской свиты.



Полость заполнена миоценовыми лигнитоносными песчано-глинистыми отложениями.

Сульфатно-карбонатная формация самородной серы известна в известняках среди галогенных кунгурских отложений района Ишимбайского рифа. Здесь скважинами вскрыто около десяти сероносных горизонтов. Кроме того, известны проявления в артинских отложениях, где самородная сера выполняет каверны, поры и трещины в известняках и находится совместно с гипсом и кальцитом.

Известняки для химической промышленности добываются из органо-генно-обломочных фрагментов разреза, к которым относятся бельская свита (Пугачевское месторождение) или рифовые известняки ассельского, сакмарского и артинского ярусов перми (месторождение Шах-Тай). Доломит для химической промышленности для флюса добывается из чередования серых и темно-серых мраморизованных доломитов авзянской свиты (Катайское месторождение). Несмотря на то, что ресурсная база данного вида сырья практически не ограничена, перспективы остаются достаточно неопределенными в связи с фациальной неоднородностью карбонатных разрезов или рудолокализирующих факторов.

Фосфориты для удобрений приурочены в толще фосфатизированных брекчиевидных артинских известняков с большим количеством фауны. Как правило, землистые коричневато-бурые фосфориты залегают непосредственно под растительным слоем. Обогащение фосфором происходит в процессе химического выветривания за счет выноса карбонатов и накопления остаточного фосфата кальция.

Осадочные строительные материалы многочисленны и разнообразны. Известняк на строительную известь, известняковую муку и бутovýй камень добывается из верхнедевонских известняков (Мурсалимкинское месторождение), в качестве стенового камня используются оолитовые известняки пермского возраста (Мало-Мещеринское и Урюшское месторождения), на облицовочный камень добываются из катавской свиты (Ассинское, Мулдакаевское и Бедярышское месторождения), на щебень и дробленый песок из миньярской свиты (Злоказовское, Казаяковское, Рысаевское и др.). Доломит саткинской и бакальской свит используется для производства щебня и в качестве облицовочного камня (Ильинское, Ташлинское, «13-й км» и др.), для металлургической и химической промышленности, сельского хозяйства, в стекольном и фарфоро-фаянсовом производстве (Саткинское, Гараневское и Березовское). Мергель для производства портландцемента добывается из инзерской и катавской свит. Четвертичные, реже неоген-четвертичные глинистые породы (суглинки и глины делювиального и аллювио-делювиального генезиса) для производства кирпича, цементного и керамического производства распространены почти во всех минерагенических зонах описываемой площади. Кровельные сланцы добываются из нижней части разреза зилаирской свиты.

Песчано-гравийный материал добывается из плейстоценовых аллювиальных отложений больших и малых рек, реже встречаются месторождения среди озерных и прибрежно-морских отложений палеогена и неогена. Имеются несколько месторождений, относимых к выветрелым

конгломератам и песчаникам верхней перми. В восточной части листа месторождения приурочены к морским осадкам эоцена–олигоцена и четвертичным аллювиальным, озерно-аллювиальным и озерным отложениям современных, реже древних, речных долин. Месторождение Гумбейское-1 приурочено к ниже-среднечетвертичным аллювиальным отложениям, залегающим в основании разреза аккумулятивных террас ниже уреза воды. Строительный песок часто добывается в комплексе с песчано-гравийным материалом, глинами и кирпичными суглинками. Месторождения приурочены в основном к четвертичным аллювиальным, реже – к плиоцен-четвертичным, неогеновым, палеогеновым отложениям, зонам выветривания песчаников казанского и татарского ярусов верхней перми. Месторождения стекольного песка приурочены к эоценовым отложениям. Песчаник для получения бутового камня добывается из отложений артинского яруса.

Гипс и соли (галит, сильвин) добываются из кунгурских эвапоритов, гипс-ангидритовая залежь локализована среди известковистых алевролитов и мергелей уртазымской свиты.

Значение осадочных РФС в формировании иных групп полезных ископаемых в значительной мере не оценено. Рудные концентрации полезного компонента в осадочных комплексах докембрия и палеозоя не выявлены. Однако связь между специализацией толщ и свит на тот или иной компонент и рудными объектами, как правило, очевидна и однозначна. Например, магнезитовая формация архей-позднепротерозойской эпохи непосредственно генетически предопределена фазовыми переходами при карбонатакоплением в эвапоритовом бассейне от известняка к доломиту и далее к магнезиту. В этом смысле кызылташские, белетарские, авзянские и кужинские карбонатные осадки выступают рудогенерирующим фактором. Генезис доломита диагностируется как диагенетический, а формирование магнезита вероятно связано с более глубокими процессами постдиагенетического преобразования. Окончательное становление магнезитовых месторождений, вероятно, оторвано от седиментационных процессов и предопределено вторичным метаморфогенным или (и) метасоматическим перераспределением полезного компонента.

**Осадочно-механические РФС** включают титаноносные, золотоносные и золото-платинометалльные, алмазные россыпи. Для всех них рудоконтролирующим фактором выступает четкая стратиграфическая привязка и литологический контроль. Россыпи приурочены к аллювиальным, редко делювиально-пролювиальным или аллювиально-пролювиальным отложениям позднего кайнозоя. Стратиграфический контроль ограничен современными и среднеплиоценовыми отложениями, литологический – псефито-псаммито-алевритовой размерностью кластики с различным содержанием песка и глины, геоморфологический – областями аккумулятивного рельефа долинного или ложкового подтипов.

К механогенному типу отнесены и россыпные алмазы. Собственные исследования по выявлению коренных источников алмазов в юго-западной части Уральского россыпного минерагенического пояса в ходе ГК-1000/3 территории листа N-40 не проводились. Проявления россыпных алмазов, локализованные в аллювиальных образованиях различного возраста

(от раннеоуплейстоценового до голоценового), известны на территории листа достаточно давно (с 1956 г., когда были проведены специализированные поисковые работы на россыпные алмазы). В 2005–2008 гг. ОАО «Башкиргеология» выполнено геолого-минералогическое картирование на алмазы территории Республики Башкортостан. По данным ГМК-500 находки алмазов в коренных породах приурочены к лампроитам в поле развития машакской свиты (1 знак) и, возможно, относящимся к машакским субвулканическим образованиям среднерифейского возраста, а также к дайке лампрофиров в районе д. Серменево, относящейся предположительно к колымбаевскому лампроит-лампрофировому гипабиссальному комплексу раннетриасового возраста (10 знаков). Таким образом, можно с определенной долей уверенности говорить о том, что известные на сегодняшний момент коренные источники относятся к алмазоносной лампроитовой формации, а также о наличии магматического фактора контроля их размещения. В качестве осадочных образований, благоприятных для локализации коренных источников алмазов (вторичных коллекторов), авторы ГМК-500 выделяют зильмердакскую свиту (в частности ее нижнюю часть) верхнего рифея, тирлянскую свиту верхнего ордовика и такатинскую свиту нижнего девона. Туффизитовый тип алмазоносных пирокластитов Урала генерируется в цикле активизации кимберлит-лампроитовых мантийных очагов (MZ–KZ) и контролируется зональными мантийно-конвективными структурами эпохи формирования континентальных перерывов «верхней коры» (K<sub>3</sub>) литосферы перикратона. В качестве факторов второго рода выделяются зоны кратонизации (базификации) Уральского перикратонного прогиба и зоны тектоно-магматической активизации глубинных (трансформного? типа) разломов. Поисковыми признаками коренных источников служат проявления россыпных алмазов, шлиховые ореолы минералов-спутников (пиропов, хромдиопсидов кимберлитовой ассоциации, хромшпинелидов алмазоносной ассоциации), литохимические аномалии «кимберлитового», «лампроитового», «лампрофирового» и «туффизитового» типов, аномалии калия и тория, локальные положительные аномалии магнитного поля.

Проявления россыпных алмазов в пределах листа N-40 достаточно многочисленны. Подавляющее большинство их сконцентрировано в долине р. Белая и нижнем течении ее притоков. Помимо этого достаточно устойчивая алмазоносность зафиксирована для долин рек Нугуш и Юрюзань в их среднем течении. Единичные находки россыпных алмазов известны также в среднем течении р. Ай. Локализация проявлений россыпных алмазов происходит в аллювиальных отложениях широкого возрастного диапазона – от эоплейстоцена до позднего неоплейстоцена–голоцена. В долине р. Кадыш (правый приток р. Белая) многочисленные находки алмазов приурочены к аллювию переуглубленной долины раннеоуплейстоценового возраста. Учитывая тот факт, что раннеоуплейстоценовый аллювий может достигать довольно большой мощности (зафиксированная бурением мощность 24 м) и имеет весьма неоднородный состав с большим количеством валунно-галечного материала в глинистом или песчано-глинистом субстрате, не исключено, что часть находок алмазов в долине р. Кадыш (участок Ахмеровский), сделанных горно-геологическим научно-производственным

предприятием «Минас-Ираклион», проинтерпретированных как коренные источники туффизитового типа, на самом деле являются россыпными проявлениями. Анализ распространения россыпных проявлений алмазов указывает на их пространственную приуроченность в ряде случаев к областям развития тирлянской свиты верхнего ордовика (р. Белая и ее притоки) и такактинской свиты нижнего девона (реки Белая, Нугуш, Рязяк, Юрюзань, Ай), что подтверждает выводы предшествующих исследователей (М. П. Бархатова, Ю. М. Петров) о возможной роли этих подразделений как вторичных коллекторов.

**Осадочно-метаморфические РФС** представлены только титаноносными палеороссыпями, выявленными по данным минералогических исследований в песчаниках нижней подсвиты зильмердакской свиты. Здесь отмечаются участки с густой вкрапленностью или тонкими прослоями лейкоксена и рутила. Формирование данных прослоев, вероятно, связано с длительной сортировкой шлирового материала свиты. Источник полезного компонента, как и область питания в целом, остаются неопределенными. Впоследствии совместно с вмещающими породами палеороссыпи метаморфизованы в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма.

**Магматические РФС** включают следующие формации: хромитовую офиолитовую, хром-платинометалльную ультрамафит-мафитовую, титан-железородную мафическую, керамических пегматитов и строительных материалов.

Хромитовая офиолитовая, хром-платинометалльная ультрамафит-мафитовая формации тесно связаны с ультрамафитовыми комплексами территории. Месторождения хромитов приурочены к телам дунитов, расположенных среди гарцбургитов кракинского комплекса. Вмещающие дуниты и окружающие их гарцбургиты в значительной степени серпентинизированы. Дуниты пересечены густой сетью неправильных рудных прожилков и жил переменной мощности, промежутки между которыми заполнены безрудными дунитами либо с редким вкрапленником хромитов. Традиционно считается, что контроль оруденения исключительно магматический. Однако часть хромитовых объектов совершенно отчетливо приурочены к краевым серпентинитам или располагаются в зонах полимиктовых меланжей. В этой связи можно предполагать вторичное гидротермально-метасоматическое (автометасоматическое) перераспределение полезного компонента, при котором рудоконтролирующим фактором выступают поля серпентинитов, в том числе и матрикс меланжей. Фактором второго рода являются тектонические нарушения. Причем их роль в контроле хромитовых рудных формаций двояка. С одной стороны, крупные тектонические элементы, такие как зона ГУР или Кракинский шарьяж, определяют размещение самой гипербазитовой формации, с другой – тектонические нарушения более высоких порядков, отражающие зоны разрядки напряжений, благоприятны для локализации тел «вторичных дунитов». Поисковыми признаками оруденения служат многочисленные рудопроявления, старые горные выработки, первичные ореолы и литохимические потоки рассеяния хрома, шлиховые потоки рассеяния хромитов с весовыми содержаниями полезного компонента. Хром-платинометалльная формация выступает в

качестве сопутствующего компонента хромитовых руд и приурочена к краевым дунит-верлит-клинопироксенит-габбровым ассоциациям альпинотипных комплексов.

Титан-железородная мафическая формация приурочена к кусинско-копанскому клинопироксенит-габбродиоритовому комплексу, являющемуся рудоконтролирующим для данного вида оруденения. Пластообразные рудные тела с кондиционными содержаниями титана, железа и ванадия залегают согласно с общей полосчатостью массива и представляют собой наиболее обогащенные ильменитом и титаномагнетитом участки массива.

Формация керамических пегматитов зафиксирована в пегматитовых жилах среди гранитоидов тургоякско-сыроостанского комплекса. Строительные материалы из кислых, средних и основных пород (гранитов, гранодиоритов, сиенитов, диоритов, андезитов, туфов основного состава, серпентинитов), приуроченных к массивам и штокам интрузивных и пластывым залежам средне-позднепалеозойского возраста, используются для производства облицовочного и буттового камня, щебня для бетона и дорожных покрытий.

К **гидротермально-матасоматическим РФС** принадлежат гидротермальные, гидротермально-плутоногенные, гидротермально-вулканогенные, гидротермально-осадочные, контактово-метасоматические типы.

К гидротермальному типу авторами отнесены те объекты рудной минерализации, для которых не прочитывается однозначная генетическая или пространственная связь с интрузивными комплексами. Он включает флюорит-карбонатную стратиформную, хризотил-асбестовую апогипербазитовую, тальковую апокарбонатную формации и объекты кобальтовой, молибденовой и кианитовой минерализации, для которых формационная позиция не определена.

К флюоритовой карбонатной стратиформной формации принадлежит одно среднее месторождение (Суранское), приуроченное к зоне тектонического сочленения Маярдакского тектонического блока (антиклинали) и Ямантауской антиклинали. Линзы и жилы флюорита располагаются в метаморфизованной суранской свите. Рудогенерирующий источник неизвестен.

К хризотил-асбестовой апогипербазитовой формации принадлежат объекты асбестового сырья. Рудолокализирующими и рудогенерирующими системами для нее выступают гипербазитовая расслоенная формация и серпентинитовый матрикс комплекса тектонитов. Факторами, провоцирующими гидротермальную переработку, являлись как процессы автометасоматоза ультрамафитов, так и динамометаморфизм. Не исключено также гидротермальное воздействие при становлении салаватского и худолазовского интрузивных комплексов. Тектонический контроль проявлен приуроченностью формации к зонам крупных тектонических нарушений – ГУР, Кизильского разлома и Кракинского шарьяжа и др.

Тальковая апокарбонатная формация обнаруживается или на контакте серпентинитов с глинистыми сланцами и известняками нижнего карбона (Сыроостанское месторождение), или на контакте серпентинитов и гранитпорфиров (группа Кузьма-Демьяновских месторождений). В обоих случаях рудные тела из талька, магнезита, кальцита, хлорита и кварца приурочены к зонам повышенной трещиноватости.

Объекты кобальтовой, молибденовой и кианитовой минерализации. Кобальтовое оруденение не характерно для данной территории. Известны лишь два рудопроявления кобальта, приуроченных к разломам и представляющих собой зону интенсивного ожелезнения и омарганцевания. Молибденовая минерализация локализована в кварцевых жилах. Слабая изученность не позволяет выявить закономерности размещения данного вида полезных ископаемых. Два пункта кианитовой минерализации приурочены к зонам разломов.

Гидротермально-плутоногенный генетический тип объединяет 12 формаций полезных ископаемых и имеет на площади листа максимально широкое распространение.

Медно-порфировая формация распространена в пределах Миасско-Миндякской асбест-хромово-золоторудной рудоносной зоны. В контроле оруденения ведущая роль принадлежит магматическому фактору, проявленному в том, что все месторождения и рудопроявления медно-порфировой формации обнаруживают тесную пространственную и генетическую связь преимущественно с малыми интрузиями (штоки, дайки) порфировидных диоритов, кварцевых диоритов, диорит-порфиритов салаватского комплекса, габбродиоритов и габбродиорит-порфиритов худолазовского комплекса, монцодиорит-порфиритов балбукского комплекса, являющимися рудогенерирующими. Благоприятной средой для их локализации выступают как сами интрузии, так и отдельные стратиграфические подразделения, имеющие пестрый литологический состав (и, соответственно, контрастные петрофизические характеристики) с преобладанием вулканитов основного и среднего состава и (или) туфотерригенных пород: поляковская толща ордовика, девонские мостостроевская, бугодакская толщи в зоне развития тектонитов войкарско-кимперсайского комплекса. Именно нахождение перечисленных выше рудолокализирующих геологических подразделений в блоках в серпентинитовом меланже предопределяет их интенсивную трещиноватость и, как следствие, повышенную проницаемость для гидротермальных растворов. В качестве локальных рудоконтролирующих факторов выступают зоны повышенной трещиноватости, метасоматоза (пропилиты, березитоиды) и жильного окварцевания в эндо- и экзоконтактных частях интрузий.

Медно-никелевая сульфидная формация выявлена в пределах Худолазовского медно-никелево-золоторудного узла, входящего в состав Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной минерогенической зоны. Рудопроявления приурочены к высокооливиновым габбро худолазовского комплекса.

Рудопроявления шеелит-кварц-полевошпатовой формации расположены в Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамворудной минерогенической зоне в пределах Айдырлинско-Байтукского вольфрамово-золоторудного узла (Восточно-Уральская минерогеническая мегазона). Основным рудоконтролирующим фактором здесь также является магматический, проявленный в генетической связи вольфрамового оруденения с лейкогранитами, гранит-порфирами и пегматитами второй фазы джабыкско-санарского гранитового комплекса раннепермского

возраста. Локальный контроль оруденения осуществляется кварцевыми жилами, сопровождающимися зонами мусковитизации и серицитизации, локализованными в эндоконтактных частях гранитных массивов. К факторам второго рода относятся зоны повышенной трещиноватости, контролирурующие размещение кварцевых жил.

Пункты минерализации висмута локализованы в серии кварцевых жил с убогой минерализацией в Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной и Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенических зонах. Рудоформационная принадлежность не определена, генетический тип гидротермальный – плутоногенный.

Редкометалльное оруденение представлено единичными рудопроявлениями иттрия и иттербия в Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной и Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенических зонах (Магнитогорская минерагеническая мегазона), берилля, тантала, ниобия в Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной минерагенической зоне (Восточно-Уральская минерагеническая мегазона). В Учалинско-Ириклинской и Уйско-Гумбейской зонах оруденение локализовано в корях выветривания по контактово-метасоматическим образованиям в экзоконтактах тел кислых интрузивных пород субщелочного и щелочного ряда. Роль магматического фактора контроля оруденения двойка: с одной стороны, кислые интрузии контролируют размещение контактово-метасоматических образований, с другой – могут играть роль рудогенерирующих систем, обеспечивая первичное обогащение метасоматитов иттрием и иттербием. В Учалинско-Ириклинской минерагенической зоне рудоконтролирующими являются граносиениты, субщелочные граниты и лейкограниты раннекаменноугольного мосовского интрузивного комплекса; в Уйско-Гумбейской минерагенической зоне – граносиениты, граниты раннепермского балканского интрузивного комплекса. Тектонический фактор обеспечивает повышенную трещиноватость пород, способствующую интенсивной метасоматической проработке, а также формированию линейных кор выветривания. Геоморфологический фактор предопределяет формирование площадных кор выветривания в условиях относительно длительного периода пеплеплензации.

Размещение бериллиевого оруденения в Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне контролируется прежде всего магматическим фактором, поскольку рудогенерирующими и рудовмещающими здесь являются граниты и пегматиты второй фазы раннепермского джабыкско-санарского гранитового комплекса. Локальный контроль оруденения осуществляется полями развития даек пегматитов, преимущественно в ближайших эндоконтактах гранитных массивов. Часть бериллоносных пегматитов содержит колумбит-танталиты; таким образом, тантал-ниобиевая минерализация подчиняется тем же факторам контроля, что и бериллиевая.

Золотое оруденение представлено четырьмя рудными формациями: золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой малосульфидной, золото-шеелит-кварцевой и золото-сульфидной. Оруденение золото-сульфидно-

кварцевой формации распространено в Западно-Магнитогорской хромотоносной марганцево-золото-меднорудной, Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железурудной и Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенических зонах, входящих в состав Магнитогорской минерагенической мегазоны.

Промышленное оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации наиболее широко развито в пределах Кирябинско-Каранского хромово-медно-золоторудного узла, входящего в состав Миасско-Миндякской асбест-хромово-золоторудной рудоносной зоны (Западно-Магнитогорская минерагеническая зона). По мнению ряда исследователей, в размещении объектов данной формации ведущая роль принадлежит магматическому фактору, проявленному в наличии генетической связи оруденения с позднепалеозойскими комплексами малых интрузий и даек кислого и среднего состава нормального и умереннощелочного ряда (салаватский диорит-плаггиогранитовый, худолазовский габбро-плаггиогранитовый гипабиссальный, балбукский монзонит-сиенит-лейкогранитовый гипабиссальный комплексы), имеющими геохимическую специализацию на золото. Стратиграфический фактор контроля не проявлен, поскольку локализация оруденения происходит в различных подразделениях широкого возрастного диапазона. Наиболее благоприятными для локализации оруденения являются контрастные по своим физико-химическим свойствам подразделения, однако о четко выраженном литологическом контроле говорить не приходится. Размещение интрузивных комплексов и, как следствие, золотого оруденения контролируется позднепалеозойскими сдвиговыми структурами; таким образом, тектонический фактор контроля играет не последнюю роль. Локальный контроль оруденения осуществляется зонами и областями развития разнообразных метасоматитов (лиственитов, пропилитов, березитов и др.).

В Учалинско-Ириклинской минерагенической зоне промышленные объекты золото-сульфидно-кварцевой формации известны в пределах Орловско-Верхнеуральского медно-цинково-золоторудного узла, где обнаруживают пространственную и, по-видимому, генетическую связь с позднедевонским верхнеуральским монцогаббро-монцодиорит-сиенитовым и раннекаменноугольным северокассельским граносиенит-гранитовым интрузивными комплексами. В Урало-Гумбейской минерагенической зоне большинство объектов золото-сульфидно-кварцевой формации не обнаруживают явной связи с интрузивными комплексами. Здесь на первый план выходит, очевидно, тектонический фактор контроля.

Оруденение золото-кварцевой малосульфидной формации подчиняется тем же региональным факторам контроля, которые характерны для описанной выше золото-сульфидно-кварцевой формации. Для него также характерна ведущая роль магматического фактора, проявленная в пространственной и генетической связи с малыми интрузиями среднего и кислого состава преимущественно позднедевонского–раннекаменноугольного возраста (верхнеуральский, петропавловский, северокассельский интрузивные комплексы). Стратиграфический фактор контроля так же не проявлен. Локальный контроль оруденения осуществляется участками развития кварцевых и карбонат-кварцевых жил и штокверков.



Месторождения золото-сульфидной формации в большинстве случаев не имеют видимых пространственных связей с интрузивными комплексами. Предполагается парагенетическая связь оруденения данной формации с худолазовским габбро-плагиогранитовым гипабиссальным и балбукским монцонит-сиенит-лейкогранитовым гипабиссальным комплексами. В то же время отчетливо проявлен тектонический контроль оруденения узлами пересечения позднепалеозойских коллизионных разломов [102]. Наиболее крупные концентрации золото-сульфидных руд (Миндяк, Муртыкты) установлены на участках наложения структурных узлов на конседиментационные палеодепрессии.

Оруденение золото-шеелит-кварцевой формации распространено ограничено в пределах Уйско-Гумбейской минерагенической зоны. В северной части зоны известны лишь проявления данного типа оруденения, локализованные в породах александринской толщи среднего девона и предположительно генетически связанные с гранитоидами позднекаменноугольного ахуново-карагайского интрузивного комплекса. В центральной части зоны малые месторождения золото-шеелит-кварцевой формации сконцентрированы в пределах Балканского кварц-золоторудного узла. Здесь оруденение генетически связано с образованиями раннепермского балканского монцонит-граносиенит-гранитового гипабиссального интрузивного комплекса (монцодиориты, монцониты, кварцевые сиениты, граносиениты, граниты) и, таким образом, подчиняется магматическому фактору контроля. Золоторудные объекты локализованы в породах гумбейской свиты среднего девона, являющейся возрастным аналогом упомянутой выше александринской толщи. Однако говорить о стратиграфическом контроле оруденения не совсем правильно, по-видимому имеет место влияние скорее литологического фактора – оба подразделения характеризуются довольно неоднородным составом.

В целом региональная структурная позиция месторождений и рудопроявлений золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой малосульфидной и золото-шеелит-кварцевой рудных формаций Магнитогорской минерагенической мегазоны определяется приуроченностью к сдвиговым зонам транспрессивного типа, распространенным в областях влияния главных разрывных нарушений (ГУР, Кизильский разлом и пр.), а в их пределах – к мегадуплексам растяжения. В мегадуплексах золотое оруденение концентрируется в узлах пересечения разновозрастных разломов при ведущей роли зон мелких сдвигов и косых разрывов. Структуры коллизионных месторождений золота Магнитогорской мегазоны относятся к полигенным и полихронным образованиям, сочетающим в себе ранние надвиговые и поздние сдвиговые парагенезисы. Основным фактором локального контроля золоторудной минерализации различных формационных типов служили сдвиговые деформации. Наиболее продуктивный тектонофизический режим отвечал условиям локального растяжения на фоне общего латерального сжатия.

Урановорудная формация в калиевых метасамотитах известна в западном экзоконтакте Суундукского массива в пределах Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной минерагенической зоны. Вероятный источник

урана и тория в корях выветривания находится в гранитоидном субстрате. Коры локализованы преимущественно в верховьях водотоков среди гранитов с повышенным фоном урана или с проявленной эндогенной минерализацией. Концентрация полезного компонента в сланцах и гранитах объясняется повышенным содержанием в них осадителей этого элемента (железа, углерода и др.) Урановая минерализация присутствует в железных прожилках кварца, пегматитовых прожилках (до 0,1 м мощности), в коре выветривания по оталькованным сланцам и гранитам. Рассеянная первичная минерализация урана (марказит, пирит, халькопирит, молибденит, гематит и др.) присутствующая на флангах рудных субфлюидных объектов, сопряжена с гидротермальным метасоматозом.

Гидротермально-вулканогенный генетический тип включает девять рудных формаций и видов полезных ископаемых. В этом смысле, он не намного уступает гидротермально-плутоногенному типу, а по размеру рудных объектов существенно превосходит его.

Две рудные формации месторождений меди – медноколчеданная и медно-цинковоколчеданная являются наиболее продуктивными для данной территории, поскольку образуют многочисленные промышленные месторождения. Разделение объектов на формации весьма условно. В его основе лежит соотношение в рудах двух главных полезных компонентов – меди и цинка. При явном преобладании меди над цинком оруденение относится к медноколчеданной формации, при существенной роли цинка – к медно-цинковоколчеданной. Большинство медноколчеданных и медно-цинковоколчеданных объектов относится к так называемому «уральскому типу». Ряд месторождений и проявлений медно-цинковоколчеданной формации характеризуются достаточно высокими концентрациями золота, серебра, свинца и бария. Традиционно такие объекты выделялись в самостоятельный «баймакский» тип. Оруденение «уральского типа» широко распространено в северной части Верхнеуральского цинково-меднорудного района (Учалинско-Ириклинская минерагеническая зона), где образует Учалинский золото-меднорудный и Орловско-Верхнеуральский медно-цинково-золоторудный узлы. Размещение колчеданного оруденения здесь контролируется стратиграфическим, петрографическим, магматическим и тектоническим факторами. Стратиграфический фактор проявлен в приуроченности оруденения к определенному стратиграфическому уровню – средней и верхней частям эйфеля, нижней части живета; ему соответствуют стратифицируемые части александринского и низов урлядинского вулканических комплексов. В пределах этого уровня выделяется несколько рудоносных горизонтов. Петрографический фактор проявлен в том, что рудовмещающими (а частично и рудогенерирующими) являются преимущественно эффузивы и вулканокластиты кислого состава. Существенная роль магматического фактора выражена в тесной ассоциации кислых субвулканических и экструзивно-жерловых образований, выступающих как главный источник рудоносных метасоматитов (березит-альбитофировая и пропилит-альбитофировая формации) с покровными фациями вулканитов. Рудоконтролирующим фактором второго рода следует считать фрагменты зон палеоразломов – кольцевых, а также линейных (преимущественно

северо-северо-западного, субмеридионального и субширотного направлений), которыми определяется размещение центров девонского вулканизма [72]. В Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной минерагенической зоне оруденение «уральского» типа сконцентрировано в южной части Узункыро-Сибайского золото-марганцево-меднорудного района, в пределах Сибайского цинково-меднорудного узла. Для него характерна приуроченность к карамалыташскому вулканическому комплексу, наличие которого является основным рудоконтролирующим фактором. Оруденение локализовано в верхних частях разреза карамалыташской свиты и приурочено к уровням развития кислых вулканитов, фиксируя перерывы между отдельными ритмами вулканизма. Рудоносные горизонты сопровождаются кремнистыми металлоносными осадками. Локальным фактором контроля оруденения являются зоны серицит-кварцевых, карбонат-серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов с вкрапленностью сульфидов. Ореолы метасоматических изменений слабой интенсивности иногда проникают в вышележащие породы улутауской свиты, что может служить поисковым признаком глубокозалегающих рудных объектов. С поверхности рудоносные зоны фиксируются комплексными геохимическими аномалиями Pb, Zn, Cu, Au, Ag, Ba [82, 86].

Оруденение «баймакского» типа широко распространено в Баймак-Бурибаевском золотоносном марганцево-цинково-меднорудном районе, где образует Баймакскую медно-марганцево-золоторудную зону. Для объектов «баймакского» типа характерна генетическая связь с вулканидами непрерывной серии. Стратиграфический контроль осуществляется баймак-бурибаевской свитой и нижней частью ирендыкской свиты, т. е. оруденение приурочено к более ранним стратиграфическим уровням (поздний эмс–ранний эйфель), чем описанное выше оруденение «уральского» типа. Петрографический фактор проявлен в приуроченности оруденения к экструзивным, субвулканическим и эксплозивным фациям пород среднего и кислого состава. Локальными факторами контроля являются зоны барит-серицит-кварцевых, карбонат-барит-серицит-кварцевых метасоматитов с вкрапленностью сульфидов. В надрудных частях могут присутствовать баритовые золотоносные жилы с вкрапленностью сульфидов. Косвенными поисковыми признаками являются контрастные литохимические аномалии Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Hg в коренных породах и рыхлых отложениях.

В целом следует отметить, что характерной особенностью медноколчеданной и медно-цинковоколчеданной формаций является приуроченность к палеовулканическим постройкам центрального типа, выполненным кислыми и средними фациями субвулканических образований. По-видимому, именно сменой характера вулканической деятельности объясняется отсутствие оруденения вышеупомянутых формаций в центральной части Западно-Магнитогорской минерагенической зоны (Ниязгуловский марганцеворудный узел). Здесь отсутствуют палеовулканические постройки центрального типа, излияния носили трещинный характер с преобладанием основных пород и редуцированной кислой составляющей.

К полиметаллической колчеданной формации относятся рудопроявления цинка, свинца и меди, расположенные в Верхотурско-Новооренбургской

асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоне. Все известные к настоящему времени руды локализованы во флишеидной части амурской толщи. Структурный контроль оруденения выражен в том, что рудная зона непосредственно связана с главным тектоническим контактом, выраженным интенсивным расланцеванием и мощной гидротермально-метасоматической переработкой (вторичные биотит, альбит, кварц и хлорит).

Комплексные объекты золото-серебряной формации распространены в пределах Курасанского серебро-золоторудного узла (Уйско-Гумбейская минерагеническая зона). Литолого-стратиграфический контроль оруденения осуществляется карагайской толщей нижнего–среднего девона, гумбейской свитой и новобуранной толщей среднего девона. Рудогенерирующими, по-видимому, являются кислые вулканы новобуранной толщи. Локальный контроль осуществляется зонами баритизации, аргиллизации, развития серицит-кварцевых с адуляром и кварц-серицитовых метасоматитов.

Гидротермально-осадочный тип включает семь формаций месторождений и проявлений полезных ископаемых.

Железородная сидеритовая формация наиболее широко распространена в пределах Тараташско-Зильмердакской магнезитоносной цинково-свинцово-железородной и Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенических зон, где локализована преимущественно в Бакало-Саткинском барит-железо-магнезитоносном рудном узле. Рудные тела сложены сидеритами и бурыми железняками, залегающими в терригенно-карбонатной части бакальской свиты. Бурые железняки представляют собой железные шляпы по сидеритам. Залежи приурочены к вертикальным проницаемым зонам разломов и окружены зоной метасоматических железистых доломитов и анкеритов. Сидеритообразование связывается с активизацией тектоно-термальных процессов на границе среднего и верхнего рифея, вызвавшей освобождение и миграцию катагенетических флюидов из глинистых толщ в карбонатные коллекторы. Наличие сидерит-кварц-доломитовых секущих жил с баритом и полиметаллами связано с вендским этапом тектонической активности в регионе (618–615 млн лет [40]) и серицитизации вмещающих глинистых сланцев (636 ± 12 млн лет) [137].

Марганцевая терригенно-кремнистая формация широко распространена в пределах Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднородной минерагенической зоны (Магнитогорская минерагеническая мегазона). В пределах зоны отчетливо прочитывается широтная минерагеническая зональность, выраженная в смене с севера на юг хромово-медно-золоторудной ассоциации на собственно марганцевую и далее на цинково-меднородную с золотом при подчиненной роли марганцевого оруденения. Таким образом, максимальная концентрация промышленного марганцевого оруденения отмечается в центральной части минерагенической зоны в пределах Ниязгуговского марганцеворудного узла. Для оруденения марганцевой терригенно-кремнистой формации в Западно-Магнитогорской минерагенической зоне характерны литологический, стратиграфический, магматический и тектонический факторы контроля. Литологический фактор проявлен в локализации оруденения среди силицитов: фтанитов, кремнистых

алевролитов, глинисто-кремнистых сланцев, яшм и т. п. Стратиграфический фактор контроля определяется тремя давно известными уровнями марганцевого накопления: позднеэфельским (карамылташская и ярлыкаповская свиты), живетско-раннефранским (улутауская свита) и франским (мукасовская свита и, отчасти, бугодакская толща). Магматический фактор проявлен в генетической связи субмаринных гидротермальных источников, формировавших гидротермально-осадочные концентрации марганца, со средними и позднедевонскими эффузивами основного состава. Причем нарастание гидротермально-фумарольной деятельности приурочено к периодам затухания вулканизма. Роль тектонического фактора в образовании объектов марганцевой терригенно-кремнистой формации двояка. С одной стороны, первичные тектонические структуры общеуральского направления контролировали излияния трещинного типа и расположение связанных с ними подводных очагов разгрузки гидротермальных растворов. Эти структуры на современном геологическом срезе не прочтываются, и об их существовании можно судить только по расположению самих полей средне- и позднедевонских вулканитов. С другой стороны, большинство известных марганцевых объектов в Западно-Магнитогорской минерагенической зоне тяготеют к зонам влияния разрывных нарушений сбросовой (Восточно-Ирендыкский разлом) и сдвиговой (Кизильский разлом) кинематики субмеридионального простирания. По-видимому, данные структуры, как наиболее проницаемые, играли немаловажную роль в гидротермально-метасоматической переработке и «подновлении» первичных рудных концентраций. Нельзя исключить влияние на этот процесс и «поперечных» трансформных левосторонних сдвигов.

Признаки марганцевого оруденения в виде непромышленных объектов в ранге рудопроявлений и пунктов минерализации, зон и участков слабого омарганцевания в коренных породах, первичных ореолов, вторичных ореолов и потоков рассеяния присутствуют также в Кракинско-Зилаирской и Уралтауской минерагенических зонах. Известные марганцевые объекты отнесены к марганцевой терригенно-кремнистой формации, их генетический тип определен как гидротермально-осадочный, поскольку прямая генетическая связь с вулканической деятельностью здесь отсутствует. В Кракинско-Зилаирской хромово-золото-марганцеворудной минерагенической зоне (Западно-Уральская минерагеническая мегазона) литолого-стратиграфический контроль марганцевого оруденения прослеживается достаточно уверенно и проявляется в локализации рудопроявлений и пунктов минерализации (проявления Магадеевское, Узьянбашское, верховья руч. Казенный Ключ) в кремнистых и глинисто-кремнистых образованиях франского возраста (основание зилаирской свиты). В Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоне (Центрально-Уральская минерагеническая мегазона) литолого-стратиграфический контроль марганцевого оруденения проявляется в его приуроченности к углисто-глинисто-кварцевым позднему ордовика (тупоргасская свита), хлорит-кварцевым сланцам раннего–среднего силура (верхняя подсвита курташской свиты), кремнистым, глинисто-кремнистым алевролитам, углисто-глинисто-кремнистым сланцам раннего–позднего девона (новоусмановская и ибрагимовская толщи).

Рудогенерирующая роль этих геологических подразделений выражается в образовании первично осадочных концентраций марганца. В то же время более поздняя метасоматическая переработка пород, связанная с процессами регионального и локального метаморфизма, привела к ремобилизации рудного вещества с его концентрацией в зонах «разгрузки» метаморфогенно-гидротермальных растворов в пределах этих же толщ. Тектонический фактор контроля оруденения в обеих вышеописанных минерагенических зонах однозначно не определен, но намечается пространственная приуроченность рудных объектов к зонам тектонических нарушений сбросовой кинематики, иногда в сочетании с «поперечными» левосторонними сдвигами. Поисковыми признаками оруденения марганцевой терригенно-кремнистой формации являются зоны интенсивного омарганцевания в коренных породах, первичные ореолы, литохимические потоки и ореолы рассеяния марганца, литохимические аномалии бария и кобальта.

Большинство пунктов минерализации платиноносной черносланцевой формации приурочено к зигальгинской, зигазино-комаровской свитам и тустинской толще. Все они сосредоточены в графитсодержащих сланцах. Концентрирование (сближение) пунктов минерализации наблюдается на участках с более интенсивной дислоцированностью пород (пликативной и дизъюнктивной) и повышенной их сульфидизацией.

Золото-платиновая «черносланцевая» формация и формация золото-платиновых конгломератов выделены в пределах Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоны. Все объекты располагаются преимущественно в базальтоидах машакской и белетарской свит и их субвулканических образований, в базитах мазаринского комплекса позднего рифея и гипербазитах сакмарского магматического комплекса ордовика.

Барит-свинцово-цинковая терригенно-карбонатная формация обнаруживается в пределах Тараташско-Зильмердакской минерагенической зоны. Наиболее значимые объекты – месторождение и рудопроявления – локализованы в отложениях кужинской и зильмердакской свит среднего рифея, обладают явной пространственной корреляцией с зонами влияния крупных разрывных нарушений субмеридионального простирания. Присутствие признаков баритовой минерализации в различных подразделениях среднего и верхнего рифея (зигазино-комаровской свите, биктимировской толще, катавской, инзерской и миньярской свитах), на наш взгляд, свидетельствует о гидротермальной переработке первичных рудных скоплений. По мнению ряда исследователей [15, 137], образование барит-полиметаллических месторождений и проявлений инициировано процессами растяжения и активизации тектонического режима и связанной с этим миграцией в зоны разгрузки освобожденных катагенетических флюидов. Тектоно-термальная активизация венда обусловила переотложение руд в ослабленных проницаемых зонах новообразованными флюидами, сформировавшимися при дальнейшей трансформации глинистых минералов.

Контактово-метасоматический тип включает железородную скарново-магнетитовую и шеелит-скарновую формации. Железородная скарново-магнетитовая формация выделена в пределах Учалинско-Ириклинской

золотоносной цинково-медно-железородной минерагенической зоны, в составе двух рудных узлов – Магнитогорского и Карабулак-Богдановского. Все месторождения, включая и Магнитогорское, локализованы в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях и березовских субвулканических образованиях. Залежи сопровождаются широкими ореолами метасоматитов: полевошпатовых и кварц-щелочнополевошпатовых, скарнов и магнетитовых пропицитов. Железородная скарново-магнетитовая формация связана со скарнированными известняками и вулканогенно-осадочными породами улутауской свиты. Пироксеновые и гранатовые скарны заключают пластовые и линзообразные залежи сплошных и вкрапленных магнетитовых руд с золотом.

Малые месторождения шеелит-скарновой формации известны в Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоне, где совместно с золотым оруденением золото-шеелит-кварцевой формации образуют Балканский вольфрам-золоторудный узел. Оруденение имеет гидротермальный контактово-метасоматический генезис, а в его распространении решающую роль играет магматический фактор, который выражен в генетической связи вольфрамового оруденения с гранитами балканского монодиорит-граносиенит-гранитового гипабиссального комплекса. Литологические и стратиграфические факторы контроля оруденения не выявлены. Локальный контроль осуществляется зонами развития скарнов и скарнированных пород в эндо-, экзоконтактах гранитных массивов.

**Метаморфические РФС** включают семь формаций, главными из которых являются формация железистых кварцитов, титан-железородная метаморфогенная и магнезит-апокарбонатная.

Железистые кварциты распространены в пределах Тараташско-Зильмердакской магнезитоносной цинково-свинцово-железородной минерагенической зоны, где объекты (два малых месторождения) сконцентрированы в Тараташском железородном узле. Магнетитовое оруденение приурочено к мигматитам, гнейсам и кристаллическим сланцам тараташского метаморфического комплекса. Оруденение титан-железородной метаморфогенной формации связано с многочисленными телами метаморфизованных габброидов, эклогитоподобных пород и ортосланцев метаморфических пород «максютовского комплекса» (карамалинская свита). В Тараташско-Зильмердакской магнезитоносной цинково-свинцово-железородной минерагенической зоне аналогичное оруденение связано с амфиболитами и амфиболовыми гнейсами.

Магнезит-апокарбонатная формация приурочена к определенным стратиграфическим горизонтам нижнего (саткинско-суранский, бакальско-кызылташский) и среднего (низы авзянского) рифея, представленных доломитами. Рудные залежи представляют собой тела пласто- и линзообразной формы мощностью до первых сотен метров и протяженностью до нескольких километров с признаками метасоматического замещения вмещающих доломитов. Распределение редкоземельных элементов указывает на формирование руд в результате низкотемпературных неравновесных метасоматических реакций при латеральной миграции флюидов, обогащенных  $Mg^{2+}$ ,  $Fe^{2+}$ , с высоким щелочным резервом. На примере Саткинских и Бакальских

месторождений показано, что рудообразование оторвано по времени от седиментогенеза незначительно и может быть связано с диагенетической миграцией рассолов в краевой части «карбонатной платформы» [137].

К формации хрусталеносных кварцевых жил и грейзенов относятся жилы в пределах «максютовского комплекса» и Уралтауского антиклинория. С этими же жилами связаны проявления керамического кварца. Проявления графита (графитовая формация) обнаружены в зигальгинской свите. Облицовочные камни и кварциты приурочены в различных горизонтах рифея и нижнего карбона.

К **гидрогенно-инфильтрационным РФС** принадлежит единственная уран-углеродисто-сланцевая формация, известная в Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной и Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенических зонах. Два объекта локализованы в трещиноватых и сильно ожелезненных кварцитах зигальгинской свиты на контакте с перекрывающими их углеродсодержащими сланцами зигазино-комаровской свиты, одно – в сильно ожелезненных графитистых сланцах юлговарской толщи вблизи тектонического контакта с верхнекураганской подсвитой ордовика. Урановая минерализация представлена слюдками (отенит и метаторберит), образующими мелкие гнездовые скопления, часто приуроченные к пустотам выщелачивания пирита и микротрещинам.

## МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Районирование, применяемое в настоящем комплекте карт, существенно отличается от применяемого на Карте полезных ископаемых, вошедшей в комплект Госгеолкарты-1000/1, как по детальности выделения минерагенических таксонов, так и по их названиям. Границы и названия минерагенических зон приведены в соответствие с «Легендой Южно-Уральской серии» и с геологической ситуацией, отображенной на Карте доплиоценовых образований. Районирование осуществлено отдельно для двух возрастных интервалов: доолигоценового и олигоцен-четвертичного. Последний отвечает новейшему (неорогеническому) этапу мезозойско-кайнозойской минерагенической эпохи – с кардинальным переформированием рельефа и, соответственно, массовым появлением континентальных россыпей, уже не уничтожаемых морскими трансгрессиями. Доолигоценовый период отражает итоговый результат сложного взаимодействия продуктов четырех минерагенических эпох. В обоих случаях в качестве надпорядковых единиц выступают важнейшие таксоны запада и центра России: минерагеническая провинция Русской плиты и Урало-Новоземельский минерагенический пояс. Кроме них выделена Предуральская минерагеническая мегазона (вне провинций и поясов).

Минерагеническая провинция Русской плиты на Карте полезных ископаемых предыдущего издания не была структурирована в отношении оруденения доолигоценового возраста. В настоящий момент в ее составе выделяются Северокаспийский соленосный бассейн и Камско-Илекская меднородная минерагеническая зона. В пределах последней выделен Стерлибашевский соленосно-меднородный узел, к которому приурочены



известные объекты галит-сильвиновой формации и медное оруденение формации медистых песчаников и сланцев.

Детализировано строение Предуральской минерагенической мегазоны. Ранее мегазона не была структурирована. В настоящий момент в ее пределах выделены Средне-Предуральская железо-меднорудная соленосная минерагеническая зона и Южно-Предуральская гипсоносно-соленосная минерагеническая зона. В составе последней выделены три рудных узла: Улутелякско-Ашинский фосфорито-марганцеворудный узел, Яр-Бишкадакский соленосно-гипсоносный узел, Сандинский гипсоносно-меднорудный узел, среди которых наиболее высокие перспективы, на наш взгляд, связаны с Улутелякско-Ашинским узлом, в пределах которого возможен существенный прирост запасов марганцевых руд.

Минерагеническое районирование Урало-Новоземельского пояса претерпело наиболее существенные изменения. Западно-Уральская мегазона на карте предыдущего издания не выделялась. Таксоны в ранге минерагенических зон входили в состав Центрально-Уральской мегазоны, в западной части которой выделялась единая Западно-Уральская минерагеническая зона внешней складчатости. В настоящий момент эта территория в соответствии с серийной легендой отнесена к Западно-Уральской мегазоне и структурирована на Белокатайско-Чусовскую железорудную угленосно-бокситоносную железорудную, Сургоямско-Бардымскую свинцово-медно-железорудную и Зиганскую фосфоритоносную железо-марганцеворудную минерагенические зоны. В южной части Белокатайско-Чусовской минерагенической зоны выделен Улуирский бокситоносный рудный узел. Границы Зиганской зоны уточнены относительно легенды в соответствии с распространением рудовмещающих комплексов и особенностями тектонического строения. Выделявшийся здесь ранее Шигрышко-Зианчуринский марганцеворудный район переведен в ранг узла, чему соответствует его площадь (783 км<sup>2</sup>).

Выделявшаяся ранее Зилаирская минерагеническая зона в настоящее время в соответствии с серийной легендой имеет название Кракинско-Зилаирская и входит в состав Западно-Уральской мегазоны. В составе Кракинско-Зилаирской минерагенической зоны ранее выделялся лишь Кракинский хромоворудный район. Границы и возраст района приведены в соответствие с распространением и возрастом рудовмещающих и рудо-генерирующих формаций. В пределах района выделены три рудных узла: Южно-Кракинский хромоворудный узел, Средне-Кракинский хромоворудный узел и Северо-Кракинский хромоворудный узел, которые различаются по своей продуктивности и величине прогнозных ресурсов. Помимо этого здесь выделены пять таксонов в ранге рудных узлов: Восточно-Зилаирский потенциальный золото-марганцеворудный узел, Узянский потенциальный золоторудный узел, Кананикольский потенциальный золоторудный узел, Зилаирский потенциальный золоторудный узел и Узянско-Западнозилаирская потенциальная марганцеворудная зона. Перечисленные узлы выделены по материалам ГДП-200 (второе издание), а также на основании дополнительных данных, полученных в результате проведения полевых работ при ГК-1000/3.

В пределах Центрально-Уральской минерагенической мегазоны, помимо вышеописанных, ранее выделялись Башкирская, Тараташская, Уралтауская и Уфалейская минерагенические зоны. В соответствии с легендой Башкирская минерагеническая зона структурирована на Тараташско-Зильмердакскую и Златоустовско-Авзянскую минерагенические зоны, границы которых уточнены в соответствии с геологическим строением и структурно-тектоническим планом территории. Ранг выделявшейся ранее Тараташской минерагенической зоны приведен в соответствие с методическими рекомендациями. На современном варианте Карты полезных ископаемых она представлена в виде узла в составе Тараташско-Зильмердакской минерагенической зоны, что вполне соответствует площади данного объекта (372 км<sup>2</sup>). Выделявшийся ранее Бакальский железорудный район с нечеткими границами представлен в виде Верхнекатавского железорудного и Бакало-Саткинского барит-железо-магнетитового узлов. В состав последнего включена и юго-западная часть выделявшегося ранее Кусинского железорудного района. В южной части зоны впервые выделен Зигазино-Кужинский магнетитовый титаново-полиметаллически-баритовый потенциальный район, ранее не выделявшийся. Основанием для выделения явился анализ ретроспективных данных новых данных о геологическом строении площади, а также результаты ГДП-200 (второе издание). В состав района входят два рудных узла, перспективных на барит-полиметаллическое и магнетитовое оруденение: Кужинский магнетитово-полиметаллически-баритоворудный узел и Бретьякско-Аскарковский потенциальный магнетитово-полиметаллически-баритоворудный узел.

В северной и центральной частях Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железорудной минерагенической зоны выделены пять таксонов в ранге рудных узлов, не выделявшаяся на Карте полезных ископаемых предыдущего издания: Кусино-Копанская ванадиево-железо-титановорудная зона, Ирмельский потенциальный платиново-золоторудный узел, Тирлянский железо-полиметаллическирудный узел, Тюлюковский потенциальный платиново-золоторудный узел, Машакский потенциальный платиново-золоторудный узел. Подавляющее большинство перечисленных рудных узлов унаследовано из минерагенических схем ГДП-200 (второе издание) с корректировкой границ в соответствии с геологической основой ГК-1000/3. Анализ геологической ситуации и данных о полезных ископаемых на сопредельных территориях позволил существенно расширить площадь Ирмельского потенциально платиноворудного узла в северо-восточном направлении. Основанием для изменения границ узла, выделенного по результатам ГДП-200 листа N-40-XVII, послужило то, что области развития рудолокализирующих комплексов оруденения платиноносной черносланцевой формации (зигазино-комаровская свита среднего рифея) протягиваются в северо-восточном направлении на территорию листов N-40-XVIII и N-40-XII, где по результатам работ ГДП-200 (лист N-40-XVIII) также выявлены пункты минерализации платины и палладия.

В южной части Златоустовско-Авзянской минерагенической зоны вместо выделяемого ранее единого Авзянского рудного района с железо-золоторудной минерализацией выделяются Сюрюньякский железо-благород-

нометалльно-магнезитоворудный узел (северная часть бывшего района) и Авзяно-Шатакский железо-золоторудный узел, что, по нашему мнению, в большей степени отражает изменение в пространстве минерагенической специализации. Здесь же в южной части Златоустовско-Авзянской минерагенической зоны ранее выделялась Суран-Авзянская рудоносная зона, которая практически на 50% пространственно перекрывалась с Авзянским рудным районом и имела весьма широкий диапазон минерагенической специализации: флюорит, магнезит, полиметаллы, барит и железо. Анализ геологической ситуации и условий локализации различных типов оруденения позволил локализовать данный таксон до ранга узла. Выделяемый Исмакаевско-Суранский потенциальный флюорит-магнезитовый охватывает область развития большеинзерской и суранской свит нижнего рифея в зоне влияния крупного тектонического нарушения северо-восточного простирания. Северная часть Авзянского рудного района, для которой характерна железорудная минерагеническая специализация, представлена в виде Лапыштинского магнезито-железородного узла.

Наиболее существенные изменения относительно легенды касаются границ и состава оруденения Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоны. Северо-западная ее граница, по нашему мнению, соответствует границе между Уралтауской и Башкирской структурно-формационной зонами, поскольку железородное и полиметаллическое оруденение, известное в Тирлянском рудном узле, локализовано преимущественно в средне- и верхнерифейских образованиях (авзянская и уксая свиты), принадлежащих к Башкирской структурно-формационной зоне, и безусловно должно рассматриваться в составе Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоны. Другие объекты с промышленным полиметаллическим и железным оруденением как в пределах листа N-40, так и на сопредельных с юга территориях (лист M-40) не известны. В этом случае встает вопрос о целесообразности выделения железа в качестве ведущего для Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоны. В пределах Уралтауской минерагенической зоны по результатам ГДП-200 (второе издание) выделено три потенциальных рудных узла: Абдулкасимовский платиновородный, Барангуловский ниобий-танталовородный и Турпоргасский молибденово-марганцево-золоторудный. В южной части листа вне минерагенических зон выделен Кананикольско-Зилаирский потенциальный марганцевородный узел, охватывающий западную часть Уралтауской и восточную часть Кракинско-Зилаирской минерагенических зон.

В Магнитогорской минерагенической мегазоне на Карте полезных ископаемых Госгеолкарты-1000/1 минерагенические зоны не выделялись. В настоящей редакции в соответствии с легендой здесь выделены Западно-Магнитогорская, Учалинско-Ириклинская и Уйско-Гумбейская минерагенические зоны, различающиеся как по набору рудоконтролирующих формаций, так и по минерагенической специализации. Границы минерагенических зон несколько скорректированы и приведены в соответствие с геологическим строением и структурно-тектоническим планом территории. Существенно изменилась западная граница Западно-Магнитогорской

минерагенической зоны, о чем уже написано выше. Существенно изменены и выделяемые ранее таксоны более низких рангов – рудные районы и узлы. Выделявшийся в предыдущей редакции Учалинский рудный район, с нечеткими геологическими границами и весьма широкой минерагенической специализацией, в современном варианте не отображается. В виде отдельных частей его территория вошла в состав различных минерагенических районов (Верхнеуральского цинково-меднорудного района, Миасско-Миндякской асбест-хромово-золоторудной рудоносной зоны), узлов (Кириябинско-Каранского хромово-золоторудного узла).

В Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной минерагенической зоне выделены Миасско-Миндякская асбест-хромово-золоторудная рудоносная зона, Узункыро-Сибайский золото-марганцево-меднорудный район и Баймак-Бурибаевский золотоносный марганцево-цинково-меднорудный район, не выделявшиеся в предыдущей редакции. Миасско-Миндякская асбест-хромово-золоторудная рудоносная зона включает в себя часть Учалинского рудного района, который в предыдущей редакции имел весьма нечеткие границы и охватывал обширную территорию с разнородной минерагенической специализацией. В состав зоны входят два рудных узла, ранее не выделявшиеся: Кириябинско-Каранский хромово-медно-золоторудный и Миндякский золоторудный. Узункыро-Сибайский рудный район в южной своей части соответствует выделявшемуся ранее Сибайскому рудному району. Минерагеническое районирование здесь детализировано путем выделения двух рудных узлов с различной специализацией – Худолазовского медно-никелево-золоторудного и Сибайского цинково-меднорудного. Худолазовский рудный узел выделялся и в предыдущей редакции, однако его границы существенно изменены и приведены в соответствие с распространением рудоконтролирующих формаций.

В составе Баймак-Бурибаевского золотоносного марганцево-цинково-меднорудного района выделены Ярлыкаповско-Тимирязевская золото-марганцеворудная зона, ранее не выделявшаяся, и Баймакская медно-марганцево-золоторудная зона, ранее выделявшаяся в ранге рудного района. Существенно расширены пространственные границы Юлук-Гумеровского (в настоящей редакции Иткуловско-Юлукского) рудного узла и его минерагеническая специализация. Основанием для расширения границ узла послужила идентичность геологической обстановки и наличие признаков медной и золотой минерализации в южном и северном направлениях.

В Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной минерагенической зоне существенно уточнены границы Учалинско-Верхнеуральского рудного района, в пределах которого на основании данных ГДП-200 выделены Учалинский золото-меднорудный, Орловско-Верхнеуральский медно-цинково-золоторудный и Александринский медно-цинковорудный узлы, в предыдущей редакции не выделявшиеся. Выделяемый Учалинско-Верхнеуральский рудный район включает в себя части выделявшихся ранее Учалинского и Верхнеуральского рудных районов. Восточные части этих районов в современной редакции принадлежат к Уйско-Гумбейской минерагенической зоне и поэтому выделение их в прежних границах нецелесообразно.

Уточнены границы Магнитогорского железорудного узла. В южной части Учалинско-Ириклинской минерагенической зоны выделен Карабулак-Богдановский редкоземельно-железорудный узел, не выделявшийся в предыдущей редакции.

Территория, входящая в состав Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоны, в предыдущем издании не была структурирована на минерагенические таксоны более низких порядков. В настоящий момент по данным ГДП-200/2 здесь выделяются Курасанский серебряно-железорудный, Балканский вольфрам-золоторудный, Субутак-Сухаринский платиново-железо-золоторудный и Амамбайский железо-марганцево-золоторудный узлы.

Восточно-Уральская минерагеническая мегазона на Карте полезных ископаемых предыдущего издания не была структурирована. В настоящий момент в соответствии с легендой на территории листа N-40 в составе мегазоны выделяются Верхотуро-Оренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная и Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагенические зоны. Границы зон несколько откорректированы в соответствии с геологической ситуацией, отображенной на Геологической карте доплиоценовых образований комплекта ГК-1000/3. В Верхотуро-Оренбургской минерагенической зоне выделены Каморзинско-Ларинский потенциальный платиново-золоторудный узел и Кировско-Амурская цинково-золоторудная зона. В Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне – Айдырлинско-Байтукский вольфрамово-золоторудный узел.

В южной части Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной минерагенической зоны на Карте полезных ископаемых выделялся один Белорецко-Авзянско-Зилаирский золотороссыпной район. Различные условия образования россыпей, а также различный возраст рудовмещающих комплексов обусловили необходимость выделения здесь более дробных таксонов в ранге россыпных узлов. В настоящей редакции выделены три узла с собственно золотой минерагенической специализацией: Авзянский золотороссыпной узел, Зилаирский золотороссыпной узел и Узянский потенциальный золотороссыпной узел. Кроме этого выделены два узла с алмазо-золотороссыпной минерагенической специализацией, поскольку в их пределах помимо признаков россыпной золотоносности присутствуют признаки россыпной алмазности: Белорецкий потенциальный алмазо-золотороссыпной узел и Байназаровский потенциальный алмазо-золотороссыпной узел.

Области развития благоприятных геологических критериев и поисковых признаков коренной алмазности существенно локализованы по сравнению с предыдущей редакцией и представлены в виде пяти потенциальных алмазносных узлов, расположенных вне минерагенических зон: Юрюзано-Айского, Верхнебельского, Маярдакского, Шатакско-Узянского, Макарово-Нугушского.

Районирование нефтегазосной провинции, отраженное на карте, является традиционным для территории Республики Башкортостан. Выделенные районы располагаются вне нефтегазосных областей. Структуры I порядка

(грабенообразные прогибы и горстообразные поднятия) являются секущими как по отношению к нефтегазоносным провинциям, так и по отношению к областям.

## ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

На основе анализа ранее выполненных работ и полученных при ГДП-1000 данных на территории листа N-40 были выделены участки в ранге рудных узлов, обладающие ресурсным потенциалом в отношении широкого круга полезных ископаемых: марганца, железа, титана, хрома, ванадия, алюминия, меди, цинка, свинца, молибдена, никеля, кобальта, вольфрама, золота, платиноидов, серебра, ниобия, тантала, иттрия, иттербия, магнетита, барита, флюорита, талька. Оценка прогнозных ресурсов различных категорий ( $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$ ) для подавляющего большинства выделенных узлов выполнена в рамках работ ГДП-200 (второе издание), проведенных в 2000–2008 гг., тематических работ по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории РБ, выполненных в 2002 и 2003 гг., поисковых работ на коренное золото и медноколчеданные руды, часть объектов учтена «Перечнем объектов с предварительно апробированными прогнозными ресурсами», подготовленным ЦНИГРИ. Дополнительно к ранее утвержденным, выполнена авторская оценка ресурсов категории  $P_3$  коренного и россыпного золота для впервые выделяемого Зилаирского золоторудного потенциального узла (11.0.4), марганца для Шигрышко-Зианчуринского марганцеворудного узла (6.0.1), а также переоценка прогнозных ресурсов категории  $P_3$  для четырех рудных узлов в связи с уточнением их границ: Кужинский магнетитово-полиметаллически-баритоворудный узел (8.0.6), Ирмельский платино-золоторудный узел потенциальный (10.0.2), Узянско-Западнозилаирская марганцеворудная зона потенциальная (11.0.2), Иткуловско-Юлукский тальково-золото-меднорудный узел потенциальный (12.0.5). Сведения о величине прогнозных ресурсов минерогенических подразделений в ранге рудных узлов приведены прил. 2 и отображены на Схеме прогноза полезных ископаемых и продуктивности рудных узлов.

## Черные металлы

**Железо.** Прогнозные ресурсы железных руд категории  $P_3$  оценены для 12 рудных узлов и составляют 6635,5 млн т. Наиболее высоким ресурсным потенциалом обладают Субутак-Сухаринский платино-железо-золоторудный (15.0.3) и Амамбайский железо-марганцево-золоторудный узел (15.0.4), расположенные в Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерогенической зоне (15). Перспективы здесь связаны с вкрапленным титаномагнетитовым оруденением на глубинах от 300 до 600 м [83]. Весьма значительные прогнозные ресурсы характерны для Карабулак-Богдановского редкоземельно-железородного узла (14.0.2) в Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной минерогенической зоны (14), где они связаны с оруденением железородной скарново-магнетитовой формации и оцениваются в 511,5 млн т [83].

В Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоне (10) высоким ресурсным потенциалом обладает Кузино-Копанская ванадиево-железо-титановорудная зона (10.0.1). Перспективы здесь связаны с титан-железородной мафитовой формацией, прогнозные ресурсы железных руд категории  $P_3$  оцениваются в 850 млн т [66].

В Тараташско-Зильмердакской магнезитоносной цинково-свинцово-железородной минерагенической зоне (8) перспективы прироста запасов железных руд связаны с более детальным изучением периферийных частей рудных узлов, более глубоких горизонтов и флангов известных месторождений.

**Марганец.** Прогнозные ресурсы марганцевых руд категории  $P_3$  приведены для семи рудных узлов и зон, из которых четыре являются потенциальными. Наибольшим ресурсным потенциалом обладают Улутелякско-Ашинский фосфорито-марганцеворудный узел (4.0.1) в Южно-Предуральской меднорудной гипсоносно-соленосной минерагенической зоне (4), Шигрышко-Зианчуринский марганцеворудный узел (6.0.1) в Зиганской фосфоритоносной железо-марганцеворудной минерагенической зоне (6), Узьяно-Западнозилаирская марганцеворудная потенциальная зона (11.0.2) в Кракинско-Зилаирской хромово-золото-марганцеворудной минерагенической зоне (11) и Кананикольско-Зилаирский марганцеворудный потенциальный узел (12.0.4) в Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоне (12).

В пределах Улутелякско-Ашинского фосфорито-марганцеворудного и Шигрышко-Зианчуринского марганцеворудного узлов перспективы связаны с оруденением марганцевой карбонатной формации в пермских и нижнекаменноугольных отложениях. Прогнозные ресурсы марганцевых руд категории  $P_3$  для Улутелякско-Ашинского узла составляют 34 млн т ([236], Протокол ФГУП «ВСЕГЕИ» № 04/14 от 05.06.2008 г.).

Для Шигрышко-Зианчуринского марганцеворудного узла ранее оценка прогнозных ресурсов не проводилась. В пределах узла известны два малых месторождения и ряд рудопроявлений марганцевой терригенной формации. Рудоносные образования достаточно строго стратифицированы и приурочены к карбонатным отложениям нижнего карбона (доломито-известняковая толща), смятым в антиклинальные складки. В замковых частях складок обнажаются рудоносные образования, прослеживающиеся от бассейна р. Б. Ик на севере до бассейна р. Усалыке на юге. При ГК-1000/3 выполнена авторская оценка прогнозных ресурсов марганцевых руд категории  $P_3$  методом аналогии. В качестве эталонного объекта принят Улутелякско-Ашинский фосфорито-марганцеворудный узел, для которого Отделом металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ФГУП «ВСЕГЕИ» поставлены на учет прогнозные ресурсы в количестве 34 млн т при площади 282 км<sup>2</sup> (Протокол № 04/14 от 05.06.2008 г.). Таким образом, удельная продуктивность эталонного объекта – 0,12 млн т. Площадь Шигрышко-Зианчуринского узла 781 км<sup>2</sup>. Коэффициент подобия 0,4; коэффициент надежности 0,6. Прогнозные ресурсы  $P_3$  марганцевых руд:  $0,12 \times 781 \times 0,4 \times 0,6 = 22$  млн т.

В Узьяно-Западнозилаирской марганцеворудной потенциальной зоне и Кананикольско-Зилаирском марганцеворудном потенциальном узле

перспективы связаны с возможностью локализации оруденения марганцевой терригенно-кремнистой формации в кремнистых и кварцевых алевролитах нижней части разреза зилаирской свиты, ибрагимовской и новосмановской толщ, тупоргасской свиты и верхней части курташской свиты. Возраст рудовмещающих образований от раннего силура до позднего девона. Утвержденные прогнозные ресурсы марганцевых руд категории  $P_3$  для Кананикольско-Зилаирского узла составляют 30 млн т ([236], Протокол ФГУП «ВСЕГЕИ» №04/14 от 05.06.2008 г.).

Для Узьяно-Западнозилаирской марганцеворудной потенциальной зоны в ходе ГК-1000/3 выполнена переоценка прогнозных ресурсов. Зона приурочена к западному крылу Зилаирского синклинория. В геологическом строении принимают участие бельская и зилаирская свиты. Разрез зилаирской свиты, за исключением ее нижней части, весьма однообразен и представлен ритмичным чередованием граувякковых песчаников, граувякковых, реже кремнистых алевролитов и черных аргиллитов. Нижняя часть разреза имеет широкие вариации состава. Достаточно часто в нижней части отмечаются прослои кремнистых алевролитов мощностью до 100 м. В северной части рудной зоны известно рудопроявление марганца Магадеевское (IV-4-76). Оруденение контролируется кремнистыми и глинисто-кремнистыми алевролитами с франскими конодонтами, в которых отмечается серия интенсивно омарганцованных прослоев мощностью от 0,5 до 1 м. На рудопроявлении проводились поисковые работы, которые не были завершены. Собственным опробованием, проведенным в рамках ГК-1000/3, на флангах рудопроявления установлены содержания марганца от 8,16 до 25,53% в оруденелых кремнистых алевролитах франского возраста. В южной части зоны выявлен пункт минерализации марганца, приуроченный к кремнистым алевролитам того же возрастного интервала, а также высококонтрастные литохимические аномалии марганца в коренных породах и литохимические потоки марганца в современной аллювии с содержаниями от 0,5 до 1% по данным спектрального анализа. В центральной части зоны отмечаются высококонтрастные вторичные ореолы рассеяния марганца с содержаниями от 0,7 до 1% по данным спектрального анализа. В ходе ГДП-200 по листам N-40-XXII, N-40-XXVIII прогнозные ресурсы категории  $P_3$  марганцевых руд для Узьяно-Западнозилаирской марганцеворудной потенциальной зоны оценивались в 16,7 млн т [76, 81]. Переоценка прогнозных ресурсов выполнена по методу аналогии в связи с уточнением границ рудной зоны. В качестве объекта-аналога принят Кананикольско-Зилаирский марганцеворудный потенциальный узел с утвержденными прогнозными ресурсами 30 млн т при расчетной площади 190 км<sup>2</sup>. Таким образом, удельная продуктивность объекта-аналога составляет:  $30 : 190 = 0,16$  млн т/км<sup>2</sup>. Коэффициент подобия ( $k_n$ ) принят равным 0,7, поскольку геологические условия объекта-аналога весьма сходны с таковыми прогнозируемого объекта; коэффициент надежности ( $k_n$ ) – 0,7 (наличие прямых и косвенных признаков оруденения в пределах прогнозируемого объекта). Таким образом, прогнозные ресурсы категории  $P_3$  марганцевых руд прогнозируемого объекта составляют:  $0,16 \times 356 \times 0,7 \times 0,7 = 28$  млн т.



**Хром.** Прогнозные ресурсы хромовых руд категории  $P_3$  приведены для четырех рудных узлов, три из которых – Северо-Кракинский (11.1.1), Средне-Кракинский (11.1.2), Южно-Кракинский (11.1.3) хромоворудные узлы принадлежат к Кракинско-Зилаирской хромово-золото-марганцеворудной минерагенической зоне (11.1) и один Кирыбинско-Каранский хромово-медно-золоторудный узел (13.1.1) – к Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной минерагенической зоне (13). Наибольшим ресурсным потенциалом в Кракинско-Зилаирской минерагенической зоне обладает Южно-Кракинский узел. Перспективы хромитового оруденения здесь связаны с хромитовой офиолитовой формацией, прогнозные ресурсы руд категории  $P_3$  оцениваются в 59 млн т [76, 81].

В Кирыбинско-Каранском хромово-медно-золоторудном узле перспективы связаны также с оруденением хромитовой офиолитовой формации в гипербазитовых массивах и в блоках серпентинитового меланжа. Прогнозные ресурсы руд категории  $P_3$  оцениваются в 100 млн т [66].

### Цветные металлы

**Медь.** Прогнозные ресурсы различных категорий оценены для 12 рудных узлов. Наиболее перспективные объекты, обладающие высоким ресурсным потенциалом, расположены в Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной (13) (Кирыбинско-Каранский хромово-медно-золоторудный узел (13.1.1), Сибайский цинково-меднорудный узел (13.2.3)), Уралтауской полиметаллически-медно-железородной (12) (Иткуловско-Юлукский тальконосно-золото-меднорудный потенциальный узел (12.0.5)) и Учалинско-Иркинской золотоносной цинково-медно-железородной (14) (Орловско-Верхнеуральский медно-цинково-золоторудный узел (14.1.2), Александринский медно-цинковородный узел (14.1.3)) минерагенических зонах. Основные перспективы прироста запасов меди связаны с оруденением медноколчеданной и медно-цинковоколчеданной формаций. Сведения о прогнозных ресурсах меди с указанием источников информации для перечисленных узлов приведены в прил. 2.

Для Иткуловско-Юлукского узла в ходе ГК-1000/3 выполнена переоценка прогнозных ресурсов. Узел расположен в южной части Уралтауской минерагенической зоны. Широкий развитием в пределах узла пользуются образования кармалинской свиты верхнего силура–нижнего девона, представленные графит-кварцевыми, хлорит-мусковит-кварцевыми, актинолит-хлорит-альбитовыми сланцами и метабазальтами, что в сочетании с интрузиями габброидов сакмарского и юлукского комплексов, а также зонами тектонических нарушений создает благоприятные условия для локализации медного оруденения медноколчеданной (с золотом) и золото-сульфидной формаций. В пределах узла известны малые месторождения меди – Южно-Юлукское и Гумеровское, в рудах которых отмечается повышенные содержания золота (от 0,5 до 3,6 г/т) и кобальта (Южно-Юлукское месторождение до 0,2%), а также рудопроявления меди – Тавла I, Северо-Юлукское, Саляховское. Вышеперечисленные месторождения и рудопроявления меди, по мнению ряда авторов [89, 248], представляют собой

метаморфизованные первично колчеданные и на этом основании условно отнесены к медноколчеданной рудной формации. На Южно-Юлукском месторождении оруденение локализовано в образованиях карамалинской свиты и приурочено к контакту графит-кварцевых сланцев с ортосланцами по вулканитам основного состава. В пределах рудного поля отмечаются тела интенсивно рассланцованных габброидов юлукского комплекса и серпентинитов. Месторождение представлено двумя маломощными (0,5–4,5 м) линзообразными залежами, залегающими согласно со сланцеватостью пород и полого падающими на запад-северо-запад. На Гумеровском месторождении оруденение приурочено к верхней части карамалинской свиты и представлено двумя рудными телами линзообразной формы в 110 м друг от друга, залегающими среди слюдисто-графит-кварцевых сланцев с прослоями эпидот-хлорит-альбитовых сланцев.

Помимо перечисленных меднорудных объектов в пределах рудного узла известны рудопроявления талька, пункт минерализации платины и палладия. В северной части узла зафиксированы многочисленными литохимические аномалии золота в рыхлых образованиях и коренных породах, шлиховые ореолы золота со знаковыми содержаниями, шлиховые пробы со знаковыми содержаниями киновари, литохимические аномалии лантана в коренных породах.

Перспективы узла связаны с возможностью выявления новых промышленных медноколчеданных и медно-кобальтовых объектов. Оцененные в ходе работ ГДП-200 по листу N-40-XXVIII прогнозные ресурсы меди для северной части рудного узла составляли 271 тыс. т. Переоценка прогнозных ресурсов выполнена методом аналогии. В качестве объекта-аналога принято Ивановское рудное поле, расположенное, как и прогнозируемый объект, в пределах Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоны. В 2006 г. по результатам поисковых работ на медноколчеданные и медно-кобальтовые руды для Ивановского рудного поля была дана оценка прогнозных ресурсов категории  $P_2$  в размере 226 тыс. т при суммарной площади расчетных блоков  $0,9 \text{ км}^2$  (Н. И. Татарко, 2006). Удельная продуктивность объекта-аналога составляет:  $226 : 0,9 = 250$  тыс. т на  $\text{км}^2$ . Учитывая то, что площадь оценки прогнозных ресурсов  $P_1$  по сути является флангами Ивановского месторождения, для перехода от удельной продуктивности месторождения к удельной продуктивности узла принят поправочный коэффициент 0,01. Площадь прогнозируемого узла  $802 \text{ км}^2$ . Коэффициент подобия 0,6; коэффициент надежности 0,7. Прогнозные ресурсы меди категории  $P_3$  для Иткуловско-Юлукского узла составляют:  $250 \times 0,01 \times 802 \times 0,6 \times 0,7 = 842$  тыс. т. Запасы меди по Южно-Юлукскому и Гумеровскому месторождениям составляют  $9,5 + 2,8 = 12,3$  тыс. т. Таким образом, прогнозные ресурсы за вычетом частично реализованных составляют:  $842 - 12,3 = 829,7$  тыс. т.

**Цинк.** Прогнозные ресурсы цинка различных категорий оценены для 11 рудных узлов. Наибольшим ресурсным потенциалом обладают Бакало-Саткинский барит-железо-магнетитоносный рудный узел (8.0.2) и Кужинский магнетитово-полиметаллически-баритоворудный узел (8.0.6) в Тараташко-Зильмердакской магнетитоносной цинково-свинцово-

железородной минерагенической зоне (8); Сибайский цинково-меднорудный (13.2.3) и Бурибаевский цинково-меднорудный (13.3.3) узлы в Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной минерагенической зоне (13); Учалинский золото-меднорудный (14.1.1) и Александринский медно-цинковорудный (14.1.3) узлы в Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной минерагенической зоне (14); Кировско-Амурская цинково-золоторудная зона (16.0.2) в пределах Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоны (16).

В пределах Тараташко-Зильмердакской минерагенической зоны перспективы прироста запасов связаны с оруденением свинцово-цинковой карбонатной стратиформной и барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной формаций. Для Бакало-Саткинского узла прогнозные ресурсы цинка категории  $P_3$  оценены в 450 тыс. т [66]. Для Кужинского рудного узла в ходе ГК-1000/3 выполнена переоценка прогнозных ресурсов в связи с уточнением его границ.

Кужинский рудный узел расположен в южной части Башкирского антиклинория, охватывает Кужинскую синклиналь и прилегающие к ней территории. Перспективы узла в отношении барита, свинца, цинка связаны прежде всего с широким развитием здесь терригенно-карбонатных толщ среднего (кужинская свита, биктимировская толща) и верхнего (зильмердакская, инзерская свиты) рифея в сочетании с зонами влияния серии тектонических нарушений северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания (Зильмердакский взброс), которые предположительно контролируют размещение оруденения барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной формации. Здесь зафиксирован комплекс прямых и косвенных поисковых признаков баритового и свинцово-цинкового оруденения: известные месторождения (барит – Кужинское, свинец, цинк – Кужинское), рудопроявления и пункты минерализации барита (Акбалсыксинское, Галиакберовское, Кайраклинское); первичные и вторичные ореолы рассеяния бария, свинца, цинка; шлиховые потоки и ореолы барита с весовыми содержаниями. В пределах узла расположено также несколько рудопроявлений магнезита (Яру, Уртыбаш). Магнезитовая минерализация локализована в кужинской свите и, по мнению ряда авторов, имеет существенные перспективы [133, 291]. Оценка прогнозных ресурсов цинка выполнена по методу аналогии. В качестве объекта-аналога принято Кужинское рудное поле. Удельная продуктивность цинка составляет 16,6 тыс. т, коэффициент подобия ( $k_{\text{п}}$ ) для свинца и цинка принят равным 0,3; коэффициент надежности ( $k_{\text{н}}$ ) – 0,6 в связи с тем, что явные признаки свинцово-цинковой минерализации в северной части узла не установлены, понижающий коэффициент для перехода от продуктивности рудного поля к продуктивности рудного узла – 0,6. Таким образом, прогнозные ресурсы цинка в пределах Кужинского рудного узла составляют:  $16,6 \times 236 \times 0,3 \times 0,6 \times 0,6 = 420$  тыс. т. Ранее при ГДП-200 листа N-40-XXVIII прогнозные ресурсы цинка для описываемого узла оценивались в 266 тыс. т [81].

Перспективы прироста запасов цинка в Западно-Магнитогорской и Учалинско-Ириклинской минерагенических зонах связаны в первую

очередь с оруденением медно-цинковоколчеданной формации. Сведения о размере прогнозных ресурсов и источниках информации по выделяемым здесь рудным узлам приведены в прил. 2.

В Верхотурско-Новооренбургской минерагенической зоне перспективы связаны с оруденением полиметаллической колчеданной формации в пределах Кировско-Амурской цинково-золоторудной зоны, для которой прогнозные ресурсы цинка категории  $P_3$  оцениваются предшествующими исследователями [83, 87] в 1476 тыс. т.

**Вольфрам.** Перспективы прироста запасов данного полезного ископаемого связаны с Балканским вольфрамово-золоторудным узлом (15.0.2) в пределах Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоны (15). Здесь возможно выявление новых вольфрамовых объектов, генетически связанных с гранитоидами балканского интрузивного комплекса. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  оцениваются предшественниками в 12 тыс. т [78].

**Молибден.** Прогнозные ресурсы молибдена оценены для двух рудных узлов: Орловско-Верхнеуральского медно-цинково-золоторудного (14.1.2) в Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной минерагенической зоне (14) и Тупоргасского молибденово-марганцево-золоторудного потенциального (12.0.3) в Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоне (12). Наиболее обоснованным и достоверным представляется прогноз для Орловско-Верхнеуральского узла, где молибденовая минерализация зафиксирована на рудопроявлениях меди. Прогнозные ресурсы молибдена категории  $P_2$  оцениваются предшественниками 37 тыс. т [78].

В пределах Тупоргасского молибденово-марганцево-золоторудного потенциального узла в ходе ГДП-200 листа N-4-XXVIII выявлены пункты минерализации молибдена, марганца, меди, цинка, фосфора, многочисленные контрастные литохимические аномалии золота, меди, молибдена, цинка, марганца, фосфора в коренных породах и аллювиальных отложениях, шлиховые потоки молибденита, единичные шлиховые пробы со знаковыми содержаниями киновари, точечные литохимические аномалии вольфрама, сурьмы, бериллия, висмута в коренных породах. По геофизическим данным, в среднем течении р. Тупоргас расположена отрицательная аномалия силы тяжести, которая может быть проинтерпертирована как отражение в физическом поле нескрытого интрузивного тела кислого состава. Формационная принадлежность выявленных пунктов минерализации молибдена не определена в связи с низкой изученностью. Прогнозные ресурсы молибдена категории  $P_3$  оценивались по первичным ореолам и составляют 23,5 тыс. т [81].

## Редкие металлы

**Тантал, ниобий.** Прогнозные ресурсы ниобия и тантала оценены для двух рудных узлов: Бакало-Саткинского баритово-железо-магнезитоворудного (8.0.2) в Тараташко-Зильмердакской магнезитоносной цинково-свинцово-железородной минерагенической зоне (8) и Барангуловского

ниобиево-танталоворудного потенциального (12.0.2) в Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоне (12). Для Бакало-Саткинского узла перспективы связаны с флангами Сибирковского месторождения тантала и ниобия, расположенного в юго-восточной части узла и приуроченного к щелочным метасоматитам по терригенным породам бакальской свиты нижнего рифея. Прогнозные ресурсы категории  $P_2$  здесь составляют: ниобий – 147 тыс. т; тантал – 8,5 тыс. т [66].

В пределах Барангуловского потенциального узла перспективы связаны с оруденением редкоземельно-редкометалльной (апогранитовой и щелочных метасоматитов) формации, контролируемым образованиями барангуловского интрузивного комплекса и связанными с ними метасоматитами. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  здесь составляют: тантал – 21,1 тыс. т; ниобий – 2,2 тыс. т; категории  $P_2$ : тантал – 2,7 тыс. т; ниобий – 1,7 тыс. т [71].

**Иттрий, иттербий.** Перспективы связаны с оруденением редкоземельно-редкометалльной формации в корях выветривания в пределах Карабулак-Богдановского редкоземельно-железородного узла (14.0.2) Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной минерагенической зоны (14). Суммарные прогнозные ресурсы иттрия и иттербия категории  $P_3$  здесь составляют 16 тыс. т [83].

### Благородные металлы

**Золото коренное.** Прогнозные ресурсы коренного золота различных категорий оценены для 27 рудных узлов и зон. Наибольшим ресурсным потенциалом обладают Ирмельский платиново-золоторудный потенциальный (10.0.2), Машакский платиново-золоторудный потенциальный (10.0.4), Авзяно-Шатакский железо-золоторудный (10.0.9) узлы в Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоне (10); Зилаирский золоторудный потенциальный узел (11.0.4) в Кракинско-Зилаирской хромово-золото-марганцеворудной минерагенической зоне (11); Тупоргаский молибденово-марганцево-золоторудный потенциальный (12.0.3) и Иткуловско-Юлукский (12.0.5) тальково-золото-меднорудный узлы в Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоне (12); Учалинский золото-меднорудный узел (14.1.1) в Учалинско-Ириклинской золотоносной цинково-медно-железородной минерагенической зоне (14); Курасанский серебро-золоторудный (15.0.1) и Амамбайский железо-марганцево-золоторудный (15.0.4) узлы в Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоне (15); Кировско-Амурская цинково-золоторудная зона (16.0.2) в Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоне (16); Айдырлино-Байтукский вольфрамово-золоторудный узел (17.0.1) в Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной минерагенической зоне (17).

В Златоустовско-Авзянской минерагенической зоне перспективы связаны с золотым и золото-платиновым оруденением формации золотоносных

конгломератов, платинометалльно-золоторудной черносланцевой и золото-сульфиднокварцевой формаций. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  по оценкам предшественников составляют: Авзяно-Шатакский железо-золоторудный узел – 81 т [76], Машакский платиново-золоторудный потенциальный узел – 61 т [71].

Для Иремельского платиново-золоторудного потенциального узла выполнена переоценка существовавших ранее прогнозных ресурсов в связи с уточнением его границ. Узел расположен в северо-восточной части Башкирского антиклинория, выделен при ГДП-200 листа N-40-XVII. Преимущественным развитием в пределах узла пользуются терригенные образования среднего рифея, представленные зигазино-комаровской и зигальгинской свитами. Зигазино-комаровская свита сложена песчаниками кварцевыми, олигомиктовыми или аркозовыми с редкими прослоями кварцевых алевролитов, часто углеродистых, мелкогалечных конгломератов и гравелитов, местами отмечаются линзы и прослои доломитов и известняков. В разрезе зигазино-комаровской свиты весьма существенную роль играют углеродистые разности: сланцы мусковит-графит-кварцевые, графит-хлоритовидно-кварцевые, графит-мусковит-альбит-кварцевые, чередующиеся с прослоями кварцитов, метапесчаников олигомиктовых и аркозовых, кварц-альбит-карбонатных сланцев. При проведении ГДП-200 по листам N-40-XVIII (Жданов, 2003), N-40-XVII (Мосейчук, 2008) здесь выявлены многочисленные рудопроявления и пункты минерализации золота и элементов платиновой группы, локализованные в углеродсодержащих породах зигазино-комаровской свиты и принадлежащие к золоторудной черносланцевой стратиформной и платинометалльно-золоторудной черносланцевой формациям. С зигальгинской свитой связаны отдельные рудопроявления урана.

Прогнозные ресурсы золота в пределах Иремельского платиново-золоторудного потенциального узла оценивались предшествующими исследователями методом прямого расчета и составляли 47 т [71]. В ходе работ ГК-1000/3 была значительно увеличена площадь узла в северо-восточном направлении. Основанием для изменения границ узла послужило то, что области развития рудолокализирующих комплексов оруденения платиноносной черносланцевой формации (зигазино-комаровская свита среднего рифея) протягиваются в северо-восточном направлении на территорию листов N-40-XVIII и N-40-XII, где по результатам работ ГДП-200 (лист N-40-XVIII) также выявлены пункты минерализации платины и палладия. В северо-восточной части описываемого узла в его настоящих границах расположено Хуторское полиметаллически-баритовое рудное поле, для которого прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  оценивались предшествующими исследователями в 10 т [66]. Переоценка выполнена путем увеличения прогнозных ресурсов, рассчитанных по результатам предшествующих работ, пропорционально увеличению площади прогнозируемого объекта с понижающим коэффициентом 0,5, учитывающим степень надежности прогноза. Площадь объекта увеличилась по сравнению с предполагаемой ранее в 2,5 раза. Таким образом, прогнозные ресурсы золота для рудного узла в новых предлагаемых границах составляют:  $(57 \times 2,5) \times 0,5 = 71,25$  т (71 т).

В Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоне перспективы прироста запасов связаны с орудением золото-сульфидно-кварцевой и золоторудной черносланцевой формаций, размещение которого контролируется углеродсодержащими образованиями ордовика, силура и нижнего девона (верхняя подсвита курташской свиты, тупоргасская и карамалинская свиты, новоусмановская и ибрагимовская толщи). Прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  Тупоргасского молибденово-марганцево-золоторудного потенциального узла оценены при ГДП-200 листа N-40-XXVIII и составляют 46 т [81]. Прогнозные ресурсы золота Иткуловско-Юлукского тальково-золото-меднорудного узла переоценены в ходе ГК-1000/3 в связи с уточнением его границ. Геологические критерии и поисковые признаки, характерные для данного узла, рассмотрены ранее, в разделе «Медь». Перспективы золотого орудения здесь связаны с возможностью выявления новых объектов золото-сульфидно-кварцевой и золоторудной черносланцевой формаций, локализованных в углеродсодержащих сланцах карамалинской свиты в зонах тектонических нарушений, а также с золотоносностью руд медноколчеданных месторождений. Оценка прогнозных ресурсов выполнена по методу аналогий. В качестве объекта-аналога принят Амамбайский железо-марганцево-золоторудный узел, расположенный в Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоне, для которого Отделом металлогении и геологии месторождений полезных ископаемых ФГУП «ВСЕГЕИ» утверждены прогнозные ресурсы золота категории  $P_3$  в размере 26,9 т (протокол ВСЕГЕИ № 04/14 от 05.06.2008 г.). В пределах объекта-аналога расположены малые месторождения и рудопроявления золота золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой малосульфидной формаций, локализованные в вулканогенно-осадочных толщах нижнего и среднего девона. Площадь Амамбайского рудного узла 265 км<sup>2</sup>. Удельная продуктивность составляет:  $26,9:265 = 0,1$  т/км<sup>2</sup>. Коэффициент подобия ( $k_n$ ) принят равным 0,6, поскольку объект-аналог расположен в другой минерагенической зоне; коэффициент надежности ( $k_n$ ) – 0,7. Таким образом, прогнозные ресурсы ПО составляют:  $0,1 \times 802 \times 0,6 \times 0,7 = 34$  т. Ранее при ГДП-200 листа N-40-XXVIII прогнозные ресурсы золота для северной части узла оценивались в 15,8 т [81].

В Кракинско-Зилаирской минерагенической зоне впервые выделен Зилаирский золоторудный потенциальный узел, пространственно приуроченный к восточному крылу Зилаирского синклиория. На территории узла преимущественным распространением пользуются отложения зилаирской свиты, представленные ритмичным чередованием граувакковых песчаников, граувакковых, реже кремнистых алевролитов и черных аргиллитов. Редко в верхней части разреза встречаются тонкие прослои известняков. Нижняя часть разреза имеет широкие вариации состава – от углисто-глинистых аргиллитов с прослоями граувакковых песчаников до кремнистых алевролитов. Моноклиналиное строение синклиория нарушено второстепенными взбросами субмеридионального простирания с многочисленными оперяющими трещинами, с которыми пространственно связаны многочисленные кварцевые жилы и зоны окварцевания. На сопредельных с

севера территориях известны малые тела и дайки кананикольского габбро-гранитового гипабиссального интрузивного комплекса, с которыми предполагается парагенетическая связь золотого оруденения. В пределах узла известно одно рудопроявление золота (Зилаирское), представленное кварцевой жилой среди граувакковых песчаников и глинистых аргиллитов. Содержания золота, по данным предшественников, достигают 8,4 г/т. Помимо этого здесь расположены многочисленные аллювиальные россыпи золота (Рулумбик, Биктяу-Кунык, Бол. Сюрень, Шариха, Бол. Шар), на которых в 1936–1937 гг. проводились поисково-оценочные работы. Поисковые работы на коренное золото на территории прогнозируемого объекта не проводились. Собственными работами, выполненными в рамках ГК-1000/3 и ГДП-200, здесь выявлены многочисленные литохимические потоки и ореолы золота с содержаниями от 0,01 до 2,0 г/т в аллювиальных и элювиально-делювиальных отложениях и шлиховые потоки золота с весовыми содержаниями. Штуфным опробованием в кварцевых жилах и зонах окварцевания зафиксированы содержания золота от 0,3 до 0,8 г/т по результатам атомно-абсорбционного анализа.

Перспективы узла связаны с возможностью выявления в его пределах золоторудных объектов золото-кварцевой и золото-кварцевой малосульфидной формаций. Надежные объекты-аналоги в пределах исследуемой территории отсутствуют. В связи с этим оценка прогнозных ресурсов выполнена в соответствии с Методическим руководством ЦНИГРИ 2002 г. с использованием среднестатистических данных об удельной продуктивности минерагенических таксонов различного ранга для различных геолого-промышленных типов коренных месторождений золота. Поскольку узел по площади (819 км<sup>2</sup>) сопоставим с минимальными размерами рудного района, то для расчетов использованы среднестатистические данные удельной продуктивности, рекомендованные для рудных районов – от 50 до 200 кг/км<sup>2</sup>. В связи со слабой целевой изученностью объекта и низкими содержаниями золота в пробах удельная продуктивность принята на минимальном уровне – 50 кг/км<sup>2</sup>. Таким образом, прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> для Зилаирского золоторудного потенциального узла составили:  $(50 \times 819)/1000 = 40,9$  т.

В Уйско-Гумбейской минерагенической зоне перспективы прироста запасов связаны с оруденением золото-серебряной формации (Курасанский серебро-золоторудный узел) и золото-сульфиднокварцевой формации (Амамбайский железо-марганцево-золоторудный узел). Прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> составляют: для Курасанского рудного узла – 37,6 т [72, 78], для Амамбайского рудного узла – 26,9 т [78].

В Верхотурско-Новооренбургской минерагенической зоне перспективы связаны с оруденением золото-кварцевой малосульфидной и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Прогнозные ресурсы категории P<sub>3</sub> для Кировско-Амурской цинково-золоторудной зоны составляют 127,4 т [78, 87].

В Айдырлино-Байтукском вольфрамово-золоторудном узле перспективы прироста запасов золота связаны с оруденением золото-шеелит-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Прогнозные ресурсы золота категории P<sub>3</sub> для узла оценены в 25 т, P<sub>2</sub> – в 24 т, P<sub>1</sub> – в 28 т [87].



**Золото россыпное.** Золотые россыпи на территории листа известны с начала XIX в. За более чем 150-летнюю историю эксплуатации из них получено более 50 т золота. Подавляющее большинство промышленных россыпей расположены в пределах семи золотороссыпных и платино-золотороссыпных узлов: Авзянского (19.0.2) и Икско-Зилаирского (19.0.5) золотороссыпных узлов в Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной минерагенической зоне (19); Уйско-Орловского (20.0.1) и Миндякского (20.0.2) платино-золотороссыпных, Худозавовского (20.0.5), Таналыкского (20.0.6) и Верхнеуральско-Субутакского (20.0.3) золотороссыпных узлов в Восточно-Уральской платино-золотороссыпной минерагенической зоне (20). Все промышленные россыпи в той или иной степени затронуты разработкой, то есть являются техногенными. При этом значительное количество россыпей, особенно в долинах I–II порядков, обрабатывались совершенно бессистемно, так называемым «мускульным» мелкостарательским способом, когда выбирались лишь наиболее богатые участки россыпи с содержанием золота выше 0,5–1,0 г/м<sup>3</sup>. Современными методами с применением гидровашгердов и драг перемыты лишь наиболее крупные россыпи. Таким образом, ресурсы россыпного золота даже на известных давно разрабатываемых объектах не исчерпаны. В процессе геологоразведочных работ и последующей гидромеханизированной отработки эксплуатации техногенных россыпей, затронутых старательской отработкой, установлено, что для обводненных россыпей с глубиной залегания кровли пласта более 4 м при средней и плохой промывистости песков выработанность составляет около 50%. Для мелкозалегающих россыпей с хорошей и средней промывистостью – 60–80% [170]. Прирост запасов возможен на флангах известных месторождений, в межблоковых и бортовых целиках, недозачищенных плотиках, вскрышных отвалах старых разрезов и многочисленных дудок, в отвалах технологического обогащения. Среди перечисленных выше минерагенических таксонов наибольшим ресурсным потенциалом россыпного золота обладают Уйско-Орловский и Миндякский платино-золотороссыпные узлы, а также Верхнеуральско-Субутакский золотороссыпной узел.

Оценка прогнозных ресурсов подавляющего большинства золотороссыпных узлов проводилась в ходе тематических [266] и поисковых [258] работ и является вполне надежной. Сведения о прогнозных ресурсах россыпного золота приведены в прил. 4. В ходе ГК-1000/3 переоценка прогнозных ресурсов категории  $P_3$  выполнена для Икско-Зилаирского золотороссыпного узла. Здесь расположены многочисленные аллювиальные россыпи золота (Рулумбик, Биктяу-Кунык, Бол. Сюрень, Шариха, Бол. Шар), на которых в 1936–1937 гг. проводились поисково-оценочные работы и бессистемная старательская отработка. Суммарные прогнозные ресурсы россыпного золота категорий  $P_1$  и  $P_2$  с учетом результатов поисковых работ 1936–1937 гг. составляют:  $462 + 633 = 1095$  кг при общей протяженности прогнозных участков русел 55 км. Удельная линейная продуктивность при этом составляет:  $1095 : 55 = 19,9$  кг/км. Собственными работами выявлены признаки россыпной золотоносности за пределами опосредованных участков долин. При приращении продуктивной длины долин на 20 км прогнозные

ресурсы россыпного золота категории  $P_3$  составят:  $19,9 \times 20 = 398$  кг, или 0,4 т. Помимо этого в результате более поздних тематических работ (Ю. М. Петров, 1998) была произведена оценка россыпного золота для долины р. Зилаир по категории  $P_2$  в объеме 1,05 т. На наш взгляд, степень изученности золотоносности долины р. Зилаир не позволяет отнести данную оценку к категории  $P_2$ , более целесообразно перевести данный объем ресурсов в категорию  $P_3$ . Таким образом, суммарные прогнозные ресурсы россыпного золота категории  $P_3$  составят:  $0,4 + 1,05 = 1,45$  т.

На территории листа выделено также четыре потенциальных узла, среди которых два являются алмазо-золотороссыпными (Тирляно-Белорецкий и Байназаровский), два – золотороссыпными (Узянский и Сакмарский). В пределах потенциальных узлов промышленные россыпи золота отсутствуют, но установлены прямые поисковые признаки золотоносности (весовые содержания золота) рыхлых отложений различного возраста. Перспективы Тирляно-Белорецкого и Байназаровского потенциальных узлов связаны с золотоносностью среднеплиоценовых аллювиально-озерных и эоплейстоценовых аллювиальных отложений долины р. Белая. В Узянском и Сакмарском потенциальных узлах возможно выявление новых россыпей, локализованных в нижне-, средне- и верхнеоплейстоценовых аллювиальных отложениях.

**Платина и платиноиды.** Оценка прогнозных ресурсов платины и палладия различных категорий имеется для 10 рудных узлов и зон. Наибольшим ресурсным потенциалом обладают Кузино-Копанская ванадиево-железотитановорудная зона (10.0.1), Ирмельский платиново-золоторудный потенциальный узел (10.0.2), Машакский платиново-золоторудный потенциальный узел (10.0.4), Тюлюкский платиново-золоторудный потенциальный узел (10.0.5) в Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоне; Кирябинско-Каранский хромово-медно-золоторудный узел (13.1.1) в Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной минерагенической зоне (13); Субутак-Сахаринский платиново-железо-золоторудный узел (15.0.3) в Уйско-Гумбейской хромово-вольфрамово-золоторудной минерагенической зоне (15).

В Кузино-Копанской рудной зоне платина присутствует в качестве сопутствующего полезного компонента в титаномагнетитовых рудах. Прогнозные ресурсы платины категории  $P_3$  составляют 41 т [66].

В Ирмельском, Машакском и Тюлюкском узлах перспективы связаны с орудением формации золотоносных конгломератов, платинометалльной черносланцевой и платинометалльно-золоторудной черносланцевой формаций. Прогнозные ресурсы платиноидов категории  $P_3$  оценивались в ходе ГДП-200 листа N-40-XVII и первоначально составляли: палладий – 17 т для Ирмельского платиново-золоторудного потенциального узла; палладий – 37 т для Машакского платиново-золоторудного потенциального узла; палладий – 36 т для Тюлюкского платиново-золоторудного потенциального узла [71]. Для Ирмельского потенциального узла выполнена переоценка прогнозных ресурсов платиноидов в связи с уточнением его границ. Величина прогнозных ресурсов, рассчитанных по результатам предшествующих работ, увеличена пропорционально увеличению площади

прогнозируемого объекта с понижающим коэффициентом 0,5. Площадь объекта увеличилась по сравнению с предлагаемой ранее в 2,5 раза. Таким образом, прогнозные ресурсы палладия для рудного узла в новых предлагаемых границах составят:  $(17 \times 2,5) \times 0,5 = 21,3$  т (21 т).

В Уралтауской полиметаллически-медно-железородной минерагенической зоне перспективы связаны с Абдулкасимовским платиноворудным потенциальным узлом, где возможно выявление объектов платинометалло-золоторудной черносланцевой формации, локализованных в углеродсодержащих образованиях среднего (тустинская толща), верхнего (юлгаварская толща) рифея и венда (аршинская свита). Прогнозные ресурсы платины категории  $P_3$  оцениваются здесь в 9 т [72].

В Кирябинско-Каранском хромово-медно-золоторудном узле перспективы платиноносности связаны с хром-платинометаллической ультрамафит-мафитовой формацией. Прогнозные ресурсы платины категории  $P_3$  здесь составляют 21,8 т [66].

В Субутак-Сахаринском рудном узле в никеленосных корах выветривания по серпентинитам установлены повышенные концентрации платиноидов. Прогнозные ресурсы платины: категории  $P_2$  – 40,3 т,  $P_3$  — 8,4 т [78].

### Химическое сырье

**Барит.** Перспективы прироста запасов барита связаны с оруденением барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной и баритовой стратиформной формаций, локализованным в терригенно-карбонатных отложениях рифея. Прогнозные ресурсы оценены для пяти рудных узлов: Бакало-Саткинского баритово-железо-магнетитоворудного (8.0.2), Бретьякско-Аскарковского магнетитово-полиметаллически-баритоворудного потенциального (8.0.5), Кужинского магнетитово-полиметаллически-баритоворудного (8.0.6) в пределах Тараташско-Зильмердакской магнетитово-цинково-свинцово-железородной минерагенической зоны (8); Ирмельского платино-золоторудного потенциального (10.0.2) и Авзяно-Шатакского алмазо-железо-золоторудного (10.0.9) в пределах Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоны (10). Наибольшим ресурсным потенциалом обладают Бакало-Саткинский, Авзяно-Шатакский и Бретьякско-Аскарковский узлы. Прогнозные ресурсы барита категории  $P_3$  для Бакало-Саткинского узла составляют 11 млн т [66];  $P_2$  для Авзяно-Шатакского – 16,8 млн т [76, 281]; для Бретьякско-Аскарковского – 4,2 млн т [281]. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  для Ирмельского узла составляют 8 млн т [71].

Для Кужинского узла в ходе ГК-1000/3 была выполнена переоценка прогнозных ресурсов категории  $P_3$  в связи с уточнением его границ, а также в связи с неточностями, допущенными в более ранних оценках [81]. Характеристика узла приведена в разделе «Цинк». В ходе ГДП-200 по листу N-40-XXVIII прогнозные ресурсы узла категории  $P_3$  оценивались здесь методом аналогии и составили 100 млн т [81]. При этом не был учтен переход от запасов баритовых руд, утвержденных для эталонного объекта (Кужинского рудного поля) к собственно бариту, также не был

введен понижающий коэффициент для перехода от продуктивности рудного поля к продуктивности узла. Переоценка прогнозных ресурсов барита выполнена методом аналогии, в качестве эталонного объекта принято Кужинское рудное поле площадью 5 км<sup>2</sup>. Запасы эталонного объекта составляют 5,8 млн т баритовых руд при среднем содержании барита 48%, или 2,8 млн т собственно барита. Удельная продуктивность рудного поля – 0,56 млн т. Коэффициент подобия ( $k_n$ ) для барита принят равным 0,7; коэффициент надежности ( $k_n$ ) – 0,8; понижающий коэффициент для перехода от продуктивности рудного поля к продуктивности рудного узла – 0,1. Таким образом, прогнозные ресурсы барита в пределах прогнозируемого объекта составляют:  $0,56 \times 236 \times 0,7 \times 0,8 \times 0,1 = 7,4$  млн т, а за вычетом реализованных (погашенных) ресурсов – 4,6 млн т.

**Магнетит.** Перспективы прироста запасов магнетита связаны с орудением магнетитовой апокарбонатной формации, приуроченным к карбонатным образованиям нижнего и среднего рифея. Прогнозные ресурсы определены для пяти рудных узлов, среди которых наибольшим ресурсным потенциалом обладают Исмакаево-Суранский магнетитово-флюоритоворудный потенциальный узел (10.0.7) в Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоне (10), Бретьякско-Аскарковский магнетитово-полиметаллически-баритоворудный потенциальный (8.0.5), Кужинский магнетитоносный полиметаллически-баритоворудный (8.0.6) и Бакало-Саткинский баритово-железо-магнетитоворудный (8.0.2) узлы в Тараташско-Зильмердакской магнетитоносной цинково-свинцово-железородной минерагенической зоне (8). Прогнозные ресурсы магнетита категории  $P_3$ , по оценкам предшественников, составляют: для Исмакаево-Суранского узла – 459 млн т [76]; для Бретьякско-Аскарковского узла – 214 млн т [76]; для Бакало-Саткинского узла – 108 млн т [66].

Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  Кужинского узла, оцененные в ходе ГДП-200, составляли 96 млн т [81]. В ходе ГК-1000/3 была выполнена переоценка прогнозных ресурсов в связи с уточнением границ узла. В качестве объекта-аналога при оценке прогнозных ресурсов магнетита принят Сюрюнякский рудный узел, линейная продуктивность которого, по данным предшественников, составляет 13,6 млн т/км [281]. Коэффициент подобия ( $k_n$ ) принят равным 0,5, поскольку объект-аналог расположен в другой минерагенической зоне; коэффициент надежности ( $k_n$ ) – 0,6. Протяженность Кужинского рудного узла по длинной оси – 26 км. Прогнозные ресурсы магнетита в пределах узла составляют:  $13,6 \times 26 \times 0,5 \times 0,6 = 123$  млн т.

### Драгоценные и поделочные камни

**Алмазы коренные.** По результатам работ ГМК-500 на алмазы на территории листа наиболее перспективными с точки зрения коренной алмазности являются три минерагенических таксона в ранге рудных узлов: Авзяно-Шатакский алмазо-железо-золоторудный узел (10.0.9) в Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоне (10), Маярдакский (0.0.1) и Макарово-Нугушский (0.0.2) алмазонасыщенные потенциальные узлы вне минерагенических зон и районов.

В пределах Маярдакского алмазоносного потенциального узла выявлены следующие геологические критерии и поисковые признаки коренной алмазности: 1) установлены алмазоносные и пиропсодержащие магматические породы: минетты колымбаевского комплекса (алмазы + пиропы), эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты буганакского комплекса (пиропы и пикроильмениты); метасоматиты по базит-ультрабазитовым породам Северного Крака (пиропы); 2) анализ глубинного строения приводит к заключению о близости структуры узла к структурам известных алмазоносных полей; 3) наряду с известными ореолами находок алмазов выявлены ореолы МСА – высокохромистые низкоглиноземистые хромшпинелиды, пироп-альмандиновые гранаты, низкоглиноземистые натрийсодержащие хромдиопсиды, с которыми ассоциируют аэрогаммаспектрометрические аномалии по К и Th, алмазоперспективные магнитные аномалии и геохимические аномалии кимберлит-лампроитового и туффзитового типов; 4) в пределах глубинных субмеридиональных зон разрывных дислокаций, которые дренируются аллювиальными комплексами рек Кадыш, Карасаз, Наяда, Буганак, установлена алмазность аллювия [259].

Основанием для выделения Макароко-Нугушского узла в качестве потенциально алмазоносного послужило следующее: приуроченность узла к зоне обширной Макарово-Нугушской мантийно-диапировой структуры; многочисленные находки алмазов в современных аллювиальных отложениях рек Рязяк, Сикася, Зиган, Нугуш, Урюк и Белая; наличие обширного шлихового ореола высокопироповых высокохромистых кноррингитсодержащих гранатов, в том числе алмазоносной ассоциации; комплексные минералого-геохимические аномалии кимберлитового типа в коренных песчаниках такатинской свиты нижнего девона (кимберлитовый характер РЗЭ-геохимии + лейкоксенизированные пикроильмениты + пироп-альмандины); наличие перспективных геофизических (радиогенных по калию и торию и магнитных «трубчатого» и линейного типов) и геохимических аномалий «кимберлитового, лампроитового и туффзитового» типов [259].

Основанием для выводов о наличии перспектив алмазности в пределах Авзяно-Шатакского узла является следующее: расположение района в пределах Шатакской мантийно-диапировой структуры; находки алмазов в современном аллювии р. Белая; наличие в рудопроявлениях коренных алмазов, приуроченных к лампроитам; наличие шлихового ореола хромитов алмазоносной ассоциации с отдельными находками высокобарических гранатов: пиропов, в т. ч. алмазоносной ассоциации; наличие шлихового ореола флоренситов; наличие перспективных геофизических (радиогенных по калию и торию и магнитных «трубчатого» и линейного типов) и геохимических аномалий «кимберлитового, лампроитового и туффзитового» типов [259].

Авторы ГМК-500 считают возможным выявление в пределах всех трех выше перечисленных узлов коренных алмазных объектов как кимберлит-лампроитового, так и туффзитового типа. Прогнозные ресурсы категории Р<sub>3</sub> составляют: для Авзяно-Шатакского узла – 15,4 млн карат; для Макарово-Нугушского узла – 20,8 млн карат; для Маярдакского узла – 15,4 млн карат [259].

**Алмазы россыпные.** Определенные перспективы выявления промышленных россыпей алмазов возможны на участках развития эоплейстоценовых террасовых комплексов в пределах Тирляно-Белорецкого (19.0.1) и Байназаровского (19.0.3) алмазо-золотороссыпных потенциальных узлов. Прогнозные ресурсы категории  $P_3$  оценивались в ходе ГМК-500 на алмазы [259]. При расчетах приняты следующие средние параметры одной россыпи: длина 1000 м, ширина 250 м, мощность песков 2 м, средние содержания 0,3 карат/м<sup>3</sup>. Таким образом, ресурсы одной россыпи составят 0,15 млн карат. Учитывая, что в пределах Тирляно-Белорецкого узла предполагается возможность выявления трех россыпей, в пределах Байназаровского – четырех, прогнозные ресурсы узлов составят соответственно 0,45 и 0,6 млн карат [259].

---

---

---

## ГИДРОГЕОЛОГИЯ

### КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Площадь листа N-40 характеризуется достаточно разнообразными физико-географическими условиями, оказывающими влияние на распределение и формирование ресурсов подземных вод.

Рельеф западной и северо-восточной частей листа – равнинный, с превышением над уровнем моря в среднем на 200–300 м. Здесь выделяется ряд возвышенностей (Бугульмино-Белебеевская, Общий Сырт, Уфимское плато) и понижений (Камско-Бельское, Юрюзано-Айское, Бельское). Центральная и восточная части листа относятся к области Урала с низкогорными и среднегорными хребтами (Западного склона, хребет Урал-Тау, Восточного склона) с абсолютными отметками от 500–800 до 750–1600 м. В юго-восточной части выделяется Южно-Уральское плоскогорье с абсолютными отметками 500–700 м над уровнем моря (Башкирское Зауралье). Современный рельеф связан в целом с неотектоническими (неоген-четвертичными) движениями земной коры (А. П. Рождественский, 1974) положительного знака, но с несколько разной амплитудой, в результате чего скорости поднятия имевшихся на период неотектонических движений отрицательных структур отставали от скоростей поднятий положительных морфоструктур.

Климат изучаемой площади континентальный со значительными различиями между Предуральем и областью Урала. Так, если среднегодовая температура воздуха в центре Урала составляет +0,4 °С, то в Предуралье +2,8 °С. Наиболее холодным месяцем года является январь, самым теплым – июль. Абсолютный минимум температуры –50 °С, абсолютный максимум +40 °С. Период с положительной среднесуточной температурой воздуха продолжается 6–7 месяцев. Устойчивый снежный покров держится с первой–второй декады ноября по первую–вторую декаду апреля, наибольшая его высота отмечается в предгорной и горной части (до 118–143 см) при средней высоте в пределах 53–79 см. Наибольшее количество атмосферных осадков выпадает на Урале и примыкающей части Предуралья – до 700–900 мм в год, на остальной площади годовое количество осадков составляет 400–600 мм, а на юго-востоке их выпадает наименьшее количество – 300–400 мм. От 60 до 70% атмосферных осадков выпадает в жидкой фазе. Испарение с поверхности суши составляет 360–430 мм, в результате юго-восточная часть относится к засушливой

территории из-за дефицита влагонасыщения. Количество атмосферных осадков, формирующих подземный сток, изменяется от 15–27 до 120–170 мм (максимумы приурочены к горной части и Уфимскому плато), средняя величина составляет около 56 мм ( $8,0 \text{ км}^3$ ) в год.

В гидрографическом отношении на площади листа N-40 выделяются три речные системы: Волги, Урала, Оби. Большинство рек относятся к системе р. Волга, значительно меньшее количество рек относится к системе р. Урал, и очень незначительная часть рек в крайней восточной части листа относится к системе р. Обь. Речной сток формируется за счет снеговых (60–80%), дождевых (2–12%) осадков и подземных вод (13–38%). Среднегодовое меженные величины модулей стока изменяются от 4–5  $\text{дм}^3/\text{с}/\text{км}^2$  (реки Уфа, Сим) до 0,2–0,06  $\text{дм}^3/\text{с}/\text{км}^2$  (реки Сакмара, Таналык). Минимальные месячные модули 95% обеспеченности для этих же рек составляют от 2,0–2,3 до 0,04  $\text{дм}^3/\text{с}/\text{км}^2$ . По частным бассейнам наибольшими обеспеченными ресурсами (90–95% обеспеченности) характеризуются площади развития карбонатных пород Уфимского плато и Горного Урала (2–5  $\text{дм}^3/\text{с}/\text{км}^2$ ), наименьшими – юго-восточные районы (Зауралье) – около 0,1  $\text{дм}^3/\text{с}/\text{км}^2$ . Внутригодовое распределение стока очень неравномерное: от 65 до 90% его приходится на апрель–май (период половодья). Сток ряда рек (Уфа, Нугуш, Белая и др.) зарегулирован водохранилищами, наиболее крупными из которых являются Нугушское (на р. Нугуш), Павловское (на р. Уфа), Юмагузинское (среднее течение р. Белая). В крайнюю юго-восточную часть изучаемой площади попадает верхний бьеф и северная часть «зеркала» Ириклинского водохранилища на р. Урал. Вблизи северной окраины г. Магнитогорск на р. Урал имеется ряд искусственно созданных «промышленных прудов» для водоснабжения промышленных предприятий, прежде всего Metallургического комбината.

Минерализация и химический состав речных вод достаточно пестрые, зависят от литологического и минералогического состава дренируемых отложений, количества и периода выпадения атмосферных осадков, а также разгрузки в гидросеть минеральных подземных вод. Наиболее минерализованы речные воды на территории Урала – от ультрапресных (0,02–0,06  $\text{г}/\text{дм}^3$ ) до 0,3  $\text{г}/\text{дм}^3$ . После выхода рек с Урала минерализация в водах постепенно, по мере продвижения вниз по течению, увеличивается. Так, воды в р. Белая после выхода из горной части у с. Нугуш имеют минерализацию 0,2–0,3  $\text{г}/\text{дм}^3$ , а у г. Бирск (примерно в 350 км ниже по течению) минерализация речных вод составляет около 0,7–0,8  $\text{г}/\text{дм}^3$ . Наибольшую минерализацию (до 1,9  $\text{г}/\text{дм}^3$ ) в Предуралье имеют реки, дренирующие гипсы и загипсованные доломиты кунгурского яруса, а также реки, в долины которых разгружаются минеральные подземные воды через многочисленные родники (реки Чегуда, Усолка с минерализацией до 3,5–4,0  $\text{г}/\text{дм}^3$ ).

Наиболее крупными озерами на площади листа являются Кандры-Куль и Асли-Куль в западной части (в пределах Бугульмино-Белебеевской возвышенности) с площадью водного зеркала 12 и 18  $\text{км}^2$  соответственно. В Предуралье широко развиты старичные (в пределах первых надпойменных террас крупных рек), а также карстовые озера. Состав и минерализация вод в этих озерах зависят от состава вод ближайших участков рек



и состава карстующихся пород. На площадях с дефицитом увлажнения имеется ряд мелких усыхающих озер (Мулдак-Куль, Горькое, Лебяжье) с минерализацией до 11–13 г/дм<sup>3</sup>.

Среди природных процессов выделяются экзогенные, по генезису, карстовые явления и оврагообразование. Карстующимися породами на изучаемой площади являются сульфатные породы кунгурского яруса (прежде всего гипсы) и карбонатные породы раннепермского, каменноугольного возрастов в местах их близкого (на уровнях базисов дренирования) залегания или распространения с дневной поверхности.

По условиям питания подземных вод, в соответствии с характером физико-географических условий и интенсивностью увлажнения (соотношение количества атмосферных осадков и испарения), на территории листа N-40 выделяются:

I – карст, развивающийся в обстановке избыточного увлажнения, охватывающей почти всю горную область и часть Предуралья;

II – карст, развивающийся в обстановке умеренного увлажнения, которая занимает большую часть Предуралья, включая Приайскую равнину, южную часть горной области, полосу восточных предгорий системы Ирэндк–Крыкты и северную часть Кизило-Уртазымской равнины (Башкирское Зауралье);

III – карст, развивающийся в обстановке недостаточного увлажнения, которая сформирована на крайнем юго-востоке с преимущественно равнинным рельефом.

По условиям залегания карстующихся пород и характеру рельефа на региональном уровне в верхней (близповерхностной) зоне карстосферы на территории РБ выделяются: Карстовая страна Восточно-Европейской равнины и Уральская карстовая страна.

По составу карстующихся пород на рассматриваемой территории до глубины 200 м наибольшее распространение имеют сульфатный и карбонатный карст. Имеются также участки с одновременным их развитием. Особое место занимает карст известковых туфов. В верхней зоне карстосферы Башкортостана выделяется и кластокарст, связанный с загипсованными и сильно карбонатизированными терригенными породами пермской системы Предуралья. В Зауралье локально развит сульфидный карст.

Овражно-балочная сеть развита в основном на равнинной территории листа N-40 (Предуралье, частично Зауралье), где с поверхности развиты четвертичные и неогеновые породы, относительно легко подвергаемые размыву. Большая часть оврагов приурочена к склонам долин рек. Рост оврагов происходит за счет эрозии и является сравнительно медленным процессом, «новые» овраги образуются в периоды обильного снеготаяния или продолжительных и обильных дождей. Сравнительно редки оползневые явления, приуроченные также к долинам рек, где в результате перенасыщения водой верхнего слоя на отдельных участках происходит сползание террасовых или покровных склоновых образований по водоупорным или более плотным (коренным) породам. Последний из зафиксированных Центром мониторинга подземных вод РБ оползней произошел в весной 2006 г. на юго-западе г. Стерлитамак на левом крутом склоне р. Стерля, где

после резкого спада паводкового уровня воды в реке произошло сползание насыщенных водой рыхлых суглинков на площади более 150 м<sup>2</sup>, вместе с суглинками «сползла» и часть улицы города, проходящая вдоль реки.

Заболоченности на территории листа N-40 встречаются в основном в Предуралье. Приурочены они, как правило, к тыловым швам низких речных террас, где уклоны поверхности террас к реке минимальны, а в разрезе четвертичных пород часто встречаются слабопроницаемые суглинки. На остальной площади заболоченности встречаются значительно реже и связаны с неблагоприятными условиями водооттока с поверхности (в том числе по причине антропогенной деятельности).

## СВЕДЕНИЯ О ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Основной объем региональных гидрогеологических исследований на площади листа N-40 пришелся на 1960–1980-е годы и связан с советским периодом развития российской геологии, когда проводилась планомерная среднемасштабная гидрогеологическая съемка за счет государственного финансирования этих видов работ. К концу 1980-х годов, когда постепенно прекратилось финансирование среднемасштабной гидрогеологической съемки, территория листа N-40 была «закрыта» гидрогеологической съемкой почти на 90%, что сохраняется и по сей день (рис. 1 – схема гидрогеологической заснятости листа N-40 съемкой масштаба 1 : 200 000). В (2005–2008 г. были выполнены среднемасштабные (1 : 200 000) региональные работы по созданию современной гидрогеологической карты южной части Бельского ПАБ с оценкой защищенности основных водоносных горизонтов и их ресурсного потенциала.

Мониторинг за состоянием подземных вод на территории листа N-40 ведется с середины прошлого столетия. Так, на территории Башкирии работы по наблюдению за режимом подземных вод начались в 1943 г. В настоящее время сеть мониторинга значительно сокращена (с более чем 500 точек наблюдения до 60), что связано не только с сокращением финансирования этих работ, но и оптимизацией режимной сети.

Из мелкомасштабных и специализированных региональных работ выделим составление гидрогеологической карты масштаба 1 : 1 000 000 на площадь Башкирской АССР (1972 г.), а также подобные работы на площади Оренбургской и Челябинской областей (1970 г.) в рамках монографии «Гидрогеология СССР», которые и явились основой для составленной в настоящем отчете гидрогеологической карты листа N-40 и разреза к ней.

В 1981 г. (ПГО «Башкиргеология») закончена карта условий развития экзогенных геологических процессов на территории Башкирии масштаба 1 : 500 000. В 1985 г. (ПГО «Башкиргеология») были завершены работы по региональной оценке эксплуатационных запасов подземных вод Волго-Камского артезианского бассейна на площади, административно попадающей на территорию Башкирии. Оцененные в результате этих работ запасы составили 12 491 тыс. м<sup>3</sup>/сут. В 1991 г. завершены работы по инженерно-геологической съемке масштаба 1 : 50 000 для целей мелиорации в междуречье Белой и Ашкарара («Ашкарарская площадь»). В 1998 г. для целей

ведения Государственного водного кадастра в ОАО «Башкиргеология» были завершены работы по составлению карты гидрогеологического районирования масштаба 1:500 000 в общей схеме гидрогеологического районирования территории России. Работы по оценке обеспеченности потребности населения Челябинской области ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения были выполнены в 2000 г. (С. Г. Воронов), на территории Башкирии подобные работы завершены в 2003 г. (Ю. Н. Чалов). Из эколого-гидрогеологических исследований отметим выполнявшиеся на протяжении более 10 лет среднемасштабные работы по объекту «Шакшинская площадь» (площадь включала в себя территорию г. Уфа и прилегающие районы в пределах четырех листов масштаба 1:50 000). Однако из-за очень неравномерного финансирования данных работ, а в 2004 г. полного прекращения его прекращения, геологическое задание по объекту неоднократно изменялось со значительным сокращением задач, а сам объект в 2006 г. был завершён лишь Информационным отчетом. В 2007 г. ОАО «Компания Вотемиро» (Оренбургская область) приступила к выполнению работ по созданию современной гидрогеологической карты Сыртовского артезианского бассейна масштаба 1:1 000 000 по заказу Федерального агентства по недропользованию за счет средств Федерального бюджета, которые были завершены в 2009 г. В текущем году начались мелкомасштабные региональные работы на площади Камско-Вятского артезианского свода (ФГУП «Волгагеология»).

Вопросы гидрогеохимии, гидродинамики и гидростратификации разреза в ранге до гидрогеологических этажей, эколого-гидрогеологическое состояние в Предуралье, а также на территории Республики Башкортостан освещены в работах [2, 8–10].

## ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Согласно Карте гидрогеологического районирования территории Российской Федерации (2004 г.), в пределах площади листа N-40 – Уфа выделяются две гидрогеологические структуры I порядка: в западной и северо-восточной частях – Русский сложный артезианский бассейн (Русский САБ, **h-I**), а в центральной и восточной частях – Уральская сложная гидрогеологическая складчатая область (Уральская СГСО, **i-IX**). В геологоструктурном отношении первая гидрогеологическая структура отвечает Волго-Уральской антеклизе Восточно-Европейской платформы, вторая – Уральской складчатой системе.

Состояние гидрогеологического районирования высоких рангов на текущий момент неоднозначное. Так, районирование территории Республики Башкортостан, занимающей более 3/4 площади листа, до начала работы по данному объекту практически полностью не соответствовало принятой Схеме гидрогеологического районирования территории РФ. Артезианские бассейны выделены в соответствии с «Перечнем бассейнов подземных вод территории СССР, для ведения Государственного водного кадастра (ГВК)» (1986 г.). Согласно ему платформенная часть ранжирована на Камско-Вятский, Южно-Предуральский и Северо-Предуральский предгорные

бассейны, а в области Урала – Западно-Уральский и Уральский бассейны подземных вод. По этой схеме выполняются работы по ведению мониторинга подземных вод на территории РБ, поисковые и разведочные работы на подземные воды и ведется ГУВ. Единственной региональной работой, выполненной в соответствии с действующей Схемой районирования... является гидрогеологическая съемка масштаба 1:200 000 в пределах Южной части Бельского ПАБ. В результате этих работ выделены гидрогеологические районы и подрайоны с гидростратификацией разреза до кристаллического фундамента. Для остальной площади РБ гидрогеологические структуры вновь не ранжированы. Следует отметить, что и в рамках данной работы обосновать выделение структур III и IV порядков затруднительно, прежде всего из-за высокой «загруженности» листа артезианскими бассейнами (сводами), массивами и складчатыми областями. Подобные работы целесообразно выполнять в рамках более крупномасштабных (1:500 000 или 1:200 000) региональных гидрогеологических исследований либо при создании гидрогеологической карты листа N-40 в рамках отдельной работы.

Выделение гидрогеологических областей основано прежде всего на структурно-гидрогеологическом принципе – гидрогеологическим структурам соответствуют геоструктурные таксоны. В зоне свободного водообмена с безнапорными и субнапорными подземными водами структурам соответствуют области подземного стока, как правило, поверхностных бассейнов крупных рек.

Гидрогеологическими структурами II порядка в пределах Русского САБ на площади листа являются: Камско-Вятский артезианский свод (Камско-Вятский АС, **c-I-F**), Бельско-Камский артезианский бассейн (Бельско-Камский АБ, **a-I-G**), Сыртовский артезианский бассейн (Сыртовский АБ, **a-I-M**), Юрюзано-Сылвенский предгорный артезианский бассейн (Юрюзано-Сылвенский ПАБ, **b-I-N**), Бельский предгорный артезианский бассейн (Бельский ПАБ, **b-I-J**). Гидрогеологическими структурами II порядка в пределах Уральской ГГСО на площади листа являются: Западно-Уральский гидрогеологический массив (Западно-Уральский ГМ, **e-IX-B**), Центрально-Уральский гидрогеологический массив (Центрально-Уральский ГМ, **e-IX-C**), Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область (Тагило-Магнитогорская ГСО, **g-IX-D**), Восточно-Уральский гидрогеологический массив (Восточно-Уральский ГМ, **e-IX-E**). Границы распространения гидрогеологических таксонов представлены на схеме гидрогеологического районирования листа.

В пределах платформы, в условиях спокойного залегания и сравнительно выдержанного по площади распространения выделены стратифицированные гидрогеологические подразделения (горизонты, комплексы). Основным базисом дренирования, контролирующим подземный сток (прежде всего зоны свободного водообмена с основными ресурсами пресных и реже солоноватых подземных вод) верхнего гидрогеологического этажа, являются крупные реки: Белая, Уфа, Дема, Большой Юшатырь, Большой Ик, Ай и др. Мощность зоны свободного водообмена преимущественно составляет от 20–50 м в долинах рек до 150–250 м на водоразделах.

В сильнотрещиноватых и закарстованных карбонатных породах карбона или в пермских дислоцированных терригенных породах мощность зоны водообмена достигает 300–500 м. Основными гидрогеологическими подразделениями зоны верхнего гидрогеологического этажа в пределах артезианских бассейнов и сводов являются: водоносный четвертичный аллювиальный горизонт, водоносный нижнетриасовый горизонт, водоносный татарский горизонт, водоносный казанский горизонт, водоносный уфимский горизонт, водоносный сложный уфимский–татарский комплекс (выделяется в пределах Бельского ПАБ, в Предуральском прогибе), водоносный нижнепермский комплекс (Камско-Бельский АБ, восточная окраина Бельского ПАБ, Юрюзано-Сылвенский ПАБ). Региональным водоупором в платформенных условиях является галогенная толща кунгурского яруса нижнего отдела перми, представленная гипсами, ангидритами, каменной солью, мощностью от первых сот метров до 2500 м. Водоупорный горизонт, в зависимости от своего положения в разрезе, играет двойную роль. В долинах рек, а также при незначительной мощности вышележащих отложений (до 100 м) кунгурский водоупор разделяет зоны свободного и затрудненного водообмена. В областях со значительной мощностью перекрывающих осадков он выступает границей между верхним и нижним гидрогеологическими этапами.

В пределах гидрогеологических складчатых областей и гидрогеологических массивов Уральской СГСО (Западно-Уральский ГМ, Центрально-Уральский ГМ, Восточно-Уральский ГМ, Тагило-Магнитогорская ГСО) выделяются преимущественно нестратифицированные гидрогеологические подразделения – водоносные зоны экзогенной трещиноватости (с запада на восток): девонско-каменноугольная водоносная зона экзогенной трещиноватости (Западно-Уральский ГМ), рифейско-палеозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости и закарстованности, силурийско-девонская водоносная зона экзогенной трещиноватости, силурийско-нижнекаменноугольная водоносная зона экзогенной трещиноватости, водоносная нижнепалеозойская зона экзогенной трещиноватости (Центрально-Уральский ГМ), водоносная среднедевонско-нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости, водоносная ниже-среднедевонская зона экзогенной трещиноватости (Тагило-Магнитогорская ГСО), водоносная нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости (Восточно-Уральский ГМ). В пределах Уральской СГСО локально выделяются площади водоносной зоны экзогенной трещиноватости палеозойских интрузий кислого, среднего, основного и ультраосновного составов. К стратифицированным подразделениям в долинах крупных рек, где имеются выдержанные мощности аллювиальных осадков, относится водоносный четвертичный аллювиальный горизонт.

## ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Детальная характеристика гидрогеологических подразделений приводится на основе предшествующих работ [2–6, 42–44, 158 и др].

*Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (2aQ)* основное распространение имеет в пределах долин крупных рек, где их ширина

достигает 1 км и более. Представлен аллювиальными отложениями: песками, гравием, галечниками. В основании разреза, как правило, залегают валуны или гравийники. Мощность ВГ изменяется от первых метров до 40–50 м (долины рек Белая, Уфа, Сим, Инзер, Урал). Коэффициенты водопроводимости ВГ увеличиваются от верховой рек к устьям и изменяются от 10–50 до 5000–8000 м<sup>2</sup>/сут. Преимущественно водопроводимость характеризуется показателями в пределах от 100 до 500 м<sup>2</sup>/сут. Воды безнапорные, реже – субнапорные, напор часто носит временный, сезонный характер и формируется за счет подпора со стороны реки. Глубина залегания подземных вод в пределах первой террасы от 1–2 до 5–8 м, в пределах второй и более высоких террас от 10 до 20 м. Водообильность ВГ различная. Удельные дебиты скважин составляют от десятых долей дм<sup>3</sup>/с до 50–100 дм<sup>3</sup>/с (долины рек Белая, Уфа, Урал, Инзер). Воды преимущественно пресные, реже солоноватые или соленые гидрокарбонатного, сульфатно-гидрокарбонатного и сульфатного кальциево-магниевого, магниево-кальциевого и кальциево-натриевого состава с общей жесткостью от 3–5 до 10–15 мг-экв/дм<sup>3</sup>. Химический состав ПВ зависит от состава поверхностных вод, чья доля в водах горизонта по гидрохимическому балансу достигает 70–95%. Ресурсы ВГ формируются в основном за счет привлечения поверхностного стока и, в меньшей степени, за счет грунтового потока и инфильтрации атмосферных осадков через проницаемые верхние слои зоны аэрации. Данная ситуация характерна особенно для второй надпойменной террасы, где глубина залегания подземных вод составляет более 5 м. Доля речных вод тем больше, чем лучше гидравлическая связь подземных и поверхностных вод и выше проницаемость русловых отложений. Большое влияние на степень взаимосвязи оказывает кольятация (заиление русла), которая увеличивается в маловодные годы и меженные периоды, что приводит зачастую к «отрыву» уровня поверхностных вод от подрусловых.

Подземные воды горизонта играют основную роль в водоснабжении городов и промышленных предприятий региона. Производительность многих водозаборов, работающих на утвержденных запасах подземных вод, достигает 300 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

*Относительно водоупорный элювиально-делювиальный четвертичный горизонт (ЗедQ)* имеет наибольшее развитие среди гидрогеологических подразделений, так как приурочен к покровным отложениям, распространенным на водораздельных и склоновых пространствах. Мощность горизонта изменяется от первых метров на склонах до первых десятков метров у оснований. Горизонт сложен суглинками, песчанистыми глинами с включением щебня или слабоокатанных обломков коренных пород. В случае наличия в разрезе линз и прослоев песков горизонт способен содержать в себе линзы подземных вод либо «верховодку», которые формируются за счет инфильтрации атмосферных осадков через верхнюю часть разреза. Практического значения воды горизонта не имеют, так как ресурсы ограничены как в плане, так и в разрезе.

*Относительно водоупорный среднелигоцен-нижнеэоплейстоценовый горизонт (3N<sub>2</sub><sup>2</sup>–Q<sub>1</sub>)* приурочен к отложениям, образовавшимся в период

акчагыльской морской трансгрессии, когда в пониженные участки рельефа на платформенную часть с юга и юго-запада проникало море. После отступления моря и постепенного возобновления поверхностного стока, в понижениях начали откладываться речные образования, частично размывшие более ранние отложения. В итоге разрез горизонта представлен как морскими, так и континентальными терригенными образованиями. Позже, в результате неотектонических движений, гипсометрически отложения горизонта оказались выше днища долин в «подвешенном» состоянии (без взаимосвязи с гидросетью). Поэтому формирование ресурсов подземных вод горизонта возможно лишь в областях его развития с поверхности, при условии наличия слабопроницаемых пород в верхней части разреза, либо в долинах рек, при условиях гидравлической взаимосвязи с водами четвертичного горизонта или поверхностными водотоками, что довольно редко. В целом горизонт является водоупорным либо, при незначительных мощностях, относительно безводным, но водопроницаемым. Мощность горизонта составляет от 20 до 50 м. Практического значения для целей централизованного водоснабжения подземные воды, содержащиеся в горизонте, не имеют.

Распространение вышеописанных гидрогеологических подразделений отражено на гидрогеологической карте плиоцен-четвертичных образований масштаба 1 : 2 500 000.

*Относительно водоупорный верхнемиоценовый–нижнеплиоценовый горизонт* сложен кинельской свитой, аллювиальными отложениями в палеоврезах крупных рек. В условиях глубокого и продолжительного вреза (до 40 м) в долинах рек откладывались мощные толщи глин, гравийно-галечных отложений и песков. Общая мощность горизонта меняется от 0 до 200 м. Подземные воды горизонта встречаются при условиях их взаимосвязи с коренными отложениями. Как правило, эти подземные воды обладают напором, до самоизлива. Мощность водоносных слоев достигает 30 м, чаще 5–10 м. Водопроницаемость составляет около 20–50 м<sup>2</sup>/сут. По степени минерализации и качеству это в основном солоноватые и соленые сульфатные кальциевые воды с жесткостью до 20–35 мг-экв/дм<sup>3</sup>, так как питание их происходит в условиях затрудненного водообмена. Практическое значение для централизованного водоснабжения подземные воды горизонта имеют лишь для с. Верхнеяркеево (Илишевский район РБ), где действует водозабор с производительностью 1700 м<sup>3</sup>/сут.

*Относительно водоупорный миоценовый комплекс (3N<sub>1</sub>)* представлен глинами с линзами и прослоями песков, углей, реже гравия. Развита локально во впадинах в южной части Предуральского прогиба (Бельского ПАБ), к которым приурочены бурогольные месторождения. Мощность комплекса составляет от 50 до 120 м. В разрезе комплекса имеются как выдержанные, так и невыдержанные водоупорные глинистые слои, которые подстилают линзы и прослои нередко водоносных углей, песков. Водоносные породы имеют низкие фильтрационные свойства (коэффициенты фильтрации составляют тысячные и сотые доли и реже 1–6 м/сут). Воды часто напорные, удельные дебиты скважин составляют 0,01–0,2 дм<sup>3</sup>/с. По минеральному составу это пресные и солоноватые гидрокарбонатные и сульфатные

различного катионного состава подземные воды. Практического значения для водоснабжения данные воды не имеют.

*Водоносный нижне-среднеюрский комплекс* ( $8J_{1-2}$ ) локально распространен в южной и юго-восточной части листа в бассейне р. Таналык (Уральская СГСО). Общая мощность комплекса достигает 225 м. Водоносными являются прослой песков, гравия, галечников и конгломератов. Воды безнапорные или субнапорные с водопроницаемостью от 3–5 до 50 м<sup>2</sup>/сут, удельные дебиты скважин составляют от 0,7 до 30 дм<sup>3</sup>/с. По составу воды пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые. В юго-восточной части РБ (Хайбуллинский район) комплекс используется как для централизованного, так и для нецентрализованного водоснабжения. Дебиты эксплуатационных скважин составляют 40–60 м<sup>3</sup>/сут, а на Самарском месторождении (запасы утверждены ТКЗ в 2008 г.) дебит разведочно-эксплуатационных скважин на порядок выше. Основными источниками питания комплекса являются инфильтрующиеся атмосферные осадки и ресурсы смежных (прежде всего вышележащего четвертичного аллювиального горизонта) водоносных гидрогеологических подразделений.

*Водоносный нижнетриасовый горизонт* ( $2T_1$ ) развит локально в южной части Бельского ПАБ. Представлен терригенными породами мощностью от 100 до 300 м и более (конгломератов и песчаников), выполняющими грабеннообразные понижения и слагающими одиночные холмы в правобережье р. Белая в ее среднем течении. Подземные воды вскрыты на глубинах от 5–10 до 30–40 м и нередко имеют напорный характер, до самоизлива на дневную поверхность. Водообильность, за счет значительной мощности и емкостных характеристик горизонта, хорошая. Удельные дебиты скважин составляют от 0,1–1 до 5–10 дм<sup>3</sup>/с, а дебиты родников 10–20 дм<sup>3</sup>/с. Водопроницаемость пород характеризуется показателями от 50 до 200–400 м<sup>2</sup>/сут. По составу воды пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Основным источником питания горизонта являются атмосферные осадки. Подземные воды горизонта имеют большое практическое значение в южной части РБ (Мелеузовский, Куюргазинский районы), где имеется ряд водозаборов для централизованного водоснабжения населенных пунктов и промышленных предприятий (г. Кумертау, пос. Маячное, КумАПО и др.) с суммарным водоотбором до 30 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

*Водоносный татарский комплекс* ( $8P_{3t}$ ) выделяется в платформенных условиях на междуречье Ик–Дема (до западной границы Бельского ПАБ) на северо-западе Оренбургской области (Сыртовский артезианский бассейн) в условиях горизонтального и спокойного залегания терригенных пород. Водоносными являются пласты песчаников, алевролитов, реже известняков. Мощность и количество пластов непостоянны, обычно их 2 или 3, а мощность меняется от 10 до 20 м. Водоносные пласты разделены водупорными аргиллитоподобными глинами мощностью до 12–18 м. Глубина залегания подземных вод изменяется от 3–9 до 20 м. Воды безнапорные, дебиты естественных выходов подземных вод комплекса от 0,1 до 2 дм<sup>3</sup>/с. По минеральному составу воды пресные (минерализация обычно не превышает 0,5 г/дм<sup>3</sup>) гидрокарбонатные кальциево-магниевые-натриевые, с общей жесткостью до 7 мг-экв/дм<sup>3</sup>. Питание комплекс получает в областях



своего развития с поверхности за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка приурочена к склоновым частям водоразделов и долинам рек и ручьев. Подземные воды татарского комплекса широко используются в областях его развития (западные районы РБ) для водоснабжения населенных пунктов, причем эксплуатируются как естественные выходы ПВ, так и скважины.

*Водоносный казанский комплекс* (8P<sub>2</sub>kz) развит в западной части Башкирии (Камско-Вятский АС, Камско-Бельский АБ) и в северо-западной части Оренбургской области (Сыртовский АБ). Водоносными породами являются переслаивание песчаников, алевролитов, реже конгломератов и известняков. Водоупорными являются аргиллиты и аргиллитоподобные глины. Характер соотношения водоносных и водоупорных пород создает условия для существования межпластовых вод на различных гипсо-метрических уровнях. В комплексе насчитывается до семи водоносных слоев, причем каждый слой имеет свой уровень с разрывом до 10–20 м. Выше вреза гидросети воды безнапорные, в долинах – субнапорные и напорные. Питание комплекс получает за счет инфильтрации атмосферных осадков, а в пределах речных долин «верхние» слои часто имеют гидравлическую связь с поверхностными водотоками. Разгружаются подземные воды многочисленными родниками с дебитами от 2–5 до 50–100 дм<sup>3</sup>/сут. Дебиты скважин составляют от 1–5 до 20 дм<sup>3</sup>/с. Водопроницаемость характеризуется величинами от 30–40 м<sup>2</sup>/сут на водораздельных пространствах до 600–800 м<sup>2</sup>/сут в долинах. Минерализация подземных вод обычно не превышает 0,5 г/дм<sup>3</sup>. По макрокомпонентному составу воды в основном гидрокарбонатного кальциево-магниевого либо смешанного по катионам состава.

Воды комплекса широко используются для централизованного и нецентрализованного водоснабжения населенных пунктов путем каптажа родников и малых групповых или одиночных скважинных водозаборов производительностью 1–3 тыс. м<sup>3</sup>/сут. Суммарная производительность водозаборов характеризуется величиной до 35 тыс. м<sup>3</sup>/сут.

*Водоносный уфимский комплекс* (8P<sub>1</sub>u) широко распространен и занимает значительную часть долины р. Белая в нижнем ее течении, а также в долинах рек Ик, Усень, Сюнь. Представлен преимущественно терригенной толщей мощностью от 100 до 324 м. Подземные воды комплекса приурочены к прослоям песчаников, алевролитов, мергелей и известняков. Мощность каждого прослоя от 1–5 до 10–15 м. В составе комплекса выделяются от 2–3 до 5 водоносных слоев. Глубина залегания каждого из них изменяется от 5–10 до 40–60 м и более. В пределах положительных структур воды безнапорные, при значительных глубинах залегания воды обладают гидростатическим напором. Водопроницаемость терригенных разностей водоносных пород невысокая – от единиц до 20 м<sup>2</sup>/сут при удельных дебитах скважин 0,02–0,5 дм<sup>3</sup>/с. Более высокие значения водопроницаемости (100–260 м<sup>2</sup>/сут при удельных дебитах скважин до 3,3 дм<sup>3</sup>/с) характерны для известняков. Дебиты родников от 0,5–3 дм<sup>3</sup>/с (из песчаников и алевролитов) до 30–40 дм<sup>3</sup>/с (известняки). Питание комплекса получают за счет атмосферных осадков и, в меньшей мере, за счет поглощения родникового

стока из пород казанского яруса в пределах водоразделов, а также из водоносного аллювиального четвертичного горизонта в долинах рек. Из-за частого присутствия в разрезе загипсованных пород подземные воды имеют повышенную минерализацию, а мощность зоны пресных вод составляет 20–50 м. Воды комплекса в основном пресные и слабосоленоватые, гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные различного катионного состава. В нижней части разреза, вблизи контакта с гипсами кунгурского яруса, воды часто имеют минерализацию 3–5 г/дм<sup>3</sup>, общую жесткость до 30–45 мг-экв/дм<sup>3</sup>.

Подземные воды комплекса широко используются для водоснабжения населенных пунктов, сельхозобъектов, частных хозяйств. Производительность водозаборов составляет 0,5–1 тыс. м<sup>3</sup>/сут, иногда 1–6 до 14 тыс. м<sup>3</sup>/сут (Туймазинское МПВ, Усеньский на северо-западе РБ).

*Водоносный уфимский–татарский сложный комплекс (8P<sub>1u</sub>–P<sub>3t</sub>).* В Предуральском краевом прогибе (область Бельского ПАБ) пермские (послекунгурские) подразделения с высокой степенью фациальной изменчивости и невыдержанной мощности, в результате тектонических движений и соляной тектоники дислоцированы. В разрезе присутствует несколько не выдержанных в разрезе и по площади водоносных слоев, объединенных в единый комплекс. Сложен он преимущественно терригенными образованиями с подчиненными прослоями карбонатных пород, приуроченных к нижней части разреза. Мощность комплекса достигает 600–800 м. В мульдах воды нередко распространены практически на всю мощность, что связывается не только с высокой степенью проницаемости пород, но и с неполной «ограниченностью» мульд, создающей условия для горизонтального движения подземных вод [158]. Минерализация комплекса от 0,3 до 0,5 г/дм<sup>3</sup>, в нижней части разреза, в зоне затрудненного водообмена достигает 1–3 г/дм<sup>3</sup>. По составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые с общей жесткостью до 5–6 мг-экв/дм<sup>3</sup>. В нижних водоносных слоях состав вод меняется на сульфатный кальциевый с минерализацией до 3–10 г/дм<sup>3</sup>. Воды комплекса выше гидрографической сети и на водоразделах безнапорные, при их более низком гипсометрическом положении и вниз по разрезу они приобретают напор.

Комплекс широко используется для хозяйственно-питьевого централизованного и нецентрализованного водоснабжения населенных пунктов южной части РБ (города Стерлитамак, Ишимбай, Кугарчи и др.).

*Водоносный верхнекунгурский горизонт (2P<sub>1k2</sub>)* распространен на участках выхода на дневную поверхность или при неглубоком (50–80 м) залегании галогенных (реже карбонатных) пород, при условиях их закарстованности и трещиноватости, и гипсометрическим контролем гидросети. Подземные воды вскрываются на глубинах от 20 до 50–80 м (реже до 100 м). Воды выше гидрографической сети безнапорные, пресные либо солоноватые, ниже они приобретают напор и повышенную минерализацию. Горизонт локально развит в Бельском ПАБ и имеет довольно широкое распространение в Юрюзано-Сылвенском ПАБ. Водопроницаемость характеризуется показателями от 10–250 до 1300 м<sup>2</sup>/сут, повышенные величины типичны для закарстованных пород. Дебиты родников изменяются от 1–5

до 30–50  $\text{дм}^3/\text{с}$ . Питание горизонт получает с поверхности за счет инфильтрации и, нередко, инфильтрации через карстовые воронки атмосферных осадков, а в пределах речных долин за счет перетекания из вышележащих водоносных горизонтов. Подземные воды верхнекунгурского горизонта имеют минерализацию от 0,5 до 3  $\text{г}/\text{дм}^3$  и сульфатно-гидрокарбонатный либо гидрокарбонатно-сульфатный кальциевый и магниевый-кальциевый состав. Практическое значение для хозяйственно-питьевых целей воды горизонта имеют лишь на северо-востоке Башкирии (Месягутовский район), где имеется водозабор с суммарным водоотбором около 1 тыс.  $\text{м}^3/\text{сут}$ . Большое значение воды горизонта имеют в качестве минеральных источников. Так, широкую известность получил минеральный источник с. Красноусольский «Горький Ключ», вода из которого используется в качестве лечебно-столовой в промышленном розливе. Утвержденные запасы минеральных подземных вод этого источника составляют 86,4  $\text{м}^3/\text{сут}$ .

*Водоупорный кунгурский горизонт* (4Р<sub>1</sub>k). Мощная гипс-ангидритовая толща ниже зоны трещиноватости и закарстованности является региональным водоупором на обширной части платформенной части листа, за исключением Юрюзано-Сылвенского ПАБ и восточной окраины Бельского ПАБ. Мощность водоупорного горизонта изменяется от 55–100 м в северо-западной части до 1000–2200 м в южной части. Значение этого водоупора велико, так как он разделяет либо два гидрогеологических этажа, либо зоны свободного и затрудненного водообмена.

*Водоносный московский–артинский комплекс* (8С<sub>2</sub>m–Р<sub>1</sub>ar) характеризуется чрезвычайной сложностью и неоднородностью. В Предуральском прогибе частая смена водоупорных и водоносных пород определяет сложную гидравлическую связь. Водопроницаемость отложений от 10–30 до 300–400  $\text{м}^2/\text{сут}$ , дебиты родников от долей до 20  $\text{дм}^3/\text{с}$ , удельные дебиты скважин 0,05–5  $\text{дм}^3/\text{с}$ . Оптимальные дебиты водозаборных скважин (50–80 м) до 10  $\text{дм}^3/\text{с}$ ; глубина уровней вод 5–20 м (до 50 м); производительность водозаборов 1–2,5 тыс.  $\text{м}^3/\text{сут}$ . Отложения артинского, сакмарского и ассельского ярусов нижней перми выходят на поверхность в восточной части Бельского ПАБ и в Юрюзано-Сылвенском ПАБ. Западнее отложения ярусов полого погружаются под мощную толщу отложений верхней перми и вскрываются буровыми скважинами на глубинах от 1300 до 1700 м и более. Водоносными являются трещиноватые известняки, доломиты, песчаники, мергели, алевролиты, редко гипсы (небольшая пачка северо-восточнее с. Красноусольский). Относительными водоупорами служат аргиллиты и пачки тонкого переслаивания аргиллитов, алевролитов и мергелей. Мощность отдельных литологических разностей от долей метра до нескольких десятков метров.

По долинам овражно-балочной и гидрографической сети наблюдаются многочисленные выходы подземных вод в виде родников и заболоченностей. Абсолютные отметки их выходов сильно варьируют, изменяясь от 210–260 до 400–500 м, иногда не превышают 200 м. Родники чаще рассредоточенные, нисходящего и восходящего типов. Минимальные дебиты составляют 0,05–0,1  $\text{дм}^3/\text{с}$ , максимальные до 25  $\text{дм}^3/\text{с}$ . Дебиты родников, приуроченных к алевролитам и глинистым сланцам, редко превышают

0,8 дм<sup>3</sup>/с, чаще всего они составляют 0,2–0,4 дм<sup>3</sup>/с. В отложениях сакмарского яруса зафиксированы родники с дебитами 15 дм<sup>3</sup>/с.

Подземные воды верхних водоносных прослоев безнапорные. Глубина залегания вод, вскрытых скважинами, колебалась от 3,5 до 18 м, а на водоразделах она может достигать 25–30 м и более. Можно считать, что глубина залегания подземных вод в среднем составляет 10 м, а глубина распространения вод, пригодных для питья, равна 50 м. Водообильность скважин также весьма различна: дебиты картировочных и других скважин, при понижении уровня воды на 8,3–5 м от статического составили 0,17–2,3 дм<sup>3</sup>/с, удельные дебиты картировочных скважин колебались от 0,02–0,1 до 0,4 дм<sup>3</sup>/с. Коэффициенты фильтрации пород составили 0,3–9 м/сут. По химическому составу воды в основном гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые. Минерализация в родниках составляет 0,3–0,7 г/дм<sup>3</sup>, в скважинах 0,5–1 г/дм<sup>3</sup>, общая жесткость 4–15 моль/м<sup>3</sup>. Реже, в зоне активного водообмена, встречаются гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные кальциевые или магниевые-кальциевые воды с минерализацией 1–2 г/дм<sup>3</sup>, общей жесткостью 19–31 моль/м<sup>3</sup>. Подземные воды комплекса довольно широко используются для централизованного и нецентрализованного водоснабжения.

*Водоносный визейский–бакирский комплекс (8C<sub>1v</sub>–C<sub>2b</sub>).* Отложения каменноугольной системы в пределах платформы выходят на поверхность в ядрах Усольской и Арларовской антиклинальных складок II порядка и в осевых частях Уразбаевской и Хлебодаровской антиклинальных структур высокого порядка. Отложения представлены известняками и доломитами в разной степени трещиноватыми и закарстованными. Среди отложений встречаются стяжения, конкреции и линзы кремней и сульфатных пород.

Преобладающую роль в водоносном комплексе карбона имеют трещинно-карстовые воды, глубина залегания которых на водоразделах достигает 100 м. Дебиты родников от десятых долей до 7–10 дм<sup>3</sup>/с. Расходы самых крупных родников: Берхомут, Аскен-Куль и Агуйский составляют 560–880, 770–2120 и 300–400 дм<sup>3</sup>/с соответственно. Источник Берхомут находится в зоне Хлебодаровского разлома на контакте карбонатных каменноугольных и терригенных нижнепермских пород. По долине р. Ташла и её притокам зафиксированы выходы подземных вод из известняков визейского яруса, с дебитами 40 и 20 дм<sup>3</sup>/с. Подземные воды пресные, с минерализацией 0,2–0,4 г/дм<sup>3</sup>, гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые, с жесткостью до 5,5 моль/м<sup>3</sup>. Отдельные крупные источники (Берхомут, Аскен-куль) используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения г. Стерлитамак (суммарный водоотбор составляет около 60 тыс. м<sup>3</sup>/сут). Одиночные и малые групповые водозаборы снабжают водой небольшие населенные пункты и предприятия.

*Водоносный франкий–турнейский комплекс 8(D<sub>3f</sub>–C<sub>1t</sub>).* содержит высоконапорные воды. В скв. 9ф (Южно-Табынка) получен дебит 28,93 дм<sup>3</sup>/с при минерализации 4,63 г/дм<sup>3</sup>. В скв. 154 (Кинзебулатово) из турнейского яруса получен дебит 2,7 дм<sup>3</sup>/с при уровне до 1830 м, в скв. 4 (Иштуганово) приток составил 0,005 дм<sup>3</sup>/с. В нефтяных скв. 154 (Кинзебулатово) и скв. 308ф (Ишимбай), вскрывших водоносные отложения турнейского

яруса в интервалах 2203–2385 м и 2701–2752 м, минерализация равна соответственно 193 и 290,7 г/дм<sup>3</sup>, удельный вес 1,133 и 1,183 г/см<sup>3</sup>. Состав воды хлоридный натриевый. Вода, вскрытая скв. 4 (Иштуганово) в турнейских известняках в интервале 686–1430 м, имеет минерализацию 203 г/дм<sup>3</sup>, гNa/гCl = 0,66. При испытании интервалов 1910–1927 м и 1978–1993 м в скв. 7 (Хлебодаровка) получены притоки соответственно 23,4 и 8,5 м<sup>3</sup>/сут при уровнях 360 и 500 м. Вода хлоридно-кальциевого типа с удельным весом 1,077 и 1,108 г/см<sup>3</sup>, с запахом сероводорода.

В разрезе франского и фаменского ярусов преобладают известняки с прослоями аргиллитов, глин, мергелей. Пористость пород от 2 до 3,8%. В структурно-поисковых скважинах, вскрывших отложения верхнего девона, испытания проводились чаще всего в породах зилаирской свиты. Воды высоконапорные, дебиты притоков пластовой воды в пределах от 0,006 дм<sup>3</sup>/с (скв. 3, Бакрак) до 0,606 дм<sup>3</sup>/с (скв. 57, Балыш). Минерализация от 0,47 до 207,16 г/дм<sup>3</sup>. В скв. 101 (Подгорное) на глубине 2144–2224 м опробована вода из отложений фаменского яруса с удельным весом 1,126 г/см<sup>3</sup>, минерализацией 155,8 г/дм<sup>3</sup>, гNa/гCl = 0,88. В скв. 8 (Сосновка) и скв. 4 (Асташ) из терригенных отложений зилаирской свиты фиксировались самоизливы соответственно из интервалов 0–351 м, 290–324 м и с глубины 1281,9 м. Дебиты в них 0,058–0,133 и 0,3 дм<sup>3</sup>/с. Тип воды по Сулину – ГКН. Практического значения воды комплекса для хозяйственно-питьевого водоснабжения не имеют.

*Водоносный рифейско-среднедевонский комплекс 8(R–D<sub>2</sub>).* Пористость «такатинских» песчаников не превышает 17,6%, проницаемость не более 19,37 мД. Средняя пористость карбонатов 1,45–2,29%. Притоки пластовой воды незначительные. В скв. 3 (Иштуганово) дебит притока – 0,1 дм<sup>3</sup>/с, в скв. 9 (Табынка) – 0,61 дм<sup>3</sup>/с, в скв. 154 (Кинзебулатово) – 0,04 дм<sup>3</sup>/с при понижении уровня до 1500 м. Общая минерализация соответственно 45,93; 106,6 и 149 г/дм<sup>3</sup>, состав воды хлоридный натриевый. При свабировании в скв. 5 (Саратовская) и скв. 7 (Хлебодаровская) соответственно в интервалах 4386–4397 м и 2405–2442 м при уровнях 1918 м и 1245 м получены притоки с дебитами 0,2 и 1,6 м<sup>3</sup>/сут. Минерализация воды в скв. 57 составляет 672,4 г/дм<sup>3</sup>.

Отложения живетского яруса сложены известняками, прослоями глинистыми, трещиноватыми; нижняя часть разреза представлена песчаниками и алевролитами. Пористость песчаников от 6 до 25%. Проницаемость в пределах от 25 до 3000 мД. Максимальный дебит пластовой воды, равный 0,79 дм<sup>3</sup>/с, наблюдался в скв. 11а (Уразбаево), минерализация 5,21 г/дм<sup>3</sup>, тип воды по Сулину – СН. Водопроявления отмечались при испытании пластоиспытателями в скважинах на Уразбаевской, Хлебодаровской, Воскресенской и Салиховской площадях. Тип воды по Сулину – ХК. В скв. 154 (Кинзебулатово) из известняков живетского яруса в интервале 2442–2443 м получен приток 0,11 дм<sup>3</sup>/с при уровне 900 м, а в интервале 2455–2455,5 м – 0,7 дм<sup>3</sup>/с при уровне до 1500 м. В скв. 8 (Хлебодаровская) в интервале 2251–2264 м испытывались на приток чеславские известняки. Зафиксирован приток воды (удельный вес 1,125 г/см<sup>3</sup>) с дебитом 11,2 м<sup>3</sup>/сут при уровне 956 м.

В эйфельском ярусе девона на глубине 2–3 км рассолы (230–290 г/дм<sup>3</sup>) содержат хлористого кальция 11–15 % экв; коэффициент гNa/гCl для них равен 0,8–0,84, а гCl-Na/г Mg – 2,8–3,9 (скв. 12, Карлы; скв. 300, Ишимбай). Значительно более метаморфизованные рассолы (CaCl<sub>2</sub> от 20 до 71 % экв. гNa/гCl = 0,24–0,76, а гCl-Na/г Mg 6,3–16,8) установлены в комплексе нижнекаменноугольных–среднедевонских осадков (глубина 1,6–3,2 км) на Табынской (скважины 3, 11, 12, 35) и Воскресенской (скв. 19) площадях. В ряде скважин средне- и верхнедевонские рассолы на глубинах 1,7–3 км имеют минерализацию от 149,2 г/дм<sup>3</sup> (скв. 154, Кинзебулатово) до 276,4 г/дм<sup>3</sup> (скв. 94, Северо-Араслановское месторождение), гNa/гCl соответственно равно 0,98 и 0,94. Следует отметить, что воды представляют собой смесь фильтрата промывочной жидкости и пластовых вод.

Отложения силура вскрыты и опробованы на Белоглинской нефтяной площади. Весьма сокращённо силур был выявлен в скважинах на Иштугановской, Воскресенской и Смаковской площадях. К северу от Воскресенской площади отложения силура выклиниваются. Они представлены доломитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и подразделяются на четыре пачки. Вскрытая мощность достигает 195 м (скв. 3). При свабировании интервалов 4555–4571 м (II и I пачки) и 4422–4424,4 м (III пачка) в скв. 3 получены притоки (в первом случае фильтрат со следами пластовой воды) с дебитами соответственно 0,233 и 12 м<sup>3</sup>/сут при уровнях 2066 и 1018 м. Вода хлоридная кальциево-натриевая, с сухим остатком 191,5 г/дм<sup>3</sup>, гNa/гCl = 0,39.

Бавлинская серия сложена аргиллитами, песчаниками, алевролитами и конгломератами. Отложения залегают на глубине до 4000 м. Пористость песчаников и алевролитов составляет 10–13 %. При испытании скв. 6 (Кургашлы) и скв. 52 (Салихово) пластоиспытателями были получены дебиты соответственно 0,009 и 0,34 дм<sup>3</sup>/с. Тип воды по Сулину – ХК и ХМ, общая минерализация 5,69 и 172,9 г/дм<sup>3</sup>. В скв. 5 (Шихан) минерализация рассолов бавлинской свиты на глубине 2,9–3,9 км составила 193 г/дм<sup>3</sup>, метаморфизация их невысокая (CaCl<sub>2</sub> 17% экв, гNa/гCl = 0,78).

Нестрагифицированные гидрогеологические подразделения распространены в пределах Уральской ГСГО. В соответствии с «Методическими рекомендациями...» в пределах гидрогеологических массивов складчатой области выделяются следующие таксоны.

*Водоносная каменноугольная зона экзогенной трещиноватости (10С)* имеет распространение в юго-восточной части листа, в пределах Тагило-Магнитогорской ГСГО, в виде нешироких полос вдоль хребтовых и межгрядовых понижений или вдоль долин рек, выходя на выположенные водораздельные пространства. Представлена зона преимущественно карбонатными трещиноватыми и нередко закарстованными породами. Мощность зоны трещиноватости достигает величин от первых десятков метров до 100–150 м. Наилучшие характеристики отмечаются в карбонатных толщах, особенно в долинах рек, где при благоприятных условиях, по отношению к речному стоку, часть его «перехватывается». Водопроницаемость здесь достигает от 360 до 1750 и даже 4000 м<sup>2</sup>/сут. Дебиты скважин составляют от 1 до 25 дм<sup>3</sup>/с, реже до 60–67 дм<sup>3</sup>/с. В терригенных разностях зоны

водопроницаемость на порядок ниже – от 13 до 130 м<sup>2</sup>/сут, при дебитах скважин от 0,4 до 4,2 дм<sup>3</sup>/с. Воды зоны пресные с минерализацией около 0,5 г/дм<sup>3</sup>, гидрокарбонатно-хлоридного или хлоридно-гидрокарбонатного, реже хлоридно-сульфатного различного по соотношению катионов состава. Воды, как правило, безнапорные. Основные источники питания – атмосферные осадки и привлекаемые ресурсы поверхностных водотоков (в пределах долин рек). Подземные воды широко используются для водоснабжения населенных пунктов, в том числе г. Магнитогорск (три месторождения с утвержденными запасами 226,5 тыс. м<sup>3</sup>/сут.) и г. Учалы.

*Водоносная девонско-каменноугольная зона экзогенной трещиноватости (10D–С)* развита в пределах Западно-Уральского ГМ (зона внешней складчатости). Карбонатные толщи распространены преимущественно в центральной части на площади от широты р. Юрюзань до р. Мал. Ик. Для них характерны многочисленные родники с высокими дебитами (от нескольких десятков до нескольких сот дм<sup>3</sup>/с). Дебиты скважин достигают 10–50 дм<sup>3</sup>/с. Мощность зоны не превышает 100 м. В северной и южной частях зоны преобладает терригенная флишеидная фация. Дебиты родников здесь изменяются от 1–5 до 20–30, редко до 100 дм<sup>3</sup>/с, а дебиты скважин 2–10 дм<sup>3</sup>/с. Подземные воды пресные, с минерализацией до 0,5 г/дм<sup>3</sup> (чаще до 0,3 г/дм<sup>3</sup>), гидрокарбонатные кальциевые. Макрокомпонентный и микрокомпонентный состав зачастую соответствует природным питьевым водам первой категории качества без особой водоподготовки. Несмотря на хорошие количественные и качественные характеристики, воды практически не используются для водоснабжения, прежде всего из-за малой заселенности и удаленности от возможных потребителей. Зона перспективна для отбора подземных вод с целью промышленного розлива вод питьевого качества, либо резервирования источников водоснабжения как альтернативных в случаях возникновения чрезвычайных ситуаций.

*Водоносная среднедевонско-нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости (10D<sub>2</sub>–С<sub>1</sub>)* развита в восточной части площади листа (Тагило-Магнитогорская ГСО и Восточно-Уральский ГМ), где занимает сравнительно большие территории. Имеет разнообразный литологический состав вулканогенно-осадочных пород и степень трещиноватости, однако при этом гидрогеологические параметры этих разностей отличаются незначительно. Воды безнапорные. Водопроницаемость пород оценивается величинами от 16 до 130–140 м<sup>2</sup>/сут. Дебиты многочисленных родников изменяются, преимущественно, в пределах от 0,01 до 2,5 дм<sup>3</sup>/с, реже от 3–7 до 12–20 дм<sup>3</sup>/с. Воды, как правило, пресные с минерализацией до 0,5, иногда 0,5–1 г/дм<sup>3</sup> с различным анионным и катионным составом. Мощность зоны достигает 100 м, преимущественно 50–80 м.

Подземные воды зоны достаточно широко используются для водоснабжения населенных пунктов. Водоотбор на одиночных и малых групповых водозаборах изменяется от 50 до 3000 м<sup>3</sup>/сут.

*Водоносная нижне-среднедевонская зона экзогенной трещиноватости (10D<sub>1-2</sub>)* имеет развитие в центральной, водораздельной, части Тагило-Магнитогорской ГСО в виде выдержанной узкой (10–15 км) полосы. Характеризуется сравнительно низкими показателями водообильности и

гидрогеологическими характеристиками, прежде всего из-за своей приуроченности к водораздельным пространствам. Лучшие характеристики отмечаются в придолинных частях зоны, где ресурсы подземных вод пополняются за счет привлекаемого поверхностного стока. В центральной и северной части воды пресные гидрокарбонатные кальциевые или смешанного катионного состава. В южной части (засушливая область Башкирского Зауралья) за счет засоления верхней части разреза воды становятся солоноватыми и даже солеными, преимущественно гидрокарбонатно-хлоридного и смешанного по катионам состава. Мощность зоны не превышает 70–80 м.

Подземные воды используются для нецентрализованного водоснабжения и большого практического значения не имеют.

*Водоносная силурийско-нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости (10S–C<sub>1</sub>)* развита в южной части Центрально-Уральского ГМ, где сложена в основном вулканогенными образованиями силура, девона и нижнего карбона. Все образования сильно дислоцированы и изменены. Многообразие состава пород определяет и различную степень их трещиноватости, что в свою очередь влияет на гидрогеологические характеристики зоны трещиноватости. В целом водообильность пород невелика. На выровненных водораздельных пространствах родники имеют незначительные дебиты – до 0,2 дм<sup>3</sup>/с, т. к. крутые и обрывистые склоны водоразделов и хребтов характеризуются поверхностным стоком, и уровень подземных вод на водоразделах оказывается оторванным от уровня вод в породах окружающих предгорий. Т. е. водораздельные поверхности и склоны являются водосбором, откуда воды стекают в межгорные понижения и долины ручьев и рек. В пределах последних уровень залегания подземных вод изменяется от первых метров до 15 м, водообильность характеризуется многочисленными родниками с дебитом от 0,5 до 2,5 дм<sup>3</sup>/с. Коэффициенты фильтрации составляют 10–30 м/сут. Повышенная водообильность (дебиты родников достигают 50 дм<sup>3</sup>/с) приурочена к приразломным зонам и зонам контактов с интрузивными породами. Минерализация подземных вод достаточно пестрая: от ультрапресных (по родникам на широтах севернее г. Баймак) до соленых (в южной части развития водоносной зоны). По анионному составу воды гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные, реже хлоридно-гидрокарбонатные с различным катионным составом. Мощность зоны трещиноватости изменяется в пределах от 30 до 80 м (реже до 100 м). Подземные воды используются для водоснабжения ряда небольших населенных пунктов.

*Водоносная силурийско-девонская зона экзогенной трещиноватости (10S–D)* имеет распространение в восточной части Центрально-Уральского ГМ в виде узкой (3–5, реже 10 км) полосы. Зона сложена трещиноватыми известняками, доломитами, с прослоями глинистых сланцев, песчаников, алевролитов мощностью от 50 до 150 м. Дебиты родников составляют преимущественно 0,5–3 дм<sup>3</sup>/с, редко до 10 дм<sup>3</sup>/с и более. Максимальные удельные дебиты скважин составляют до 5 дм<sup>3</sup>/с. Воды пресные, гидрокарбонатные, кальциевые и кальциево-магниевые, используются для централизованного и нецентрализованного водоснабжения с суммарным водоотбором около 3 тыс. м<sup>3</sup>/сут.



*Водоносная нижнепалеозойская зона экзогенной трещиноватости (10PZ<sub>1</sub>)* распространена на площади Зилаирского синклиория. Водоносны трещиноватые сланцы, песчаники, аргиллиты мощностью 50–150 м. Выходы родников многочисленны, но с незначительными дебитами, в основном до 0,3 дм<sup>3</sup>/с (редко до 1 дм<sup>3</sup>/с). Водопроницаемость не превышает 20 м<sup>2</sup>/сут, обычно до 10 м<sup>2</sup>/сут. Дебиты скважин также небольшие: 0,5–1 дм<sup>3</sup>/с (редко 3–4 дм<sup>3</sup>/с). По составу воды гидрокарбонатные, хлоридно-гидрокарбонатные кальциево-магниевого, пресные с минерализацией до 0,5 г/дм<sup>3</sup>.

Подземные воды используются для нецентрализованного водоснабжения. Суммарный суточный водоотбор по одиночным водозаборам составляет 20–200 м<sup>3</sup>/сут.

*Водоносная среднерифейская–нижнепалеозойская зона экзогенной трещиноватости (10RF<sub>2</sub>–PZ<sub>1</sub>)* занимает обширную площадь Центрально-Уральского ГМ, включает в себя сильнодислоцированные и трещиноватые метаморфические толщи (кварциты, кварцевые песчаники, сланцы и др.). Зона трещиноватости в них достигает 75–100 м, в среднем около 30–50 м. Подземные воды на склонах и в понижениях развиты повсеместно, за исключением крутых и обрывистых склонов. В водораздельной части подземные воды приурочены лишь к зоне трещиноватости. Глубина залегания подземных вод изменяется от 1–15 до 30–80 м. Воды, как правило, безнапорные. Напорные воды приурочены к зонам разломов, при условии глубокого (до 100 м и более) залегания их под корой выветривания. Родники имеют дебиты от 0,01 до 12 дм<sup>3</sup>/с, чаще от 0,1–0,3 до 4–5 дм<sup>3</sup>/с. Дебиты поисковых скважин: 0,06–1,4 дм<sup>3</sup>/с при понижениях от 2,5 до 14 м. Минерализация вод в северной и центральной части меняется от 0,04 до 0,07 г/дм<sup>3</sup>, реже до 0,2 г/дм<sup>3</sup>. В южной части минерализация увеличивается до 0,2–0,4 г/дм<sup>3</sup>, при сульфатно-гидрокарбонатном, хлоридно-гидрокарбонатном кальциево-натриевом и натриево-кальциевом составе.

Подземные воды используются для хозяйственно-питьевого водоснабжения населенных пунктов путем каптирования родников (реже с помощью колодцев, скважин).

*Водоносная зона экзогенной трещиноватости в породах палеозойских интрузий основного и ультраосновного состава (10vPZ)*. Интрузии основного и ультраосновного состава развиты в пределах горных массивов Крака, частично – на юге Зилаирского плато и протягиваются цепью вдоль западной границы Магнитогорского мегасинклиория. Среди интрузий преобладают серпентиниты, перидотиты, пироксениты, реже габбро и амфиболиты. В рельефе интрузиям соответствуют понижения (с чертами мелкосопочника) с плавными переходами от вершин к склонам. Глубина зоны трещиноватости в среднем 50–70 м, реже до 100 м. Глубина залегания подземных вод не превышает 25 м. Дебиты скважин составляют от 0,15 до 6 дм<sup>3</sup>/с при понижениях от 3 до 30 м. Водопроницаемость пород изменяется от 4 до 24 м<sup>2</sup>/сут. Лучшие показатели приурочены к долинам рек и ручьев. Родники, как правило, рассредоточены с дебитами от тысячных долей до 0,2 дм<sup>3</sup>/с, в долинах до 3 дм<sup>3</sup>/с. Минерализация подземных вод обычно не превышает 0,5 г/дм<sup>3</sup>, по макрокомпонентному составу воды гидрокарбонатные магниевого, реже гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевого.

Воды используются в основном для нецентрализованного водоснабжения. Водотбор из одиночных скважин составляет от 30 до 100 м<sup>3</sup>/сут.

*Водоносная зона экзогенной трещиноватости в породах палеозойских интрузий кислого и среднего состава (10γPZ).* Развитие зона получила в восточной части изучаемой территории и приурочена к интрузивным массивам (Ахуновский, Петропавловский и др.). Граниты массивов в центре крупнокристаллические, а по периферии имеют гнейсовидную текстуру. Диориты в массивах среднезернистые. Трещиноватость распространяется до глубин 50–60 м от поверхности. Частота трещин выше в периферийных частях массивов, что обуславливает и повышенную водообильность пород. Дебиты скважин в центральных частях массивов не превышают 0,1 дм<sup>3</sup>/с, а на периферии они близки к 5 дм<sup>3</sup>/с. Подземные воды залегают на глубинах от 1 до 15 м. Водопроницаемость пород не превышает 10 м<sup>2</sup>/сут. Минерализация подземных вод обычно до 0,3 г/дм<sup>3</sup>, тип вод – гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый, общая жесткость до 5 мг-экв/дм<sup>3</sup>. Воды используются для водоснабжения нескольких населенных пунктов (Ахуново, Кидаш и др.) с суммарным водоотбором из одиночных водозаборов от 20 до 380 м<sup>3</sup>/сут.

Общее представление о гидродинамической и гидрохимической зональности гидрогеологического разреза на территории Башкирии дано в монографии [2]. Более подробное и целенаправленное вертикальное гидрогеодинамическое расчленение разреза для Башкирского Предуралья выполнил В. Г. Попов [10]. Выделение гидродинамических зон было основано на совокупности факторов (табл. 6.).

Распределение естественных ресурсов пресных подземных вод по площади листа N-40 довольно неравномерное. Наибольшие ресурсы пресных подземных вод приурочены к долинам крупных рек, где они формируются в аллювиальных отложениях четвертичного возраста (четвертичный аллювиальный ВГ) за счет привлечения поверхностного стока рек, а также к трещиноватым и закарстованным карбонатным породам раннепермского, каменноугольного и девонского возраста (долины рек Уфа, Юрюзань) в пределах Юрюзано-Сылвенского ПАБ и восточной окраины Бельского ПАБ, и областью границы последнего с Западно-Уральским ГМ. К зоне распространения закарстованных известняков, особенно в условиях дренирования речными долинами, приурочены крупнейшие и уникальные карстовые родники с дебитами от нескольких сот (Берхомут, Аскен-Куль, Агуйский, Кургазак) до первых тысяч кубических метров в секунду (Красный Ключ). Естественные ресурсы на вышеописанных площадях характеризуются показателями от 1–2 (для четвертичного аллювиального ВГ) до 2–5 дм<sup>3</sup>/с/км<sup>2</sup> (нижнепермский и девонско-каменноугольный ВК). Показателями 1–2 дм<sup>3</sup>/с/км<sup>2</sup> характеризуется и площадь развития карбонатных трещиноватых пород девонско-каменноугольного возраста Западно-Уральского ГМ. Однако в процентном соотношении доля территорий с высокими показателями ресурсов пресных подземных вод от общей площади листа очень невелика и составляет около 5%. На остальной площади преобладающие показатели естественных ресурсов не превышают 0,5–1 дм<sup>3</sup>/с/км<sup>2</sup>. Наименьшие ресурсы с показателями до 0,1 дм<sup>3</sup>/с/км<sup>2</sup>

Схема сопоставления гидродинамической, гидрогеохимической и газовой зональностей Предуралья (по В. Г. Попову)

Гидрогеодинамическая зональность			Газовая зональность		Термо-барические условия	Гидрогеохимическая и газовая зональность						
Этаж	Зона	Краткая характеристика	Зоны вод	Газосодержание, мл/дм <sup>3</sup>	$\frac{T, ^\circ C}{P, атм}$	Этаж	Зона	Подзона	M, г/дм <sup>3</sup> (сумма ионов)	Eh, мВ	Геохимическая среда	He/Ar
Верхний	Интенсивного водообмена	На платформе и в Предуральском прогибе охватывает толщу (до 250 м) преимущественно терригенных фильтрационно-анизотропных пермских и более молодых пород, залегающих выше основных эрозионных врезов. В закарстованных карбонатных осадках карбона и девона на Западном склоне Урала, нижней перми на Уфимском плато, интенсивно дислоцированных карбонатно-терригенных отложениях, выполняющих верхнепермские мульды в прогибе, нижняя граница опускается до 300 м ниже базисов эрозии и мощность достигает 600 м. Скорость движения вод – десятки и тысячи м/год, время водообмена – десятки–сотни лет	Кислородно-азотных	15–30	$\frac{4-10}{1-50}$	Верхний	Гидрокарбонатная	HCO <sub>3</sub> –Mg–Ca	0,3–1,0	+100 +650	Окислительная	<0,4
	HCO <sub>3</sub> –Na	0,5–1,0						+100 +300				
	Затрудненного водообмена	Повсеместно расположена ниже днищ долин основных рек Волго-Уральского бассейна. На платформе и в прогибе объединяет толщу (50–350 м) пермских отложений (до кровли галогенного кунгура), а в Западно-Уральской складчатой зоне – каменноугольные и девонские породы (200–350 м). Питание за счет перетоков из верхней зоны, разгрузка в долины рек и нижележащую зону. Скорость движения вод – метры в год, время водообмена – тысячи лет. Воды инфильтрационные					Сульфатная	SO <sub>4</sub> –Mg–Ca	1–3, реже до 5	+250 –150	Окислительная	
	SO <sub>4</sub> –Na	1,4–20										
Нижний	Весьма затрудненного водообмена	Включает терригенно-карбонатные комплексы нижней перми, карбона и девона (на Западном склоне Урала) до глубины 1,5–2 км. Миграция вод происходит преимущественно по проницаемым зонам литолого-фациального и тектонического генезисов. Присутствуют местные области питания и разгрузки в положительных и отрицательных морфоструктурах соответственно. Скорость движения вод (рассолов) – доли метров в год. Водообмен происходит за десятки и первые сотни миллионов лет и затухает с глубиной. Возраст подземных вод до 100–160 млн лет	Сероводородных	50–250	$\frac{10-35}{50-180}$	Нижний	Сульфатно-хлоридная		5–36, редко до 43	+100 –180	Окислительно-восстановительная	0,4–3
							Хлоридная	Cl–Mg	300–390	–100 –430		
	Cl–Na	36–320										
	Квазистационарного режима	Локальные перемещения седиментогенных рассолов в верхнепротерозойско-девонских отложениях под влиянием геотектонических и геостатических напряжений. Скорости миграции – миллиметры и доли миллиметров в год. Возраст рассолов от 200 до 600 млн лет	Азотно-метановых	250–750, иногда до 1500	$\frac{35-150}{180-500}$		Cl–Na–Ca	200–330	–100 260(?)	Нормально и сложно восстановительная	3–15	

приурочены к областям с дефицитом увлажнения (Зауралье) и развития с поверхности слабопроницаемых отложений (платформенная часть).

Ресурсы минеральных подземных вод приурочены, как правило, к зонам затрудненного и весьма затрудненного водообмена, а также к зоне свободного водообмена при развитии с поверхности сульфатных нижнепермских пород (верхнекунгурский, реже уфимский водоносный горизонты).

По минеральному составу и содержанию биологически активных минеральных компонентов платформенная и складчатая площади листа N-40 значительно различаются. В пределах платформы распространены солоноватые, соленые минеральные воды преимущественно сульфатного, гидрокарбонатно-сульфатного кальциевого, сульфатно-натриевого, реже хлоридно-сульфатного и хлоридного с разнообразным по содержанию катионов состава без биологически активных компонентов. Минеральные воды с биологически активными компонентами представлены в платформенной части сероводородными водами (крайняя восточная часть Бельского ПАБ, Юрюзано-Сылвенский ПАБ). Значительно реже здесь встречаются радоновые и железистые воды. Состав подземных вод зависит и от минерального состава водовмещающих пород, и от времени циркуляции в условиях окислительной и слабовосстановительной обстановки. Зачастую минеральные воды, выходящие через естественные водопункты, представляют собой «раствор» из минеральных вод зоны затрудненного водообмена и пресных вод зоны свободного водообмена, образующийся по мере продвижения первых, в условиях гидростатического давления, к поверхности или к областям дренирования (Красноусольские минеральные источники).

В гидрогеологических массивах и складчатых областях широкое развитие имеют солоноватые и соленые сероводородные (сульфидные) и гидрокарбонатно-хлоридные натриевые минеральные воды.

Промышленные подземные воды приурочены к зоне весьма затрудненного водообмена. Глубина их залегания в платформенных условиях составляет от 1,2 до 2,2 км. По составу промышленных компонентов это в основном йодо-бромные рассолы с содержанием (г/дм<sup>3</sup>): йода – более 10, брома – 350, реже стронция – 300, лития – 5.

## **ХАРАКТЕРИСТИКА ЭКОЛОГО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ И УСЛОВИЯ ЗАЩИЩЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ВОДОНОСНЫХ ГОРИЗОНТОВ**

По эколого-гидрогеологическим условиям лист N-40 можно подразделить на три группы площадей. В первую группу, с практически полным отсутствием техногенного и антропогенного влияния на природную и геологическую среду, попадает область Горного Урала, территории природных заповедников и парков. Во второй группе находятся слабозаселенные и малоурбанизированные территории, где техногенная нагрузка на природную среду минимальна и практически не способна влиять на изменения гидрогеологических условий. В третью группу попадают высокоурбанизированные населенные пункты и крупные промышленные узлы: Уфимский, Стерлитамакский, Магнитогорский, Сибайский, Златоустовский. Здесь сконцентрированы предприятия нефтедобывающей, нефтеперерабатывающей,

химической, горнодобывающей и горно-металлургической промышленности, где техногенная нагрузка может не только оставаться на современном уровне, но и увеличиваться. Сюда же попадают территории, на которых происходили экологические катастрофы, подземные ядерные взрывы для создания полигонов захоронения токсичных отходов (выброс фенола в Уфе, объекты «Кама» и «Природа»). В пределах площадей третьей группы расположены основные устойчивые источники загрязнения почвогрунтов, подземных и поверхностных вод, происходит интенсивный водоотбор подземных вод.

В. М. Гольдберг предложил разделять факторы, определяющие условия защищенности ПВ, на три группы: природные, техногенные условия, физико-химические барьеры. Совокупность геологических, гидрогеологических условий, способных предотвратить проникновение загрязняющего вещества в водоносные горизонты с поверхности земли и из областей питания, определяет понятие естественной защищенности ПВ и отвечает природным факторам, которые в свою очередь определяются:

- наличием в разрезе слабопроницаемых отложений (коэффициент фильтрации  $< 0,1$  м/сут);
- глубиной залегания слабопроницаемых отложений;
- мощностью, литологией и фильтрационными свойствами слабопроницаемых пород, перекрывающих ПВ;
- соотношением уровней ПВ водоносных горизонтов в разрезе.

Техногенные условия определяются прежде всего условиями нахождения ЗВ на поверхности земли, характером проникновения ЗВ в подземные воды и периодом их взаимодействия (воздействия) с гидросферой. К физико-химическим барьерам относятся специфические свойства ЗВ (миграционная способность, сорбируемость, химическая стойкость, взаимодействие ЗВ с породами и ПВ), поглощающие свойства пород. Природные факторы защищенности, как мы видим из определения, тесно связаны с геологическими и гидрогеологическими характеристиками того или иного горизонта (комплекса).

Основное питание ВГ и ВК получают за счет инфильтрации атмосферных осадков, следовательно, большую важность приобретают особенности генетических типов, литологического состава и фильтрационных свойств покровных четвертичных отложений, разрез которых для одних ВГ и ВК полностью включен в зону аэрации, для других – представляет верхнюю часть вышележащей (транзитной) толщи. На этапе мелкомасштабных региональных исследований дается качественная оценка условий защищенности, учитывающая для безнапорных вод природные факторы с учетом четырех показателей:

- глубины залегания уровня грунтовых вод;
- литологии пород зоны аэрации;
- мощности слабопроницаемых отложений в разрезе зоны аэрации;
- фильтрационных свойств пород зоны аэрации.

Для напорных вод основным фактором является наличие водоупорных толщ в кровле ВГ и ВК, а также соотношение напоров смежных горизонтов и уровня грунтовых вод.

На территории листа N-40 можно выделить две группы областей для водоносных подразделений: с условно (слабо) защищенными (1-я группа) и незащищенными (2-я группа) подземными водами. К 1-й группе условно защищенных ВГ и ВК относятся площади Сыртовского АБ, Камско-Бельского АБ (кроме юго-западной части), Вятско-Камского АС (кроме южной части), южная и восточная части Бельского ПАБ, Юрюзано-Сылвенский ПАБ, южная часть Центрально-Уральского ГМ (для всех бассейнов – за исключением долин рек, где развит водоносный четвертичный аллювиальный горизонт). Особенности для вышеназванных площадей являются:

- наличие в кровле достаточно выдержанных и сравнительно мощных слабопроницаемых отложений, слагающих зону аэрации, что определяет относительно длительное время проникновения загрязнения (единицы–десятки лет);

- значительные глубины уровня залегания подземных вод на водораздельных пространствах (водоносный нижнетриасовый горизонт, водоносные пермские комплексы);

- межпластовый характер залегания подземных вод (водоносные пермские комплексы).

Ко 2-й группе относятся гидрогеологические структуры Уральской СГСО (что связано с практически повсеместной трещиноватостью, а часто и закарстованностью пород), а также южная часть Камско-Вятского АС, юго-западная часть Камско-Бельского АБ, центральная и северная части Бельского ПАБ.

### **РЕКОМЕНДАЦИИ О НАПРАВЛЕНИИ ДАЛЬНЕЙШИХ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ**

Приоритетными направлениями дальнейших гидрогеологических исследований в пределах листа N-40, на наш взгляд, являются:

- эколого-гидрогеологическое исследование территорий, подверженных высокой техногенной нагрузке или в пределах которых были отмечены экологические катастрофы, связанные с техногенным загрязнением природной среды (г. Уфа, г. Магнитогорск) с целью оценки влияния техногенных процессов на гидрогеологические условия, оценки изменения гидрогеологических условий и прогноза их состояния при сохранении существующей техногенной нагрузки;

- среднемасштабные (1:200 000) либо мелкомасштабные (1:500 000, 1:1 000 000) исследования и картографирование гидрогеологических структур 2-го порядка с выделением в их пределах гидрогеологических структур более низкого порядка (водообменных бассейнов) с целью более подробной гидростратификации разреза, гидрогеологической характеристики водоносных подразделений, определения составляющих «приходно-расходных» элементов зоны свободного водообмена, содержащей основные ресурсы пресных подземных вод с оценкой ресурсного потенциала и степени защищенности подземных вод (Камско-Бельский АБ, Тагило-Магнитогорский ГМ, Юрюзано-Сылвенский ПАБ);

– Центру Мониторинга подземных вод на территории Республики Башкортостан провести актуализацию гидрогеологических структур 1-го, 2-го порядка с отнесением и перераспределением ресурсов и запасов подземных вод (в настоящее время ресурсы, запасы подземных вод в РБ учитываются применительно к прежней схеме районирования территории РФ и прежним границам и названиям гидрогеологических бассейнов).

---

---

---

## ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Эколого-геологическая схема составлена на ландшафтной основе. Территория характеризуется большим разнообразием ландшафтных условий – от южной лесостепи до горных лесов. В ее пределах выделяются шесть крупных ландшафтных зон: Лесная зона Русской равнины; Лесостепная зона Русской равнины; Степная зона Русской равнины; Горнолесная зона Южного Урала; Зауральская лесостепная зона; Зауральская степная зона. Природные ландшафты более низких рангов выделены с учетом данных об особенностях рельефа различных частей территории (геоморфологическая основа), составе и строении коренных пород (геологическая основа), составе и мощности рыхлых образований, характере растительности и почвенного покрова. Всего выделено 18 природных ландшафтов, подробная характеристика которых приведена в условных обозначениях к Эколого-геологической схеме. Техногенные ландшафты выделены на тех участках, где деятельность человека, связанная с добычей полезных ископаемых или градостроительством, привела к полной деградации природных ландшафтов. К ним относятся территории крупных карьеров и городов. Второй блок информации, отображенной на Эколого-геологической схеме, характеризует природные геологические опасности, третий – техногенные комплексы и объекты, воздействующие на геологическую среду.

На территории листа в связи с особенностями ее геологического строения, социальной и промышленной инфраструктуры действуют две основные группы факторов, влияющих на состояние геологической среды – это природные факторы и техногенные (антропогенные).

Среди природных факторов наиболее значимыми являются овражная и речная эрозия и карст. В значительно меньшей степени распространены курумообразование, заболачивание, осыпной, обвальный и оползневой процессы.

В пределах исследуемой территории выделяются пять карстовых провинций: Волго-Уральская, Предуральская, Западно-Уральская, Центрально-Уральская и Магнитогорская. Основным фактором, способствующим интенсивному проявлению карстообразования, является широкое развитие карбонатных пород различного возраста (от рифея до перми), а также легкорастворимых пермских гипсоносных толщ. Среди различных видов карста преобладают сульфатный и карбонатный. Сульфатный карст максимально проявлен в пределах восточной части денудационной равнины



Предуралья. Пораженность этой части территории поверхностными проявлениями карста составляет от 1–5 до 15–25%. Интенсивность развития сульфатного карста при прочих равных условиях обратно пропорциональна мощности отложений, перекрывающих гипсоносные толщи кунгурского яруса. В пределах Уральского горного сооружения карст развит преимущественно по долинам рек, дренирующих карбонатные породы, и имеет разнообразные формы: воронки, карстовые блюдца, провалы, пещеры.

Карстовые процессы осложняют любые виды строительства и сельскохозяйственное освоение земель. Особую опасность представляют карстовые провалы, ведущие к деформации жилых и промышленных объектов. Так, например, крупный провал произошел на юго-восточной окраине с. Иглино (пос. Ягодный, ул. Ушакова, 8) в сентябре 2007 г. Первоначальный его поперечник при глубине 7 м равнялся 12 м, к ноябрю 2007 г. размеры его поверхности составляли 25 × 28 м, а глубина 12,5 м. В провал упала автомашина «Газель» и строительный вагон [6].

На настоящее время строительство на неустойчивых участках ведется с применением конструктивных мер противокарстовой защиты.

Кроме негативного влияния карста на ландшафты, есть и положительные стороны. Например, в Волго-Уральской карстовой провинции интерес представляет карстовый бассейн Уфимского плато, обладающий ресурсами пресных подземных вод, позволяющими решить проблему обеспечения качественной питьевой водой населения Уфимско-Благовещенской агломерации. Большую научную и практическую ценность представляют пещеры – природные памятники природы и уникальные археологические объекты (пещера Капова, Сумган и др.).

Одним из основных негативных факторов, существенно влияющих на плодородие пахотных земель, является овражная эрозия. Процессы оврагообразования наиболее интенсивно проявлены в пределах денудационной равнины Предуралья и в частности на склонах Белебеевско-Стерлибашевской возвышенности, что обусловлено как природными факторами (наличие протяженных склонов, покрытых достаточно мощным слоем делювиальных отложений, активизация процессов глубинной эрозии, вызванных, по-видимому, слабыми восходящими движениями), так и антропогенными (интенсивная распашка земель и деградация лесных массивов). Овраги в большинстве случаев являются вторичными, то есть наследуют средне-позднеплейстоценовые эрозионные врезы, редко выходя за их пределы. Прирост вершинной части отдельных оврагов достигает 10–12 м в год. Склоны оврагов крутые, поперечный профиль V-образный, глубина вреза от 1–2 м в верховьях до 10–11 м в устьевых частях. В целях предотвращения эрозионных процессов, сохранения и восстановления почвенного плодородия осуществляется планомерный вывод деградированной, малопродуктивной пашни из оборота путем ее залужения и перевода в кормовые угодья. За 12 лет переведено в кормовые угодья более 1,16 млн га. В результате проведенных мероприятий по переводу деградированной пашни распаханность сельскохозяйственных угодий с 1996 по 2008 г. сократилась с 65,6 до 52,2% [92].

Для территории характерны различные виды техногенных факторов, влияющих на состояние окружающей среды, среди которых наибольшую опасность представляют добывающая промышленность (горнодобывающая и нефтедобывающая), обрабатывающая промышленность (химическая и машиностроительная), энергетика и сельское хозяйство.

## ГОРНОДОБЫВАЮЩАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ

Наибольшее техногенное воздействие на экосистему оказывают предприятия УГОК (ОАО «Учалинский горно-обогатительный комбинат»), БМСК (Башкирский медно-серный комбинат), Семеновская (СЗИФ), Тубинская золотоизвлекательные фабрики, Миндякский ГОК, Башкирская золотодобывающая компания, ММК (Магнитогорский металлургический комбинат).

Ежегодный объем образования отходов горнодобывающей промышленности по РБ составляет 11,1 млн т (58% от общего объема образованных отходов республики), из них 44% приходятся на вскрышные работы, 43% – на долю хвостов обогащения [91].

Наиболее крупные карьеры располагаются в городах Сибай, Баймак, Учалы, Магнитогорск, Кумертау, Миндяк, Бакал и Сатка. Процесс добычи сопровождается образованием крупнотоннажных отходов в виде вскрышных пород, которые размещаются в отвалах, занимающих значительные площади земель. Вскрышные породы используются при возведении и наращивании дамб хвостохранилища, перерабатываются на дробильно-сортировочном участке с получением строительного щебня, используемого для заполнения выработанных пространств при добыче пород.

Глубина карьера по разработке медно-цинковой руды в г. Сибай до 500 м. Отвалы вскрышных пород и хвостов обогащения Сибайского ГОКа достигают высоты в 30 м. В г. Сатка карьеры протягиваются на 9 км при ширине до 3 км. Глубина карьеров от 50 до 200 м, высоты отвалов от 10 до 100 м. В г. Магнитогорск общая площадь горных выработок открытого типа более 2700 га, хвостохранилищ – более 1300 га [6].

Общий объем образованных в 2008 г. отходов на ОАО «УГОК» (Учалинская промплощадка) составил 4,553 млн т. В том числе на долю вскрышных пород приходится 0,471 млн т, на конец 2008 г. накоплено 271,609 млн т вскрышной породы и размещено на собственных объектах предприятия. На долю хвостов обогащения приходится 3,975 млн т годового объема образования отходов, по итогам года объем накопления составил 69,968 млн т. В 2008 г. предприятием переработано 2,329 млн т вскрышных пород [92].

Основное негативное воздействие оказывают отвалы, хвостохранилища, хламохранилища.

Отвалы являются «аккумулятором» техногенных мигрантов. Они содержат тот же спектр токсикантов, что и компоненты геологической среды, но к ним добавляются вещества, использующиеся при технологических процессах. Материал отвалов Сибайского рудника (517 млн т), по данным БМСК, содержит тяжелые металлы – Cu, Zn, Pb, Se, Cd, As, Hg. В отвалах

Туканского рудника накоплено свыше 60 млн м<sup>3</sup> горных пород. В районе Магнитогорска накоплено более 160 млн т металлургического и 35 млн т отходов горного производства. Отвалы карьера Агаповского месторождения известняков составляют 24 млн т. Отходы Агаповской обогатительной фабрики около 10 млн т.

По данным БМСК (2003 г.), в хвостохранилищах Сибайской обогатительной фабрики накоплено: 49,2 тыс. т меди; 114,2 тыс. т цинка; 9 млн т серы; 8 млн т железа; 1680 т кадмия; 86,8 т индия; 712,4 т селена; 589,3 т теллура; 1949 т кобальта; 281 т галлия; 47,8 т германия. В хвостах Семеновской золотоизвлекательной фабрики аккумулировано более 2,6 млн т отходов-хвостов.

Интенсивное окисление материала отвалов и растворение тяжелых металлов в процессе выщелачивания, вынос их в подотвальные воды – основной источник загрязнения водоемов и прилегающих земель. Экологически опасны микроэлементы-спутники карьерных и шахтных вод, это – кадмий, ртуть, мышьяк, сурьма. Объем таких вод УГОК составляет 2200–2800 тыс. м<sup>3</sup>/год. По уровню концентраций содержание главных элементов соизмеримо со средними содержаниями в рудах, в то же время высокие концентрации металлов предопределяют высокую токсичность подотвальных вод. Таким образом, водоотлив из карьеров и шахт, подотвальные воды и фильтрат хвостохранилищ являются концентрированными растворами тяжелых металлов и других загрязнителей, представляющих большую угрозу окружающей среде.

В пределах Южноуральского бурогоугольного бассейна (Кумертауский) загрязнение природных вод происходит отходами углей и соленоватыми (минерализация 1,2–1,5 г/дм<sup>3</sup>) водами. Техногенезу подвергаются подземные воды на площади около десятков квадратных километров на глубину до 100–120 м. Средний многолетний приток воды в Кумертауском разрезе составлял 160 м<sup>3</sup>, при колебаниях по годам от 137 до 256 м<sup>3</sup>/г [225]. В отвалах ПО «Башкируголь» складировано около 4 млн т отходов брикетного производства (угольный шлак, брикетная крошка). При хранении этих отходов происходит систематическое загрязнение воздуха пылью и токсичными соединениями (сернистая кислота, углекислый газ, бензапирен), а также загрязнение грунтовых вод рядом токсичных соединений.

Таким образом, в районах горнорудных предприятий складывается сложная экологическая обстановка. Тяжелые металлы и другие токсиканты попадают в пищевые цепи и концентрируются в продуктах питания местного производства. Это вызывает профессиональные заболевания работников предприятий и местных жителей.

## НЕФТЕДОБЫЧА И НЕФТЕПЕРЕРАБОТКА

Вредное влияние на окружающую среду добычи нефти и газа из многочисленных месторождений, расположенных в западной части территории листа, весьма многогранно. Заводнение месторождений с целью увеличения нефтеотдачи – одна из причин проявления местных мелкофокусных (5–7 км) землетрясений. Разработка месторождений неизбежно влечет

за собой нарушение почвенно-растительного покрова при строительстве скважин, оборудования строительных площадок. При эксплуатации месторождений происходит загрязнение почвенного покрова и угнетение растительности при аварийных разливах из систем сбора и поддержания пластового давления буровых амбаров. Весьма существенное влияние оказывает нефтедобыча и на состояние гидросферы. На крупных и длительно разрабатываемых месторождениях наблюдается засоление поверхностных и подземных вод. Подземные воды подвергаются максимальному загрязнению в местах расположения крупных аварийных нефтедобывающих объектов, вблизи установок комплексной подготовки нефти, кустовых насосных станций, амбаров-накопителей сточных вод, на участках сброса сточных вод в овраги и карстовые воронки. В процессе нефтедобычи на поверхность извлекаются огромные количества пластовых хлоридных вод с минерализацией до 360 г/дм<sup>3</sup> и специфическим микрокомпонентным составом. В результате пресные воды обогащаются хлоридами, растет их минерализация, жесткость, появляются несвойственные им компоненты (J, Br, Sr, Li). В связи с разработкой нефтяных месторождений развивается техногенный карст, поскольку в областях с развитой системой добычи фонд пробуренных скважин выполняет роль дренающих систем. По сравнению с естественным техногенный карстовый процесс отличается ускоренным формированием, носящим зачастую катастрофический характер. По принципу обратной связи он в свою очередь отрицательно влияет на объекты хозяйственного назначения и природные ландшафты. Масштабы техногенного карстового процесса изучены слабо, но признаки его проявления отмечаются практически на всех крупных месторождениях (Туймазинское, Шкаповское, Арланское и др.) [21].

При добыче и переработке нефти образуется большое количество нефтешлама. Объем аккумулированных шламов по АНК «Башнефть» составляет 80 тыс. т. Нефтешламы, хранящиеся без гидроизоляции в земляных амбарах, – источник техногенного загрязнения всех компонентов экосистемы.

Нефтеперерабатывающий комплекс является крупнейшим источником воздействия на природную среду. Крупные центры нефтепереработки – города Уфа и Салават.

Общий годовой объем образования отходов на нефтеперерабатывающих предприятиях г. Уфа (ОАО «УНПЗ», ОАО «НУНПЗ», ОАО «Уфанефтехим») составил 107,459 тыс. т. Общий объем накопленных на балансе предприятий нефтесодержащих отходов оставляет более 354,5 тыс. т, что на 17,5 тыс. т меньше по сравнению с 2007 г. [6].

Объем переработки нефти на ОАО «Уфанефтехим» увеличился на 1228,8 тыс. т, соответственно выбросы загрязняющих веществ в атмосферу по сравнению с предыдущим годом возросли на 0,158 тыс. т и составили 43,273 тыс. т. Выполнение природоохранных мероприятий (сбор и утилизация нефтешлама с биологических прудов в сервисном производстве) позволило сократить выброс гексана на 0,012 тыс. т % [92].

Объем нефтесодержащих отходов по ОАО «Салаватнефтеоргсинтез» составляет 1,1 млн т. Разгрузка нефтезагрязненных подземных вод происходит в р. Белая. В районе Ишимбайского НПЗ, на левом берегу р. Белая,

в летнее время в результате разгрузки нефтепродуктов происходят пожары (самовоспламенение газов).

По данным И. М. Габбасовой [35], площадь загрязненных нефтью и нефтепромысловыми сточными водами земель составляет несколько десятков тысяч гектар. Наиболее интенсивно повреждены земли на Шкаповском, Туймазинском, Арлановском месторождениях.

В результате аварийных разливов сырой и товарной нефти, нефтепродуктов, буровых сточных вод, нефтепромысловых сточных вод в почве происходит изменение химических и физических свойств (состав ППК, засоление и осолонцевание, появление гидрофобности), изменение состава и численности почвенного биоценоза. Это ведет к деградации почв, ухудшению почвенного плодородия, нарушению экологии почв и ландшафтов и др. Наиболее эффективным и экономичным способом рекультивации является биологический метод, это использование биопрепаратов и биостимуляторов для деградации нефти и нефтепродуктов.

## **ХИМИЧЕСКАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ**

Главными центрами химической промышленности являются города Мелеуз, Стерлитамак. Основные загрязнители окружающей среды – фосфогипс, пиритный огарок, фенолы, осадки дистеллерной жидкости. В 2008 г. химическое производство снижено на 5,6% по отношению к 2007 г. за счет сокращения выпуска лакокрасочных материалов на треть, синтетических каучуков – на четверть, спиртов бутиловых и изобутиловых – на 22,4%, этилена – на 20,9%, бензола – на 17,1%, синтетического аммиака – на 15%, стирола – на 13,9%. Вместе с тем, отмечен рост выпуска серы (130,7%), калийных и фосфатных минеральных удобрений (в 2,6 и 2,8 раза, соответственно), терефталевой кислоты (104,2%).

Объем валовых выбросов загрязняющих веществ в 2008 г. основными предприятиями химической промышленности, к которым относятся ОАО «Сода», ОАО «Каустик», ОАО «Туймазытехуглерод», ОАО «Уфаоргсинтез» и ЗАО «Каучук», составил 55,01 тыс. т (в 2007 г. – 64,118 тыс. т).

Лидером по производству токсичных отходов является АООТ «Минудобрения», в его отвалах размещено более 10,2 млн т. фосфогипса и более 2,7 млн т пиритного огарка, которые оказывают негативное воздействие на окружающую среду. В подземных водах обнаружено превышение фона по хлоридам – в 12 раз, фосфатам – в 64 раза, нитратам – в 22 раза, сульфатам – в 53 раза, меди – в 6,5 раза и другим компонентам. В 30 км ниже этого предприятия расположен водозабор, обеспечивающий водой города Салават, Ишимбай и Стерлитамак [6].

Значительные объемы отходов образуют предприятия г. Стерлитамак. Общий годовой объем образования отходов на предприятии ОАО «Каустик» составил 248,339 тыс. т, что меньше уровня 2007 г. на 9,334 тыс. т. От общего объема образованных отходов в 2008 г. переработано (использовано) 124,4 тыс. т (на 13,761 тыс. т меньше уровня прошлого года), обезврежено 41,738 тыс. т.

Отходы, содержащие ртуть, твердые хлорорганические отходы, размещаются на собственном участке захоронения твердых промышленных отходов «Цветаевский». В 2008 г. на полигон «Цветаевский» вывезено и захоронено в железобетонных резервуарах и секционниках: твердых хлорорганических отходов 2279,240 т, ртутьсодержащих отходов 160,000 т.

Годовой объем образования отходов на предприятии ЗАО «Каучук» составил 23,919 тыс. т, что на 5,303 тыс. т больше уровня 2007 г. Общий объем обезвреженных и переработанных на предприятии отходов в 2008 г. составил 23,022 тыс. т, что на 0,897 тыс. т меньше объемов, утилизированных в 2007 г. Около 1250,15 т производственных и бытовых отходов вывезено на полигон ТБО, на промплощадке размещено 293,03 т производственных отходов.

Высокотоксичные отходы (1, 2, 3-го класса опасности) ОАО «Каустик» и ЗАО «Каучук» вывозятся для захоронения на полигон «Цветаевский», расположенный в Гафурийском районе, в 5 км от жилой зоны (деревни Базиково, Буруновка), общей площадью 62 га. По состоянию на 1.01.2009 г. на полигоне захоронено 103,4 тыс. т токсичных отходов. Крайне медленно решаются вопросы переработки накопленных на данном объекте отходов. За 2008 г. с полигона предприятиями вывезено на переработку 3230 т токсичных отходов. Полигон «Цветаевский» не отвечает природоохранным требованиям и является источником загрязнения окружающей среды.

На предприятии ОАО «Сода» образуются твёрдые и жидкие отходы. Отходы содового производства аккумулируются в шламонакопителе «Белое море» с общей площадью 473,6 га. Накопленные в «белых морях» ТОС используются для рекультивации Мичуринского карьера цементных глин и других участков. Большую долю промышленных отходов ОАО «Сода» составляет шлам дистиллерной жидкости (13795,437 тыс. т), который тоже размещается в данном шламонакопителе. Всего в 2008 г. на предприятии образовалось 1135,731 тыс. т (2007 г. – 1458,8 тыс. т) отходов. Утилизировано и использовано с учетом ранее накопленных 1185,4 тыс. т отходов. Объем образования отходов на предприятии за 2008 г. составил 1135,731 тыс. т, что на 323,2 тыс. т ниже уровня 2007 г. На предприятии использовано 1185,368 тыс. т отходов [92].

## МЕТАЛЛУРГИЯ И МАШИНОСТРОЕНИЕ

Ведущими металлургическими центрами являются города Белорецк, Магнитогорск, Златоуст и Сатка. Машиностроительные и металлургические заводы загрязняют геологическую среду технологическими растворами и сточными водами, содержащими тяжелые металлы (медь, цинк, никель, хром, ртуть, свинец), кислоты, щелочи, рассолы.

В процессах металлообработки во всех видах шлифовальной и абразивной, электроискровой, анодомеханической, электрохимической обработки, травления деталей образуются шламы и пыли, относящиеся к токсичным и высокотоксичным отходам. Типовой состав таких отходов: абразивы, мелкодисперсные металлические частицы, смазочно-охлаждающие жидкости, присутствуют также никель, хром, вольфрам, ПАВы, нефтепродукты и др.

Ежегодный объем образования пыли и шламов составляет около 200 тыс. т, они вывозятся вместе с мусором на свалки.

В г. Сатка загрязнителями поверхностных вод и атмосферы является отвал отходов металлургического завода. При высокой влажности шлаки взаимодействуют с окружающей средой и в атмосферу выделяется сероводород. Промышленные выбросы загрязняют воды рек Бол. Сатка, Ай. Всего в р. Бол. Сатка за 1995 г. сброшено 54,09 млн м<sup>3</sup> сточных вод, в том числе загрязненных 49,1 млн м<sup>3</sup>, со сточными водами в реку поступило 330 т взвешенных веществ, 60 т нефтепродуктов, 70 т органических веществ [66]. В Магнитогорске крупнейший загрязнитель экосистемы – Магнитогорский металлургический комбинат. Выбросы пыли и газа в атмосферу в 1988–1993 гг. составили 850–400 тыс. т, 1996 г. – 250 тыс. т. Основные загрязнители: цинк, свинец, хром, бензапирен, диоксид азота, сероуглерод (фон превышен по каждому в 6–30 раз), марганец, железо, никель, кадмий, медь (превышение фона в 2010 раз). Всего в районе Магнитогорска накоплено более 160 млн т отходов [83].

ОАО «Белорецкий металлургический комбинат» в г. Белорецк загрязняет окружающую среду шлаковыми отвалами чугуно-плавильного производства. Выбросы загрязняющих веществ в атмосферный воздух комбинатом в 2008 г. составили 1,748 тыс. т, что выше уровня предыдущего года на 0,042 тыс. т [92]. Снеговая съемка показала, что среднее значение пылевой нагрузки в районе г. Белорецк составляет 152 мг/м<sup>2</sup> в сутки, что в 28 раз превышает природный фон для данной территории. Микроэлементный состав пыли характеризуется повышенными в 2–4 раза относительно фона содержаниями Ba, Mn, Cr, V, Cu, Ag, Zn, Pb, Sn, Ga, Zr, B. Концентрации ряда элементов в снеговой воде также превышают фон: Li – в 2 раза, Al – в 5 раз, Mn – в 1,6 раза, Cu – в 4 раза [77]. В районе г. Магнитогорск среднее значение пылевой нагрузки составляет 464 мг/м<sup>2</sup> в сутки, что выше природного фона в 88 раз. Средние концентрации Sr, Ti, Cr, Ni, Co, Ag, Sn, Ga, B, Zr в снежной пыли превышают фон в 2–4 раза, а концентрации Mn, V, Cu, Zn, Pb – в 6–10 раз. Снеговая вода здесь характеризуется повышенными относительно фона содержаниями Li (в 4 раза), Al (в 15 раз), Mn (в 2,3 раза), Fe (в 3,6 раза), Ni и Cu (в 6 раз) [77].

## ЭНЕРГЕТИКА

Предприятия энергетики на территории республики представлены ООО «Башкирская генерирующая компания» (ООО «БГК») и ООО «Башкирские распределительные тепловые сети». В состав генерирующих мощностей объединений входят: государственная районная электрическая станция (Кармановская ГРЭС), две гидроэлектростанции (Павловская ГЭС, Юмагузинская ГЭС), десять теплоэлектроцентралей (ТЭЦ), в том числе газопоршневая Зауральская ТЭЦ, ветроэлектростанция, а также объекты малой энергетики. В значительной степени объем образующихся продуктов сгорания и их токсичность зависят от структуры топливного баланса. Объем выбросов загрязняющих веществ предприятиями теплоэнергетики, входящими в состав ООО «БГК», за 2008 г. снизился на 25,127 тыс. т и

составил 59,114 тыс. т, что связано с уменьшением производства электроэнергии и тепловой энергии. Кроме того, на теплоцентралях республики произошло изменение топливного баланса в сторону уменьшения доли мазута на 3 %, а также из состава ООО «БГК» выделилась Ново-Салаватская ТЭЦ. На теплоэлектроцентралях республики внедрен ряд природоохранных мероприятий по снижению негативного воздействия на атмосферный воздух: на Салаватской ТЭЦ прекращено сжигание мазута, внедрена автоматизация режима горения на Уфимской ТЭЦ-2 и Уфимской ТЭЦ-4, заменены горелочные устройства на водогрейных котлах № 1 и № 2 Уфимской ТЭЦ-2, уплотнены газоходы паровых котлов № 11,12,13,16 на Уфимской ТЭЦ-4 [92].

## СЕЛЬСКОЕ ХОЗЯЙСТВО

Для загрязняющих веществ агропромышленных предприятий характерны азотсодержащие органические и биогенные соединения (аммоний, нитриты, нитраты и др.), патогенные микроорганизмы, минеральные удобрения, ядохимикаты и их метаболиты. Продолжительность нахождения загрязняющих ингредиентов определяется скоростью распада органических и минеральных веществ, временем жизнедеятельности микроорганизмов. Срок существования одних загрязняющих компонентов измеряется от нескольких суток до 1–3 лет, других – десятками и сотнями лет.

Наибольшее воздействие на экологическую среду оказывают животноводческие комплексы. Исследования [3, 4], выполненные на участках утилизации стоков крупных животноводческих комплексов (Рошинского свиного комплекса на 54 тыс. и Новораевского откормкомплекса КРС на 12 тыс. голов), показывают, что при высоких нормах орошения, превышающих самоочистительную способность почвогрунтов, возникает опасность загрязнения подземных вод стоками, содержащими азотистые соединения, хлор, фосфор, и патогенными микроорганизмами. Количество стоков одного только свиноводческого комплекса на 54 тыс. голов достигает 0,5 млн м<sup>3</sup> в год, что равно объему бытовых сточных вод почти полумиллионного города.

Не менее серьезный урон геологической среде приносит вырубка леса и распашка земель. Пашнями заняты практически все равнинные территории характеризуемого листа, за исключением горных районов. Минеральные вещества и пестициды способны попадать в подземные воды при близком их залегании (до 3–5 м). В грунтовых водах, вскрытых на глубине 4,0 м вблизи Мелеузовского сахарного завода, обнаружены (мг/дм<sup>3</sup>): ГХЦГ – 11,6; метафос – 0,04; хлорофос – 5,9. Пестицидная нагрузка на обработанную землю по РБ колеблется (кг/га) от 0,35 (1998 г.) до 1,7 (2000 г.) – 1,3 (2002 г.).

Осушение заболочиваемых и переувлажненных земель вызывает значительные изменения в их гидрогеологических и гидрологических режимах. На осушенных землях иногда наблюдается пирогенная деградация почв [34]. Площади лесов, за счет вырубки, за последние 50–60 лет сократились более чем на четверть, для сохранения лесного фонда организовываются



заповедники и лесные парки. Кроме лесозаготовки бедствием для лесов является нерегулируемый выпас скота в лесу и засухи, впоследствии леса приобретают «угнетенный» вид [92].

## ЭКОЛОГИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Оценка эколого-геологической обстановки выполнена на основе комплексного учета влияния природных и техногенных факторов, а также способности природных ландшафтов противостоять вредному воздействию (самоочищение и восстановление ландшафтов). Так, например, ландшафты горно-лесной зоны, которые являются денудации и транспортировке, обладают гораздо большей геохимической устойчивостью, нежели ландшафты степной и лесостепной зон, которые приурочены к равнинному рельефу и являются, по сути, областями аккумуляции. При создании Схемы оценки эколого-геологической обстановки также в полной мере учтены результаты ранее выполненных специализированных экологических исследований [21]. Эколого-геологическая обстановка оценена по пяти градациям: благоприятная, удовлетворительная, напряженная, кризисная и катастрофическая.

Область благоприятной эколого-геологической обстановки протягивается полосой с юго-запада на северо-восток в центральной части зоны. Здесь преимущественным развитием пользуются горные лесные ландшафты, сложенные устойчивыми породами (7, 8, 9, 10, 11, 17). Техногенное воздействие на среду здесь минимально. Единственным опасным антропогенным фактором является интенсивная вырубка лесов, которая требует, несомненно, более жесткого регулирования и контроля. Необходимы мероприятия по восстановлению лесных массивов, которые в последнее время, к сожалению, проводятся в весьма ограниченных объемах. Площадь области 43 485 км<sup>2</sup>, что составляет 24,8% площади территории листа.

Область удовлетворительной эколого-геологической обстановки охватывает приподнятую денудационную равнину Уфимского плато, восточную часть Общего Сырта и восточную окраину денудационной равнины Предуралья, непосредственно примыкающие к Уральскому горному сооружению. Здесь развиты преимущественно равнинные ландшафты с растительным покровом в виде широколиственных лесов (4, 5, 6). Среди неблагоприятных природных факторов здесь ведущую роль играет карст. Антропогенная нагрузка невелика и обусловлена сельским хозяйством, промышленные предприятия отсутствуют. Площадь области 15 791 км<sup>2</sup>, что составляет 9,1% площади территории листа.

Области напряженной эколого-геологической обстановки охватывают большую часть денудационной равнины Предуралья (западная часть территории) и приподнятый пенеплен и пенеплен Южного Урала (восточная часть территории). Здесь развиты равнинные степные и лесостепные ландшафты (1, 2, 15, 16). Антропогенная нагрузка выражается в интенсивном развитии сельского хозяйства. Здесь сконцентрированы многочисленные животноводческие и птицеводческие комплексы, большая часть территории области занята пахотными землями. Из природных неблагоприятных факторов ведущими являются карст (для западной части) и овражная

эрозия. Площадь развития напряженной эколого-геологической обстановки 101 185 км<sup>2</sup>, что составляет 57,7% площади территории листа.

Кризисная эколого-геологическая обстановка складывается преимущественно вокруг очагов интенсивной техногенной нагрузки в виде горнодобывающих, нефтедобывающих, горноперерабатывающих, металлургических и машиностроительных предприятий. Области кризисной обстановки выделяются в районах городов Бакал, Сибай, Учалы (горнодобывающая, горноперерабатывающая промышленность), Аша, Белорецк, Сатка (металлургическая промышленность), Златоуст (машиностроение, металлургическая промышленность). Общая площадь областей кризисной эколого-геологической обстановки 8635 км<sup>2</sup>, что составляет 4,9% площади территории листа.

Катастрофическая эколого-геологическая обстановка развита локально в виде очагов проявления весьма интенсивной техногенной нагрузки, приуроченных к городам с комплексом вредных производств (нефтедобыча и нефтепереработка, машиностроение, химическая промышленность, металлургия). В западной части выделяются три области катастрофической обстановки – Нефтекамская, Уфимская и Стерлитамак-Кумертауская, в восточной – Магнитогорская. Общая площадь областей кризисной эколого-геологической обстановки 6100 км<sup>2</sup>, что составляет 3,5% площади территории листа.

Для уменьшения вредного воздействия техногенных факторов на природную среду и улучшения экологического состояния территории необходимо провести следующие природоохранные мероприятия:

- провести комплексную рекультивацию нарушенных земель после прекращения всех горных работ; рекультивация должна включать в себя комплекс работ по восстановлению экономической, экологической и эстетической ценности геосистемы в целом, а не только отдельных ее блоков (вод, почв и др.);

- организовать переработку скальных вскрышных и вмещающих пород под строительные материалы;

- организовать реконструкцию старых и установку новых газопылеулавливающих установок в промышленных предприятиях, локальных очистных сооружений по очистке промышленных и бытовых стоков;

- провести изменение структуры поверхностных водостоков посредством отсыпки дамб, насыпей, строительства систем канав, каналов, прудов, преобразующих центральную или транзитную геосистему в центростремительную;

- разработать согласованные проекты нормативов ПДВ на основе экспертной оценки предприятий, создать специальную аналитическую инспекцию для осуществления своевременного и постоянного контроля за работой очистных сооружений всех типов;

- провести рекультивацию старых полигонов захоронения свалок ТБО и построить цех по переработке утилизируемой части ТБО;

- существенно сократить объемы лесозаготовок и ввести жесткий контроль за вырубкой лесов.

---

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) листа N-40 – Уфа подготовлена как третье издание данного масштаба по рассматриваемой территории. В результате проведенных работ составлены карты и схемы комплекта Государственной геологической карты листа N-40 – Уфа в стандартной полистной международной разграфке с соответствующими главами объяснительной записки и сопровождающей структурированной информацией фактографических и картографических данных. Главные отличия составленного комплекта карт от предыдущего издания заключаются:

- в применении нового технологического и идеологического уровня. ГИС-технология позволила на порядок улучшить детальность выделяемых объектов, создать увязанные с картой базы данных;

- в использовании зональной общеуральской легенды и преимущественного ранжирования стратифицированных образований на уровне местных подразделений (свиты, толщи);

- в использовании материалов комплектов современных карт ГК-200/2;

- в создании первой версии карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых.

В результате, несмотря на кажущуюся близость структурного плана составленных карт с картами предыдущей серии, они существенно отличаются друг от друга. Данные констатации нисколько не умаляют работы предшественников, поскольку, только основываясь на них, стало возможным составление комплекта.

Карта доплиоценовых образований одна из наиболее сложных в комплекте. Всего выделено 32 таксона районирования и 160 единиц картографирования (комплексов, свит, толщ, фаз интрузивных комплексов). Понятно, что такой объем информации очень сложен для анализа и обработки. Большую помощь оказали материалы Госгеолкарты-200/2 и научные публикации по различным аспектам геологического строения. Оглядываясь назад можно констатировать, что, к сожалению, «плотность» исходного материала крайне неравномерная и разнородная. Масштаб картирования 1 : 1 000 000 предполагает генерализацию карт масштаба 1 : 200 000, которая свелась не только к объединению контуров и «спрямлению» геологических границ, но и в ряде случаев – полной реконструкции структурного плана. Остается надежда на то, что основные (важные, главные, принципиальные) положения, геологические закономерности предшествующих и параллельных работ нашли отражение в представляемых материалах.

Карта полезных ископаемых составлена на основе КПИ-1000/2, ГК-200/2 и Государственного баланса полезных ископаемых Республики Башкортостан. Положение объектов существенно уточнено в соответствии с данными первоисточников, а также электронных баз данных Распределенного и Нераспределенного фонда недр по твердым полезным ископаемым РБ, созданных в ходе тематических работ в 2002–2004 гг. Часть ранее выделявшихся рудопроявлений после критического анализа были переведены в пункты минерализации или убраны с карты по причине недостоверности исходной информации. Уточнение положения месторождений и рудопроявлений имело принципиальное значение в связи с тем, что многократное копирование объекта с одного твердого носителя на другой привело в ряде случаев к полной геологической и географической ориентации. Районирование заимствовано с карты закономерностей размещения полезных ископаемых, где и рассмотрено.

Карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых создана впервые. При ее построении использованы новая геологическая основа и уточненная карта полезных ископаемых. На карте отображены основные черты минерагенического районирования, выделены минерагенические таксоны в ранге рудных районов, узлов и зон, рудоконтролирующие факторы первого, второго и третьего рода. В процессе создания карты в значительной мере уточнены пространственные границы многих рудных узлов и районов, а также пространственно-временные связи полезных ископаемых с геологическими подразделениями с учетом всего комплекса данных, отраженных на Госгеолкартах-200 второго издания. Для выделяемых рудных узлов приведена оценка прогнозных ресурсов и минерагенического потенциала. В подавляющем большинстве случаев основой для оценки прогнозных ресурсов явились данные Госгеолкарты-200, а также сведения о ресурсах, апробированных и поставленных на учет ЦНИГРИ. Для некоторых рудных узлов выполнена авторская переоценка ресурсов категории  $P_3$  в связи с изменением пространственных их границ или с тем, что ранее оценка ресурсов не проводилась.

На карте плиоцен-четвертичных образований выделено 43 стратона, отражающих сложное строение рыхлых отложений разного генезиса и возраста. В ее основу легли материалы Госгеолкарты-1000 предыдущего издания, Госгеолкарты-200 второго издания и «Уточненная унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Предуральяского региона и территории Башкортостана». К сожалению, в полной мере отобразить на карте стратоны, предлагаемые «Унифицированной схемой...», в данном масштабе картирования не представляется возможным из-за их малой мощности и отсутствия четких картировочных признаков. При картировании стратиграфо-генетических подразделений в первую очередь учитывалась их проявленность в современном рельефе. Использование материалов Госгеолкарты-200/2 позволило существенно уточнить и детализировать строение рыхлых образований, особенно в горной части Южного Урала. Существенные сложности возникли с определением возраста многих стратонов, что связано с отсутствием единого мнения у различных авторов о временных рамках их образования. Наиболее детально проработан

вопрос возраста аллювиальных, аллювиально-озерных, озерно-делювиальных отложений Предуральской СФцО. Здесь имеются многочисленные палеофаунистические, палинологические, палеомагнитные определения. В то же время для элювиальных, делювиальных, коллювиальных, моренных, десерпционных образований, развитых в Уральской СФцЗ, надежные датировки возраста, как правило, отсутствуют. В этом случае возраст подразделений принимался условно, исходя из общих представлений об истории развития территории в плиоцен-четвертичное время, а также на основании данных о соотношении их с подразделениями, для которых имеются достоверные сведения о возрасте.

В рамках выполнения работ по составлению комплекта карт, гидрогеологическая карта является «второстепенной» производной от геологической карты и более целесообразно было бы именовать ее гидрогеологической схемой соответствующего масштаба. Карта составлена камеральным путем с использованием в качестве основы гидрогеологических карт масштаба 1 : 1 000 000 Башкирской АССР, Челябинской и Оренбургской областей из материалов монографии «Гидрогеология СССР», а также более поздних работ по оценке обеспеченности населения РФ ресурсами пресных подземных вод. Гидрогеологическое районирование представлено в соответствии с Картой гидрогеологического районирования территории Российской Федерации (2004 г.). Гидрогеологическая стратификация разреза выполнена в соответствии с действующей легендой Южно-Уральской серии листов гидрогеологической карты. В пределах платформы выделено 17 стратифицированных гидрогеологических подразделений. В пределах Уральского орогена выделено 10 нестратифицированных гидрогеологических подразделений. Дополнительно составлены: схема условий естественной защищенности подземных вод с выделением групп территорий по степени интенсивности техногенной нагрузки; схема плиоценовых и четвертичных отложений (четвертичный аллювиальный горизонт содержит значительные ресурсы пресных подземных вод и имеет очень большое практическое значение); схема обеспеченности населения ресурсами пресных подземных вод (по административному принципу).

В основу геоморфологической схемы положено геоморфологическое районирование Урала А. П. Сигова. В пределах выделяемых автором крупных таксонов (районов) закартированы более дробные геоморфологические единицы – поверхности и склоны с учетом факторов и времени их формирования, а также характера коренного субстрата, на котором они сформированы. Помимо этого на схеме отображены тектонические нарушения, активные в плиоцен-четвертичное время и существенно повлиявшие на формирование современного рельефа и наиболее значимые элементы рельефа – карстовые воронки, овраги, структурно-денудационные уступы, погребенные долины, конусы выноса, ледниковые цирки, нагорные террасы, курумы, подчеркивающие особенности различных геоморфологических единиц.

Эколого-геологическая схема составлена впервые. Изученная территория характеризуется весьма сложной эколого-геологической обстановкой, что предопределено, с одной стороны, большим разнообразием и

контрастностью природных ландшафтов, с другой – достаточно высокой антропогенной нагрузкой – наличием многочисленных источников загрязнения (населенных пунктов, горнодобывающих, промышленных и сельскохозяйственных предприятий). Схема составлена на ландшафтной основе. При выделении природных ландшафтов учитывался комплекс данных о геологическом строении, характере рельефа, составе и генезисе рыхлых отложений, климатических условиях и растительном покрове. На результирующей схеме оценки эколого-геологической обстановки показаны районы кризисного и катастрофического состояния экологической среды, охватывающие территории с наиболее сильным техногенным воздействием на окружающую среду, к которым относятся прежде всего районы активной нефтедобычи и нефтепереработки, концентрации горнодобывающих и металлургических предприятий. Области, характеризующиеся удовлетворительными и благоприятными условиями, занимают всего около 40% территории.

В ходе работ уточнен состав и возраст метаморфизованных стратифицируемых и интрузивных образований Южного Урала. Карамалинская свита, согласно современным представлениям, отвечает единому вулканогенно-осадочному циклу. Из metabазальтов отобрана валовая проба, проанализированная в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb локальным методом по цирконам с помощью Hf-Nd систематики. По заключению К. И. Лохова, базальт «нахватался» древних цирконов (567 млн лет) и был метаморфизован (165–185 млн лет) и только циркон с возрастом 371 млн лет родной магматический. Первая цифра, вероятно, соответствует цирконам из предполагаемого верхневендского вулканогенно-осадочного основания (аршинская свита?). Вторая цифра (франская) близка к возрасту становления юлукского комплекса, с которым подразделение, вероятно, комагматично. С учетом того, что ортопороды соответствуют известково-щелочным (натриевым) океаническим базальтам, накопление которых датируется древнее позднего эмса, и фаунистических находок возраст свиты в целом определяется широким возрастным диапазоном – от позднего силура до раннего девона. Понятно, что дальнейшее изучение максютовского «комплекса» необходимо продолжать. Но это задача не данного проекта.

Петротип юлукского габбро-долеритового гипабиссального комплекса расположен в районе пос. Юлук, где он представлен однообразными габбро-долеритами. Петрохимические характеристики близки к габбро-сакмарского комплекса. Возраст комплекса определялся предшественниками в широком диапазоне. В. Л. Волошин (1967 г.) датирует их поздним протерозоем, Ю. Д. Смирнов (1961 г.) – ордовиком, Д. Г. Ожиганов (1964 г.) – относит к каледоно-варисским, А. А. Захаров и др. (1978 г.) – к раннесилурийским или силурийско-раннедевонским образованиям, комагматичным основным вулканитам карамалинской серии. Для решения этого вопроса в петротипической местности отобрана валовая проба, проанализированная в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb локальным методом по цирконам. Получены две датировки:  $551 \pm 16$  и  $387 \pm 16$  млн лет. Первая, вероятно, соответствует захваченным цирконам из предполагаемого верхневендского вулканогенно-осадочного основания (аршинская свита?) и близка к воз-

расту захваченных цирконов в карамалинской свите (567 млн лет), вторая (живетская) – к собственно магматическим цирконам (возраст цирконов вулканитов карамалинской свиты – 371 млн лет). Таким образом, возраст юлукского комплекса принят среднедевонским.

Юшинский габбро-долеритовый комплекс объединяет меланократовые породы основного состава. Дайки комплекса прослеживаются в Башкирской СФЗ, где тяготеют к зоне Караташского разлома. Выделялось два поля распространения – западное и восточное. Раннерифейское время формирования комплекса определялось геологическим положением. В западной части из габбро дайки отобрана валовая проба, проанализированная в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb локальным методом по цирконам. Возраст составил  $721,8 \pm 6,9$  млн лет, что соответствует верхней части каратавия или инзерскому комплексу. В петротипической местности проведено опробование двух даек. Первая сложена меланократовым габбро, вторая – лейкократовым. В первом случае абсолютная датировка цирконов по валовой пробе составила  $284 \pm 2$  млн лет, во втором по валовой пробе –  $292 \pm 2$  млн лет. Таким образом, юшинский комплекс соответствует сакмарскому ярусу ранней перми. Анализ геологической ситуации подтолкнул к выводу о том, что самостоятельного юшинского комплекса не существует, а дайки габбро, габбродолеритов и долеритов относятся к ямантаускому габбродолерит-пикритовому комплексу, чей палеозойский возраст существенно уточнен.

Легенда Уральской серии, после актуализации в 2010 г., практически полностью находит отражение на площади листа, и в этом плане следует отметить высокий профессионализм составителей. Предлагаемые изменения и дополнения связаны главным образом со стратификацией подразделений, скрытых под вышележащими образованиями или недостаточно изученных. Изменение возраста связано с получением новых абсолютных датировок или фаунистических определений.

Минерагеническое районирование, применяемое в настоящем комплекте карт, существенно отличается от применяемого на Карте полезных ископаемых, вошедшей в комплект Госгеолкарты-1000 предыдущего издания, как по детальности выделения минерагенических таксонов, так и по их названиям. Границы и названия минерагенических зон приведены в соответствии с «Легендой Южно-Уральской серии» и с геологической ситуацией, отображенной на Карте доплиоценовых образований.

Уточнены закономерности размещения стратегических остродефицитных и высоколиквидных видов минерального сырья и критерии их прогнозирования. На основе комплексной интерпретации геологических, геофизических, геохимических и дистанционных данных дана современная оценка ресурсов приоритетных видов сырья и обоснованный прогноз на их увеличение.

Даны рекомендации по постановке региональных геологосъемочных и поисковых работ, которые включают геологосъемочные и поисковые работы. Анализ геологосъемочных работ проведенных на площади листа, показывает, что достигнутые результаты при проведении ГДП-200/2, являющиеся основой для создания Госгеолкарты-1000/3, практически ничем не заменимы. В этой связи, в первую очередь представляется целесообразным

и необходимым продолжить данные исследования в Зоне передовой складчатости (листы N-40-XI, XVI, XXI, XXXIII), во вторую очередь – провести работы в пределах Предуральяского прогиба и Русской плиты в комплексе с гидрогеологической съемкой того же масштаба. Поисковые работы необходимо сосредоточить в пределах перспективных площадей. Это:

– **Кужинский магнезито-полиметаллически-баритоворудный узел** в Тараташско-Зильмердакской магнезитоносной полиметалльно-железородной минерогенической зоне – на выявление баритового, свинцово-цинкового и магнезитового оруденения барит-полиметаллической стратиформной и магнезитовой апокарбонатной формаций в карбонатных и терригенно-карбонатных образованиях среднего рифея. Р<sub>3</sub>: барит – 112 млн т; цинк – 420 тыс. т; свинец – 396 тыс. т; магнезит – 123 млн т (I очередь);

– **потенциальный Ирмельский платиново-золоторудный узел** в пределах Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерогенической зоны – на выявление золотого и платинового оруденения платино-металльно-золоторудной черносланцевой и платиноносной черносланцевой формации в углеродистых сланцах среднего рифея. Р<sub>3</sub>: палладий – 20 т; золото – 60 т (II очередь);

– **потенциальная Узянско-Западнозилаирская марганцеворудная зона** в пределах Кракинско-Зилаирской хромово-золото-марганцеворудной минерогенической зоны – на выявление оруденения марганцевой терригенно-кремнистой формации в терригенных отложениях позднего девона. Р<sub>3</sub>: марганцевые руды – 28,7 млн т;

– **потенциальный Зилаирский золоторудный узел** в пределах Кракинско-Зилаирской хромово-золото-марганцеворудной минерогенической зоны – на выявление золотого оруденения золото-кварцевой и золото-кварцевой малосульфидной формации в терригенных образованиях позднего девона–раннего карбона (зилаирская свита). Р<sub>3</sub>: золото коренное – 37,8 т, золото россыпное – 1,45 т;

– **потенциальный Иткуловско-Юлукский тальконосно-золото-меднорудный узел** в пределах Западно-Магнитогорской хромитоносной марганцево-золото-меднорудной минерогенической зоны – на выявление медного оруденения медноколчеданной формации и золотого оруденения золото-сульфидной формации в графит-кварцевых сланцах и метаэффузивах карамалинской свиты позднего силура–раннего девона и габброидах среднедевонского юлукского интрузивного комплекса. Р<sub>3</sub>: медь – 827 тыс. т; золото коренное – 34,2 т.



---

---

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

### *Опубликованная*

1. *Абрамова А. Н., Артюшкова О. В.* О проблеме границы франских-фаменских отложений в разнофациальных разрезах на Западном склоне Южного Урала // Геология девонской системы: Мат-лы международного симпозиума. – Сыктывкар: Геопринт, 2002, с. 126–127.
2. *Абдрахманов Р. Ф., Попов В. Г.* Гидрогеология Южного Предуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1985. 124 с.
3. *Абдрахманов Р. Ф.* Формирование химического состава грунтовых вод в районах утилизации стоков крупных животноводческих комплексов // Водные ресурсы. 1991. № 3, с. 113–122.
4. *Абдрахманов Р. Ф.* Техногенез в подземной гидросфере Предуралья. – Уфа: УНЦ РАН, 1993. 208 с.
5. *Абдрахманов Р. Ф., Попов В. Г.* Минеральные лечебные воды Башкортостана. – Уфа: Гилем, 1999, 208 с.
6. *Абдрахманов Р. Ф.* Гидроэкология Башкортостана. – Уфа: Информреклама, 2005. 344 с.
7. *Алексеев А. А.* Об объеме и стратиграфии нижней серии суваянского комплекса // Вопросы геологического строения зоны Урал-Тау и восточной части Западного склона Южного Урала. – Уфа: Башкирское кн. изд-во, 1966, с. 3–27.
8. *Алексеев А. А.* Магматические комплексы зоны хребта Урал-Тау. – М.: Наука, 1976. 170 с.
9. *Алексеев А. А., Алексеева Г. В.* Акцессорные минералы и их ассоциации как показатели первичной природы и условий образования метаморфических пород // Акцессорные минералы докембрия. – М.: Наука, 1986, с. 106–112.
10. *Алексеев А. А.* Эндеогенные петрогенетические процессы и геологические формации в позднекембрийской истории Урала (на примере Западного склона Урала): Автореф. дис. на соискание уч. степени докт. геол.-минер. наук. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. 41 с.
11. *Алексеев А. А., Алексеева Г. В.* Новые сведения о распространении эклогитов в белорецком метаморфическом комплексе // Ежегодник-1994. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995, с. 53–54.
12. *Алексеев А. А., Галиева А. Р.* Метаморфизм и термобарические условия формирования горных пород белорецкого высокобарического комплекса (Южный Урал) // Геологическая служба и горное дело на рубеже веков. Мат-лы Республиканской научно-практической конференции. – Уфа, 2000, с. 170–174.
13. *Алексеев А. А.* Рифейско-вендский магматизм Западного склона Южного Урала. – М.: Наука, 1984, с. 136.
14. *Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е.* Саткинские месторождения магнетитов на Южном Урале. – М.: Наука, 1983, с. 87.
15. *Анфимов Л. В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.

16. *Анцыгин Н. Я.* К стратиграфии ордовика на Восточном склоне Урала / Проблемы геологии докембрия и нижнего палеозоя Урала. – М., 1985, с. 68–86.
17. *Аржавитина М. Ю.* Расчленение зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинария по минеральным компонентам // Докл. АН СССР, 1976, т. 229, №3, с. 679–682.
18. *Артюшкова О. В., Маслов В. А.* Палеонтологическое обеспечение стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. – Уфа: ИГ УфНЦ РАН, 1998. 156 с.
19. *Артюшкова О. В.* Биостратиграфия по конодонтам вулканогенно-осадочных отложений девона Магнитогорской мегазоны Южного Урала: Автореф. дис. на соискание уч. степени докт. геол.-минер. наук. – Новосибирск, 2009. 40 с.
20. Атлас Республики Башкортостан. – Уфа: Китап, 2005. 420 с.
21. *Барышников В. И.* К вопросу об экологической оценке территории Республики Башкортостан. Проблемы экологического мониторинга. Мат-лы конференции от 16–19 октября 1995 г. Ч. I. – Уфа, 1995, с. 73–80 (Экология).
22. *Беккер Ю. Р.* О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 6, с. 125–129.
23. *Беккер Ю. Р.* Молассы докембрия. – Л.: Недра, 1988. 288 с.
24. Белорецкий эклогитоносный метаморфический комплекс как возможный генотип новой фациальной серии метаморфизма высокого давления. Геология и перспективы расширения сырьевой базы РБ и сопредельных территорий. Т. 1 / А. А. Алексеев, Г. В. Алексеева, А. Р. Галиева и др. – Уфа, 2001, с. 266–268.
25. Белорецкий эклогитоносный метаморфический комплекс (Южный Урал) – представитель особой фациальной серии метаморфизма / А. А. Алексеев, Г. В. Алексеева, А. Р. Галиева и др. // ДАН. Сер. геол., 2002, т. 383. № 3, с. 366–370.
26. Бердяушский массив: 1350±10 млн лет или древнее? / Ю. Л. Ронкин, А. В. Маслов, Д. И. Матухов и др. // Ежегодник-2005. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006, с. 310–314.
27. *Виноградов В. И., Горожанин В. М. и др.* Возраст метаморфитов Восточно-Уральского поднятия: Sm-Nd и Rb-Sr-изотопное датирование // Докл. РАН. 2000, т. 371, с. 784–787.
28. *Ведерников Н. Н., Хамитов Р. А.* Пояснительная записка к карте «Минерально-сырьевая база неметаллических полезных ископаемых Республики Башкортостан». – Изд-во Казанского ун-та, 1999.
29. *Вейс А. Ф., Козлова Е. В., Воробьева Н. Г.* Органогенные микрофоссилии типового разреза рифея (Южный Урал) // Серия геол., 1990, № 9, с. 20–36.
30. *Вейс А. Ф., Ларионов Н. Н., Воробьева Н. Г., Ли Сень-Джо.* Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский антиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция, 2000, т. 8, № 5, с. 3–28.
31. *Величко А. А., Иванова И. К.* Основные заключения о геологическом возрасте палеолита // Природа и развитие первобытного общества на территории европейской части СССР. – М.: Наука, 1969, с. 37–41.
32. *Вербицкая Н. П.* Геоморфология Южного Урала и Мугоджар. – М.: Недра, 1974. 83 с.
33. Вулканизм Южного Урала / И. Б. Серавкин, А. М. Косарев, Д. Н. Салихов и др. – М.: Наука, 1992. 197 с.
34. *Габбасова И. М., Абдрахманов Р. Ф., Батанов Б. Н.* Пирогенная деградация осушенных торфяных почв // Башкирский экологический вестник. – 1999. – № 4(7). с. 15–21.
35. *Габбасова И. М.* Деградация и рекультивация почв Башкортостана. – Уфа: Гилем, 2004. 284 с.
36. *Галиева А. Р.* Геология, петрология и условия образования эклогитов и вмещающих их пород белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал): Дис. на соискание уч. степени канд. геол.-минер. наук. – Сыктывкар, 2004. 129 с.
37. *Гарань М. И., Сергиевский В. М. и др.* Геологическая карта Урала. Масштаб 1:200 000. Лист N-40-XII (Златоуст). Геологическое строение и полезные ископаемые Златоустовского Урала. 1951.

38. *Гарань М. И.* Корреляция разрезов верхнедокембрийских образований Урала // Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. – М.: ГОНТИ, 1963, с. 114–204.

39. *Гарань М. И.* Нижний и средний докембрий // Геология СССР Т.12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч.1. Геологическое описание. Кн. 1. – М.: Недра, 1969, с. 64–149.

40. *Гаррис М. А.* Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным калий-аргонового метода) // Абсолютный возраст геологических формаций. (Междунар. геол. конгресс, 22-я сессия. Докл. сов. геологов. Пробл. 3). – М.: Наука, 1964, с. 128–156

41. *Гаррис М. А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. – М.: Наука, 1977. 295 с.; Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. – М.: Наука, 1983. 184 с. (Тр ГИН АН СССР, Вып. 377).

42. *Гидрогеология СССР. Т. XV. Башкирская АССР.* – М.: Недра, 1972. 344 с.

43. *Гидрогеология СССР. Т. XLIII. Оренбургская область.* – М.: Недра, 1972. 273 с.

44. *Гидрогеология СССР. Т. XIV. Челябинская область.* – М.: Недра, 1972. 315 с.

45. *Геодинамические обстановки и история палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала (по результатам датирования цирконов) / Г. Б. Ферштатер, А. А. Краснобаев, Ф. Беа и др. // Геотектоника, 2007, № 6, с. 52–77.*

46. *Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала / Д. Е. Савельев, В. И. Сначёв, Е. Н. Савельева, Е. А. Бажин. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.*

47. *Геохронология Бердяшского массива / А. А. Краснобаев, Е. В. Бибикина, А. И. Степанов и др. // Изв. АН СССР, сер. геол., 1984, № 3, с. 3–23.*

48. *Горожанин В. Н.* Новые данные по геохронологии Кузино-Копанского комплекса // Ежегодник-1994. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995, с. 50–73.

49. *Горожанин В. Н.* Рубидий-стронциевый изотопный метод в решении проблем геологии Южного Урала: Автореф. дис на соискание уч. степени канд. геол.-минер. наук. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1995. 23 с.

50. *Горожанин В. М., Мосейчук В. М., Сурин Т. Н.* Новые данные о составе и возрасте Джабыкского и Астафьевского массивов // Ежегодник-1997. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999, с. 191–196.

51. *Горожанин В. М., Носова А. А., Горожанина Е. Н.* Новые Rb-Sr и геохимические данные по Ахмеровскому гранитному массиву (Башкирский мегантиклинорий) // Геологический сборник, № 6. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007, с. 17–20.

52. *Горяинова О. П., Дорофеев Н. В., Наливкин Д. В. и др.,* Стратиграфия древних «немых» толщ Западного склона Южного Урала// Изв. ВГРО, 1931, т. 52, вып. 70, с. 75–88.

53. *Горяинова О. П., Фалькова Э. А.* Отчет о геологических исследованиях в бассейне рек Б. Инзер и Зилим // Тр. Всесоюз. геологоразвед. объединения, 1933, вып. 272. 36 с.

54. *Горяинова О. П., Фалькова Э. А.* К стратиграфии свит древнего палеозоя Западного склона Южного Урала// Зап. Всерос. минерал. об-ва, 1935, ч. 64, вып. 2, с. 273–283.

55. *Горяинова О. П., Фалькова Э. А.* Древние свиты Западного склона Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1937, т. 15, вып. 3, с. 242–274.

56. *Государственный Баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1.01.2009 г. Приволжский федеральный округ, Республика Башкортостан, Оренбургская область / О. Н. Петунина. – М., 2010.*

### **58–88. Государственные геологические карты СССР и Российской Федерации масштаба 1:200 000 первого и второго издания с объяснительными записками:**

58. Лист N-40-II / Синицин И. М. Сиднев А. В., Синицина Г. И. 1984.

59. Лист N-40-III / Алксне А. Э., Ревенко Э. А. 1969.

60. Лист N-40-IV / Алксне А. Э., Ревенко Э. А. 1969.

61. Лист N-40-V / Алксне А. Э., Ревенко Э. А. 1963.

62. Лист N-40-VI / Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. 1960.

63. Лист N-40-VIII / Сухов В. П., Сиднев А. В. 1979.

64. Лист N-40-IX / Дудинов П. П., Киреева Е.А., Кригер П. В. 1975.
65. Лист N-40-X / Сеницын И. И., Сеницына З. А. 1959.
66. Лист N-40-XII / Аулов Б. Н., Владимирцева Ю. А., Гвоздик Н. И., Королькова З. Г., Левин Ф. Д., Липаева А. В., Поташова М.Н, Самозванцев В. А. 2002.
67. Лист N-40-XIII.
68. Лист N-40-XIV / Сеницын И. М., Сиднев А. В., Сеницына Г. И. 1989.
69. Лист N-40-XV / Сеницын И. И., Сеницына З. А. 1962.
70. Лист N-40-XVI / Яковлев Г. Б. 1962.
71. Лист N-40-XVII / Мосейчук В. М., Яркова А. В., Шалагинов А. Э., Коллегов А. К., Кашина Л. В., Рябухина М. Ю., Сапельцева Ю. А. 2008.
72. Лист N-40-XVIII / Жданов А. В. 2003.
73. Лист N-40-XIX.
74. Лист N-40-XX / Сеницын И. М., Сеницына Г. И. 1977.
75. Лист N-40-XXI / Сеницын И. И., Сеницына З. А. 1968.
76. Лист N-40-XXII / Ларионов Н. Н., Бергазов И. Р. 2004.
77. Лист N-40-XXIII / Князев Ю. Г., Князева О. Ю. 2006.
78. Лист N-40-XXIV / Мосейчук В. М., Яркова А. В., Михайлов И. Г., Кашина Л. В., Сурин Т. Н., Плохин Н. А., Цинн Д. Ф. 2000.
79. Лист N-40-XXVI / Сеницын И. М., Сеницына Г. И. 1975.
80. Лист N-40-XXVII / Сеницын И. И., Сеницына З. А. 1975.
81. Лист N-40-XXVIII / Князев Ю. Г. Князева О. Ю. 2008.
82. Лист N-40-XXIX / Монтин С. А., Левина Н. Б., Батрак И. Е., Федосеев И. А., Успенский А. А. 2008.
83. Лист N-40-XXX / Мосейчук В. М., Яркова А. В. и др. 2000.
84. Лист N-40-XXXII / Твердохлебов В. П., Шминко Н. Д., Кулева Г. В. и др. 1967.
85. Лист N-40-XXXIV / Князев. Ю.Г., Князева О. Ю. 2010 (рабочие материалы)
86. Лист N-40-XXXV / Монтин С. А., Левина Н. Б., Лаврович Н. Н., Федосеев И. А. 2008.
87. Лист N-40-XXXVI / Тевелев А. В., Кошелева И. А., Кузнецов И. Е., Георгиевский Б. В., Зублюк Е. В., Матвеева Е. А., Правикова Н. В., Фурина М. А., Яковишина Е. В., Лубнина Н. В. 2008.
88. Лист N-41-I / Кузнецов Н. С., Пужаков Б. А., Савельев В. П. и др. 2008.
89. Геологическая карта Российской Федерации Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Лист N-40(41) – Уфа. Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 356 с.
90. Геология СССР. Т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область. Полезные ископаемые. Ч. 2. – М.: Недра 1966. 630 с.
91. Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды Республики Башкортостан в 2003 г. / Госком. РБ по охране окр. среды. – Уфа, 2004. 157 с.
92. Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды Республики Башкортостан в 2008 г. / Госком. РБ по охране окр. среды. – Уфа, 2009. 200 с.
93. *Грабежеев А. И., Белгородский Е. А.* Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений. – Екатеринбург: Наука, 1992. 200 с.
94. *Грабежеев А. И., Калеганов Б. А.* Вознесенское медно-порфировое проявление // Ежегодник-1989. – Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1990, с. 109–111.
95. *Домрачев С. М.* Девон хребта Каратау и прилегающих районов Южного Урала // Тр. ВНИГРИ, 1952, вып. 6, с. 5–121.
96. *Денисова Е. А.* Строение и деформационные структуры офиолитовых массивов с лерцолитовым типом разреза // Геотектоника, 1989, № 4.
97. *Жилин И. В., Фоминых В. Г.* Щелочной метасоматоз Суоямского гипербазитового массива на Южном Урале / Докл. АН СССР, 1977, т. 233, № 2, с. 465–467.
98. *Заварицкий А. Н.* Петрография Бердяшского плутона. – М.: ОНТИ, 1937. 406 с.
99. *Захаров О. А., Салихов Д. Н.* Проблема магматитов зоны Уралтау (современное состояние вопроса) // Геологический сборник, № 5. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006, с. 105–111.
100. *Захаров О. А., Мавринская Т. М.* Находки конодонтов в максютовском комплексе хр.Уралтау // Ежегодник-1993. – Уфа: УНЦ РАН. 1994, с. 19–20.

101. *Захаров О. А., Пучков В. Н.* О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале // Докл. Президиума УНЦ РАН. – Уфа, 1994. 30 с.
102. *Знаменский Е. С.* Позднеордовикско-раннесилурийский вулcano-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинария и связанное с ним оруденение (Южный Урал). – Уфа: Препринт, 1994. 20 с.
103. *Золов К.К., Чаушухин И. С.* Альпинотипные гипербазиты Урала. – Свердловск. 1985. 66 с.
- 103а. *Зорин С. А. и др.* Оценка фосфатноносности докембрия с составлением прогнозной карты масштаба 1:200 000 северо-западной части Челябинской области (Центрально-Уральское поднятие). – Челябинск, 1993.
104. *Иванов А. И.* Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит Западного склона Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1949, т. 24, вып. 5, с. 31–42.
105. *Иванов К. С.* Главный Уральский глубинный разлом как палеозона субдукции Заварицкого–Беньефа: тектоника и петрогенезис важнейших породных комплексов // Проблемы петрогенеза и рудообразования. – Екатеринбург, 1998. 252 с.
106. *Иванушкин А. Г. и др.* Девонские отложения Западного склона Южного Урала // Литосфера, 2009, № 1, с. 3–22.
107. Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел / В. С. Потапов, Ал. В. Тевелев, Б. В. Беляцкий и др. // Докл. РАН, 2003, т. 391, № 1, с. 89–94.
108. *Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров З. А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов на Южном Урале // Геотектоника, 1971, № 1, с. 32–41.
109. *Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т.* Аллохтонные офиолиты Урала. – М.: Наука, 1983. 168 с.
110. *Келлер Б. М., Янкаускас Т. В.* Микрофоссилии стратотипа рифея Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 12, с. 58–68.
111. *Кинзигеев А. Р.* Стратотипический разрез карбонатной толщи палеозоя Татарского свода и его склонов. – Уфа: Аэрокосмос и ноосфера, 2002. 71 с.
112. *Клочихин А. В., Бурядченко А. В.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР масштаба 1:200 000, серия Южно-Уральская, лист N-40-XXVIII. – М.: Недра, 1966. 85 с.
113. *Князев Ю. Г.* Строение Уралтауского мегантиклинария на примере территории листа N-40-XXIII // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана. Т. 1. Мат-лы V Республиканской геол. конференции. Ин-т геологии УНЦ РАН. – Уфа, 2003, с. 74–78.
114. *Ковалев Ф. И.* Генезис колчеданных и золото-баритовых месторождений Баймакского района (Южный Урал) // Сов. геология, 1944, № 2, с. 13–23.
115. *Козлов В. И.* К вопросу о стратиграфическом расчленении метаморфических образований северной части антиклинария Уралтау (Южный Урал) // Материалы Второй научной конференции молодых ученых (Геология). Тезисы докл. – Уфа, 1971, с. 9.
116. *Козлов В. И.* О возрасте древних свит антиклинария Уралтау в Тирлянском районе Южного Урала // Сов. геология, 1972, № 8, с. 66–77.
117. *Козлов В. И.* Рифей Уралтауского антиклинария // Корреляция докембрия. Т. 2. – М.: Наука, 1977, с. 10–223.
118. *Козлов В. И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. – М.: Наука, 1982. 128 с.
119. *Козлов В. И., Краснобаев А. А., Ларионов Н. Н. и др.* Нижний рифей Южного Урала. – М.: Наука, 1989. 208 с.
120. *В. И. Козлов, В. М. Горожанин, Е. В. Козлова и др.* Верхний рифей и венд Алатауского антиклинария (Южный Урал). – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. 26 с.
121. *Козлов В. И., Краснобаев А. А., Козлова Е. В. и др.* Стратиграфия рифея в стратотипическом разрезе Южного Урала (препринт). – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 38 с.
122. *Козлов В. И., Сергеев Н. Д., Генина Л. А., Михайлов П. Н.* Верхний докембрий Западного Башкортостана и перспективы его нефтегазоносности. – Уфа, 1997, с. 214–216.
123. *Козлова Е. В.* Находки микрофоссилий в рифейских отложениях востока Русской плиты // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1993, с. 50–56.

124. Колоколов А. А., Львов К. А. О следах оледенения на Южном Урале / Изд-во ВГО 1945, т. 77, вып. 1–2, с. 88–107.
125. Косарев А. М. Петрохимические и геохимические особенности базальтов Южного Урала и их значение для металлогенических построений // Металлогения Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1986, с. 7–62.
126. Краснобаев А. А. Основные итоги и проблемы геохронологического изучения Урала // Доордовикская история Урала. Т. 1. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980, с. 28–39.
127. Краснобаев А. А. Циркон как индикатор геологических процессов. – М.: Наука, 1986. 147 с.
128. Краснобаев А. А., Чередниченко Н. В. Цирконовый архей Урала // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 510–514.
129. Краузе С. Н. Условия образования терригенных толщ среднего девона Западного склона Южного Урала // Вопросы геологии и нефтеносности девонских отложений Западной Башкирии и смежных областей. – Уфа: Изд. ИГГ, 1958, с. 77–81.
130. Краузе С. Н., Маслов В. А. Ордовик, силур и нижний девон Западного склона Башкирского Урала. – Уфа, 1961, с. 94.
131. Криницкий Д. Д., Криницкая В. М. Новые данные о стратиграфии метаморфических образований зоны Уралтау // Тр. Южноуральского геол. упр., 1958, № 4, с. 33–36.
132. Криницкий Д. Д., Криницкая В. М. Об открытии на юге Башкирии силурийских отложений среди древних толщ западного склона хребта Урал-Тау // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. – М.: Недра, 1965, вып. 4, с. 37–39.
133. Крупенин М. Т., Эмильс Р. Основные этапы образования стратифицированного оруденения в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минералогения. – Екатеринбург: ООО «ИРА УТК», 2000, с. 117–124.
134. Крылов И. Н. Строматолиты рифея и фанерозоя СССР. – М.: Наука, 1975, с. 220 (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 274).
135. Кулагина Е. И., Румянцева З. С., Пазухин В. Н., Кочетова Н. Н. Граница нижне-го–среднего карбона на Южном Урале и Среднем Тянь-Шане. – М.: Наука, 1992. 112 с.
136. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. – Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
137. Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма в свете новых петрологических и геохимических данных / Г. Б. Ферштатер, Ф. Беа, Н. С. Бородина, П. Монтеро // Петрология, 1998, т. 6, № 5, с. 451–477.
138. Либрович Л. С. Геологическое строение Кизило-Уртазымского района на Южном Урале // Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 81. 208 с.
139. Ленных В. И., Панков Ю. Д., Петров В. И. Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Тр. Ильмен. гос. заповедника, 1978, вып. 18, с. 3–45.
140. Ленных В. И., Петров В. И. Стратиграфия айской свиты и проблемы её возраста // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. – Свердловск, 1978, с. 33–43. (Тр. Ильмен. заповедника. Вып. 19).
141. Магматические формации Центрально-Уральского поднятия / П. Н. Швецов, Ю. П. Краев, Е. А. Шумихин, Ф. А. Ямаев // Магматизм, метаморфизм, металлогения Западного склона Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1976, с. 23–31.
142. Маслов А. В. Осадочные ассоциации рифея стратотипической местности (эволюция взглядов на условия формирования, литофациальная зональность). – Екатеринбург, 1997. 220 с.
143. Маслов А. В., Ишерская М. В. Основные черты стратиграфии и палеогеографии позднего венда Западного склона Южного Урала и прилегающих районов востока Русской платформы // Палеогеография венда–раннего палеозоя Северной Евразии. – Екатеринбург: УрО ПАН, 1998, с. 30–43.
144. Маслов А. В., Крупенин М. Т. Новые данные по геологии и седиментологии верхне-докембрийских и нижнепалеозойских отложений в зоне сочленения Башкирского мегантиклинория и Зилаирского мегасинклинория к югу от широты с. Кага // Палеогеография венда–раннего палеозоя Северной Евразии. – Екатеринбург: УрО ПАН, 1998, с. 113–125.

145. *Маслов В. А., Артюшкова О. В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. – Екатеринбург, 2002. 199 с.
146. *Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитоносность. – Л.: Недра, 1974. 279 с.
147. *Маслов А. В., Крупенин М. Т., Гареев Э. З., Анфимов Л. В.* Рифей Западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минералогия, геологические памятники природы). Т. I, IV. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 351 с. и 103 с.
148. *Мамаев Н. Ф.* Геологическое строение и история развития Восточного склона Южного Урала. – Свердловск: УрО АН СССР, 1965. 169 с. (Тр. / ИГ. Вып. 73).
149. Минерально-производственный комплекс неметаллических полезных ископаемых Республики Башкортостан. – Казань: Изд-во Казанского ун-та, 1999.
150. *Москалева С. В.* Гипербазиты и их хромитоносность. – Л.: Недра, 1974. 279 с.
151. Новые Sm-Nd изотопные данные о возрасте Кусинского габбрового массива (Южный Урал). / В. В. Холоднов, Ю. Л. Ронкин, Г. Б. Ферштатер и др. // Ежегодник-2005. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006, с. 331–334.
152. О возрасте барангуловского габбро-гранитного комплекса Южного Урала / А. А. Краснобаев, В. И. Козлов, В. Н. Пучков и др. // Геологический сборник № 6. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2007, с. 7–16.
153. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала / Л. Н. Овчинников, А. И. Степанов, А. А. Краснобаев и др. // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральского петрографического совещания. Т. 1. – Свердловск: УФАН СССР, 1969, с. 173–205.
154. Объяснительная записка к Гидрогеологической карте СССР. Т. XV. Башкирская АССР. – М.: Недра, 1972.
155. Объяснительная записка к Стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой) // Мат-лы и решения IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания (Свердловск: 1990). – Екатеринбург, 1994. 152 с.
156. Объяснительная записка к Стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой) // Мат-лы и решения IV Уральского межведомственного стратиграфического совещания. – Екатеринбург, 1997. 139 с.
157. *Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А.* Материалы к абсолютной геохронологии Урала // Абсолютный возраст геологических формаций. – М.: Наука, 1964, с. 157–171.
158. *Ожиганов Д. Г.* Геология хребта Урал-Тау и района перидотитового массива Южного Крака. – М.: Госгеолтехиздат, 1941.
159. *Ожиганов Д. Г.* Геологическое строение метаморфического пояса хр. Урал-Тау и Южного Урала // Уч. Записки Башпединститута. Вып. IV. – Уфа, 1955, с. 3–54.
160. *Ожиганов Д. Г.* Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений Западного склона Южного Урала // Уч. Записки Башпединститута. Вып. IV. – Уфа, 1955, с. 55–92.
161. *Ожиганов Д. Г.* Метаморфические толщи хр. Урал-Тау // Геология СССР. Т. XIII. Башкирская АССР и Оренбургская область. Ч. I. Геологическое описание. – М.: Недра, 1964, с. 78–98.
162. *Олли А. И.* Древние отложения Западного склона Урала. – Саратов: Изд. СГУ, 1948, с. 414.
163. *Олли В. А., Чибрикова Е. В.* Органические остатки из метаморфического комплекса хребта Урал-Тау (новые находки на Южном Урале) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана. – Уфа, 2006, с. 54–56.
164. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородин, М. С. Рапопорт и др. – Миасс: ИГиГ УрО РАН, 1994. 250 с.
165. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау / М. В. Рыкус, В. И. Сначев, Р. А. Насибуллин и др. – Уфа: БГУ, 2002. 268 с.
166. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья / А. В. Тевелев, И. А. Кошелева, В. С. Попов и др. – М.: МГУ, 2006. 300 с.

167. Панков Ю. Д., Нечехун В. М., Соколов В. Б. Об офиолитовом характере субстрата мигматитов тараташского комплекса на Южном Урале // Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 6, с. 1412–1415.
168. Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала / К. К. Золоев, Ю. А. Волченко, В. А. Коротеев и др. (Уральская геологосъемочная экспедиция). – Екатеринбург, 2001. 199 с.
169. Полевая Н. И., Казаков Г. А., Мурина Г. А. Глаукониты как индикатор геологического времени // Геохимия, 1960, № 1, с. 3–10.
170. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото) // П. В. Казаков, Д. Н. Салихов. – Уфа: Гилем, 2006. 287 с.
171. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (марганцевые руды) // Д. Н. Салихов, С. Г. Ковалев, А. И. Брусницын, Г. И. Беликова, П. Г. Бердников, Т. А. Семакова, Е. В. Сергеева. – Уфа: Экология, 2002. 243 с.
172. Попов В. Г. Гидрогеохимия и гидрогеодинамика Предуралья. – М.: Наука, 1985, 278 с.
173. Попов В. С. История формирования Уральского подвижного пояса в свете новых геохронологических данных // Геодинамика подвижных поясов Земли. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007, с. 238–242.
174. Пресные подземные воды Башкортостана / Р. Ф. Абдрахманов, Ю. Н. Чалов, Е. Р. Абдрахманова. – Уфа: Информреклама, 2007, 184 с.
175. Пучков В. Н. Батигальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. – М.: Наука, 1979. 257с.
176. Пучков В. Н. Новые данные по геологии подкраинских аллохтонных комплексов (Южный Урал) // Ежегодник-1994. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995, с. 3–9.
177. Пучков В. Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника, 1997, № 4, с. 42–61.
178. Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
179. Пучков В. Н. Геология Урала и Предуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
180. Пучков В. Н., Рапопорт М. С. и др. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на Восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. – Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986, с. 85–94.
181. Пыстин А. М. Александровский гнейсово-амфибический комплекс // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. – Свердловск, 1978, с. 3–31.
182. Пыстина Ю. А., Пыстин А. М. Цирконовая летопись уральского докембрия. – Екатеринбург, 2002. 166 с.
183. Раабен М. Е. Миньярская свита Южного Урала – литостратиграфическое подразделение // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 4, с. 56–66.
184. Рогачев А. Н., Аникович М. В. Поздний палеолит Русской равнины и Крыма // Археология СССР. Палеолит СССР. Т. 1. – М.: Наука, 1984, с. 162–271.
185. Родионов В. Ю., Радченко В. В. О возрасте и рудоносности отложений зоны сочленения Зилаирского мегасинклиория и Уралтауского мегантиклиория // Мат-лы по геологии и геоморфологии Урала и Приуралья. – Уфа, 1987, с. 70–75.
186. Рождественский А. П. Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. – М.: Наука, 1971 (Геоморфология).
187. Романов В. А., Ишерская М. В. Рифей платформенного Башкортостана: стратиграфия, тектоника и перспективы нефтегазоносности. – Уфа: Гилем, 2001. 125 с.
188. Ронкин Ю. Л., Лепихина О. П., Попова О. Ю. Основные геохимические характеристики гранитов рапакиви и ассоциирующих пород Бердяшского плутона (тектономагматическая позиция и типология) // Ежегодник-2004. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005, с. 211–220.
189. Руженцев С. В. Краевые офиолитовые аллохтоны. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 283). – М.: Наука, 1976. 170 с.



190. Русин А. И., Русин И. А. Континентальный рифтовый мафит-ультрамафитовый магматизм Урала: проблемы и возможные решения // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2008, с. 126–130.
191. Рыкус М. В., Сначев В. И., Насибуллин Р. А., Рыкус Н. Г., Савельев Д. Е. Осадко-накопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. – Уфа: Башкирский ун-т, 2002. 268 с.
192. Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. – М.: Наука, 1987. 230 с.
193. Савельева Г. Н., Денисова Е. Е. Структура и петрология ультраосновного массива Нурали на Южном Урале // Геотектоника, 1983, № 2, с. 42–57.
194. Салихов Д. Н., Митрофанов В. А. Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 142 с.
195. Салихов Д. Н., Мосейчук В. М. Формации железорудных месторождений // Вулканогенная металлогения Южного Урала. – М.: Наука, 1994.
196. Сигов А. П., Шуб В. С., Вербицкая Н. П. и др. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала. – Свердловск, 1981. 229 с.
197. Серавкин И. Б., Косарев А. М., Салихов Д. И. Вулканизм Южного Урала. – М.: Наука, 1992. 197 с.
198. Сенченко Г. С. Складчатые структуры Южного Урала. – М.: Наука, 1976. 172 с.
199. Смирнов С. В., Калеганов Б. А. Калий-аргоновое датирование габброидов Нуралинского массива (Южный Урал) // Ежегодник-1990. – Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1991, с. 77–78.
200. Смирнов А. И., Абдрахманов Р. Ф. Карстоопасность территории РБ // Вестник АН РБ, Уфа, 2007, с. 5–11.
201. Сначев В. И., Савельев Д. Э., Рыкус М. В. Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. – Уфа, 2001. 212 с.
202. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). МСК. – Екатеринбург, 1993.
203. Стратотип рифея. Палеонтология. Палеомагнетизм. – М.: Наука, 1982. 176 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 368.)
204. Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. – М.: Наука, 1983. 183 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 377).
205. Сулейманова Ф. И. Палеомагнитный разрез Симбугино // Фауна и флора Симбугино (опорный разрез акчагыла и апшерона Башкирии). – М.: Наука, 1977, с. 30–34.
206. Сулейманова Ф. И. Результаты палеомагнитного изучения плейстоценовых отложений Минзитаровского разреза // Итоги изучения разрезов плейстоцена Башкирии с остатками элевантинид. – Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1985, с. 28–31.
207. Тараташский и александровский метаморфические комплексы (Южный Урал): т-т ограничения / С. Синдерин, Ю. Л. Ронкин, Р. Хетцель и др. // Ежегодник-2005. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006, с. 322–330.
208. Тимясков В. А. Новые данные по геологии и петрографии Бердяушского плутона // Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 8, с. 27–36.
209. Тектоника Урала (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала м-ба 1:1 000 000) / А. В. Пейве, С. И. Иванов, В. М. Нечуехин и др. – М.: Наука, 1977. 120 с.
210. Тектоническая карта Урала м-ба 1:1 000 000 (объяснительная записка) / И. Д. Соболев, С. В. Автонеев, Р. П. Белковская и др. – Свердловск, 1986. 168 с.
211. Тяжлова А. П., Жаворонкова Р. А., Гарифулина А. А. Кораллы и брахиоподы нижнего девона Южного Урала. – М.: Наука, 1976. 225 с.
212. Филиппов В. А. Кужинская серия и палеотектонические условия ее образования // Рифей Северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. – Екатеринбург: УрО РАН, 1997, с. 191–201.

213. *Ферштатер Г. Б.* Изохимическая мигматизация и генезис кварц-полевошпатовых пород тараташского метаморфического комплекса (Южный Урал) // *Геохимия*, 1977, № 3, с. 411–421.
214. *Ферштатер Г. Б., Беа Ф. и др.* Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43, № 1, с. 42–56.
215. Формирование земной коры Урала / С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, К. С. Иванов и др. – М.: Наука, 1986. 248 с.
216. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов кусинско-капанского комплекса (Южный Урал) / А. А. Краснобаев, Г. Б. Ферштатер, Ф. Беа, П. Монтеро // *Ежегодник-2005*. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2006, с. 300–303.
217. Цирконология александровского полиметаморфического комплекса: новые данные / А. А. Краснобаев, Н. В. Чередниченко, В. А. Давыдов // *Ежегодник-2003*. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2004, с. 247–252.
218. *Чаплыгина Н. Л., Дегтярева К. Е., Савельева Г. Н.* Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // *Геотектоника*, 2002, № 6, с. 25–37.
219. *Чибрикова Е. В., Олли В. А.* Первые находки акритарх в метаморфическом комплексе хребта Уралтау (Южный Урал) // *Изв. Отд. наук о Земле и экологии АН РБ*, 1997, № 1.
220. *Чибрикова Е. В., Олли В. А.* Такатинский горизонт (девон) на Южном Урале и на востоке Русской платформы // *Изв. Отд. наук о Земле и экологии АН РБ*, 2000, № 5, с. 77–88.
221. *Черняев А. М., Сирман А. П.* Ресурсы и гидрохимия шахтных вод Урала и их использование в народном хозяйстве. – Челябинск: Южно-Уральское кн. изд-во, 1976. 232 с.
222. *Чумаков Н. М.* К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале. – М.: АН СССР, Серия геологическая № 12 1978. с. 35–48.
223. *Чумаков Н. М.* Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (курташтинская свита Криволукского грабена) // *Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии*. – М.: Наука, 1998, с. 138–154.
224. *Шатагин К. Н., Астраханцев О. В. и др.* Неоднородность континентальной коры Восточного Урала: результаты изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидных комплексов // *Геотектоника*, 2000, № 5, с. 44–60.
225. *Швецов П. Н.* Нижний и средний рифей Западного склона Башкирского Урала // Автореф. дис. на соискание уч. степени канд. геол.-минер. наук. – Казань, 1975. 30 с.
226. *Янкаускас Т. В.* Шишенякская микробиота верхнего рифея Южного Урала // *Докл. АН СССР*, 1980, т. 251, № 1, с. 190–192.
227. *Якупов Р. Р., Мавринская Т. М., Абрамова А. Н.* Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. – Екатеринбург, 2002. 158 с.
228. *Яхимович Н. Н.* Опорные разрезы плиоценовых и четвертичных отложений на Восточном склоне Южного Урала // *Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала*. Вып. 4 (стратиграфия). – М.: Недра, 1965. с. 118–134.
229. *Яхимович В. Л., Немкова В. К., Сиднев А. В. и др.* Плейстоцен Предуралья. – М.: Наука, 1987. 112 с.
230. U-Pb датирование единичных кристаллов цирконов с применением трассера  $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$  на примере нефелиновых сиенитов Бердяшского массива, Южный Урал / С. Синдерн, Ю. Л. Ронкин, У Крамм и др. // *Мат-лы II Российской конференции по геохронологии*. – СПб., 2003, с. 461–465.
231. In situ» U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского массива (Южный Урал) / Ю. Л. Ронкин, Д. И. Матуков, С. Л. Пресняков и др. // *Литосфера*, 2005, № 1, с. 135–142.
232. *Glasmacher U. A., Bauer W., Giese U. et al.* The metamorphic complex of Beloretsk, SW Urals, Russia – a terrane with a polyphase – to Neoproterozoic tectonothermal evolution // *Precambrian Res.* 2001. 110. P. 185–213.

233. *Scarrows J. H., Spandea P., Montero P et al.* Southern Uralian ocean lithosphere: insights from geochemistry and geochronology of garnet amphibole pyroxenites within the Mindyak ophiolite massif // J. Cofer. Abstracts. EUG-10. 1999. V. 4. P. 80.

234. *Tessalina S. G., Bourdon B., Gannoun A et al.* Complex Proterozoic to Paleozoic history of the upper mantle recorded in the Urals lherzolite massifs by Re-Os and Sm-Nd systematic // Chem. Geol. 2007. V. 240. No ½ P. 61–84.

### Фондовая

235. *Алексеев В. Л., Александров А. И., Пуцаев А. М., Сычев В. М. и др.* Отчет Бриентской партии по крупномасштабному глубинному картированию листов N-40–131-Г-б, N-40–131-Г-г, N-40–132-В-а, N-40–132-В-в, N-40–143-Б-б, N-40–143-Б-г, N-40–143-Г-б, N-40–143-Г-г, N-40–144-А-а, N-40–144-А-в, N-40–144-В-а, N-40–144-В-в в «Теренсайском рудном районе в 1981–1984 гг.». 1984. 259 с.

236. *Астахов А. В.* Отчет по теме: «Инвентаризация объектов с оцененным металлогеническим потенциалом и прогнозными ресурсами категории Р<sub>3</sub> на стратегические, высоколиквидные и остродефицитные виды сырья по территории Республики Башкортостан» Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2007. (Оценка прогнозных ресурсов)

237. *Бабкин В. В., Пискунов Ф. А., Глызин Ю. С. и др.* Геологическая карта Урала м-ба 1 : 50 000, листы N-40–94-Б, Г и N-40–106-Б, Г. Отчет Янгельской ГСО о результатах геологосъемочных работ за 1961–1963 гг. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1963.

238. *Баринов А. А., Мещерякова Г. Н., Галимов А. Г.* Геологическое строение бассейна среднего течения р. Сундук в пределах притоков Каменки и Урус-Кискен. Отчет Кваркенской ГСП за 1961–1963 гг. 1964.

239. *Бобылев Г. Н., Сергеев О. П.* Сахаринское месторождение силикатных никелевых руд на Южном Урале (Агаповский район Челябинской области). Т. 1–3. Челябинский ТГФ, 1969 г.

240. *Божко Г. В.* Отчет о геологических поисках медных руд в Айдырлинском рудном районе на северо-востоке Оренбургской области в 1973–1977 гг. Отчет Восточно-Оренбургской геологоразведочной партии. Оренбургское ГУ. 1973–1977.

241. *Валишин Р. И. и др.* Поиски месторождений коренного золота в пределах Убалы-Балбукской площади с целью подготовки объектов для лицензирования за 2007–2009 гг. (Республика Башкортостан). Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2010. (Оценка прогнозных ресурсов)

242. *Волошин В. Л. и др.* Геологическое строение бассейна р. Крепостной Зилаир и среднего течения р. Сакмара на Южном Урале. ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1967.

243. *Воронов С. Г.* Оценка обеспеченности населения Челябинской области ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения, 2003.

244. *Галимов А. Г., Штримп М. Ю., Алексеев В. Л. и др.* Отчет Кос-Кольской партии по глубинному геологическому картированию территории листов N-40–144-Б, N-40–144-Г м-ба 1 : 50 000 в 1977–1980 гг. Айдырлинский рудный район. Объединение «Оренбурггеология» 1981.

245. *Гаррис Г. Е.* Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Республики Башкортостан по состоянию на 1.01.1998 г. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2002. (Оценка прогнозных ресурсов)

246. *Данукалова Г. А. и др.* Отчет. Объяснительная записка к уточненной региональной схеме четвертичных отложений Предуралья региона и территории Башкортостана. 2006 г. (В издании)

247. *Жилин И. В., Иванов В. Ф. и др.* Отчет о поисковых и геологосъемочных работах, проведенных Краснинским ГСО на площади планшета N-40–84-А в Верхнеуральском районе Челябинской области в 1962–1963 гг. Т. 1. Челябинский ТГФ, 1964.

248. *Захаров А. А., Быкова Л. С.* Отчет о результатах поисково-съемочных работ м-ба 1 : 50 000, проведенных в 1987–2002 гг. на Юлукской площади. Уфа, 2003.

249. *Зорин С. А.* Информационный отчет: Геологическая карта СССР м-ба 1 : 200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XI. Объяснительная записка. Свердловск, 1985.
250. *Иванов А. И.* Геологическое строение окрестностей Тирлянского завода. Отчёт о геологической съёмке масштаба 1 : 50 000 и 1 : 100 000 и маршрутных исследований, проведённых в 1947–1948 гг. Лист N-40-XVII, планшеты N-40–58, –59, –70. Уфа, Геолфонд Мин-ва природопользования и экологии по РБ, 1950.
251. *Казаков Р. С. Пацков А. А., Акбашев Р. М.* Отчет о поисковых работах на барит в южной части Башкирского мегантиклинория на междуречье рек Белой – Б. Нугуш (по работам баритовой партии за 1968–1973 гг.). Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1973.
252. *Казаков Р. С. Радченко В. В.* Геологическое строение южной части Башкирского мегантиклинория в районе среднего течения р. Б. Нугуш (отчет по объекту «Кужинская площадь» за 1974–1977 гг.). Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1977.
253. *Каримов Т. Р., Немкова Д. А.* Создание современной гидрогеологической карты Бельского артезианского бассейна с оценкой защищенности источников водоснабжения населенных пунктов Южного промышленного района Республики Башкортостан (в пределах листов N-40-XX, XXI, XXVI, XXVII). 2008.
254. *Клочихин А. В.* Окончательный отчет по геологической съемке Зилаирского мегасинклинория – района массивов Крака, масштаба 1 : 50 000 по работам 1962–1968 гг. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1968.
255. *Краузе С. Н. Маслов В. А.* Стратиграфия и условия образования девонских отложений Западного склона Южного Урала и платформенной части Башкирии за 1954–1955 гг. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1957.
256. *Креницкий Д. Д., Креницкая В. М.* Геологическое строение района верховьев рек Суваняк и Каны на Южном Урале. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1968.
257. *Крылатов В. А.* Поиски месторождений рудного золота в пределах Курпалинской площади (Республика Башкортостан) за 2006–2006 гг. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2009.
258. *Лучинин И. Л., Шмелев Ю. С.* Отчет по оценке перспектив россыпной золотоносности Зилаирской площади в 1991–1994 гг. (Объект № 89-17). Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1994.
259. *Макушин А. А., Казаков И. И.* Отчет «Геолого-минералогическое картирование на алмазы территории Республики Башкортостан (лист N-40 –Уфа)». Уфа, 2008.
260. *Моисеев А. В., Белгородский Е. А., Кузнецов Н. С. и др.* Отчет по геологическому изучению и оценке минеральных ресурсов недр территории Челябинской области в м-ба 1 : 500 000. Челябинск, 2003.
261. *Мосейчук В. М., Яркова А. В. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 25 000, среднемасштабном глубинном геологическом картировании и общих поисках железных руд на Магнитогорской площади, выполненных Геолого-геофизической партией в 1985–1990 гг. Листы N-40–95-A-a (юго-восточная четверть), -б (юж. пол.). -в (вост. пол.), -г, -Б-а (юго-западная четверть), -в (зап. пол.), -В-а (вост. пол.), -В-б, -В-в (вост. пол.). Т. 1–9. Челябинский ТГФ, 1990.
262. *Москалева С. В.* Гипербазитовая и пироксенито-габбровая формация Урала и их положение в тектоно-магматических циклах // Геолого-петрографические исследования массива Крака на Южном Урале. Отчет по теме № 42/1. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1960.
263. Отчет по теме Н.1/(9,10)/2002-7 «Ведение баз данных и карт Распределенного и Нераспределенного фонда недр по твердым полезным ископаемым РБ» за 2002–2004 гг. Картосоставительская группа по недропользованию ОАО «Башкиргеология». Уфа, Башкирский РГФ, 2004.
264. *Петров В. И., Барбатько А. Н., Шулькин В. Е. и др.* Отчет о результатах геологосъемочных работ м-ба 1 : 50 000 в пределах Саткинской площади. Челябинск, 1986.
265. *Петров Ю. М.* Отчет о поисковых работах на алмазы, проведенных Западно-Уральской партией в 1968–1972 гг. на Серменевском, Тирлянском и Бурзянском участках. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1972.

266. *Петров Ю. М.* Отчет по теме «Составление карты россыпной золотоносности Республики Башкортостан м-ба 1 : 500 000». Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1998.
267. *Попов Е. В.* Отчет о результатах работ по объекту «Поиски и оценка месторождений плавикового шпата в центральной части Караташской площади и на Южно-Суранском и Павловском участках Суранской зоны (Республика Башкортостан) за 2003–2006 гг. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2006. (Оценка прогнозных ресурсов)
268. *Радченко В. В.* Геологическое строение южной части Башкирского мегасинклинория (верховье рек М. Нугуш, Алакуян). Отчет о геологической съемке м-ба 1 : 50 000 Бурзянской партии за 1970–1972 гг. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1972.
269. *Радченко В. В.* Отчет по теме № 74-9: Изучение петрологии гипербазитовых массивов Крака с прогнозной оценкой их на меднокобальтовые руды, никель и хромиты. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2001.
270. *Радченко В. В.* Отчет по теме: Оценка перспектив восточного крыла Зилаирского мегасинклинория и зоны сочленения его с антиклинорием Урал-Тау на сульфидное и другое оруденение. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2001.
271. *Решетников Н. Ф. и др.* Геологическое строение центральной части Южного Урала в районе г. Белорецка. Отчет Серменевской ГСП за 1962–1966 гг. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1966.
272. *Ротарь А. Ф., Ротарь З. М., Гуляев Ю. А. и др.* Геологическое строение южной части Иремельского антиклинория. Отчет по объектам: «Геологическое доизучение м-ба 1 : 50 000. Иремельская площадь, планшеты N-40–58-B и N-40–58-G (зап. пол.)» и «Поиски полиметаллических руд в м-бе 1 : 50 000. Авзянский участок» за 1972–1976 гг. Геолфонд Мин-ва природопользования и экологии по РБ, 1976.
273. *Ротарь А. Ф., Ротарь З. М., Кисарев Ю. Л.* Ревизионно-поисковые работы на бурые железняки в Белорецком рудном районе. Отчет по работам Иремельской партии за 1974–1977 гг. Уфа, Геолфонд Мин-ва природопользования и экологии по РБ, 1977.
274. *Ротарь З. М., Ротару А. Ф. и др.* Геологическое строение Тирляно-Белорецкой зоны. Отчет по геологическому доизучению м-ба 1 : 50 000 за 1979–1984 гг. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1984.
275. *Садрисламов Б. М.* Отчет по объекту: тема АП2/10. Биостратиграфия палеозойских отложений южной части мегантиклинория Уралтау и Зилаирского мегасинклинория. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2001.
276. *Сначев В. И., Ковалев С. Г.* Отчет по теме: Прогнозная оценка хромитоносности массивов Крака. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2000.
277. *Сначев В. И., Рыкус М. В.* Отчет по теме: Прогнозная оценка северной части Уралтауского антиклинория на цветные металлы и другие полезные ископаемые. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2001.
278. *Тищенко В. Т., Черкасов В. Л.* Новые данные по стратиграфии силурийских и нижнедевонских образований в южной (Оренбургской) части западного крыла Магнитогорского прогиба. Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1985.
279. *Толстунова Н. Н.* Отчет по ведению Государственного водного кадастра за 1993–1996 гг. Гидрогеологическая карта Республики Башкортостан масштаба 1 : 500 000. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2001.
280. *Фазылянов Д. Г.* Отчет о геологическом доизучении в м-бе 1 : 50 000 с общими поисками за 1990–1995 гг. (Иткуловская площадь. Листы N-40–104 B, Г; N-40–116 B, Г). Уфа, Архив «Башгеолцентр», 2004.
281. *Фаткуллин Н. А.* Геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Республики Башкортостан по состоянию на 1.01.2003 г. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2005 (Оценка прогнозных ресурсов)
282. *Филиппов В. А., Казаков Р. С., Малов В. Н. и др.* Отчет о предварительной разведке Кужинского месторождения барита в Бурзянском районе БАССР и поисковых работах на флангах месторождения. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1974.

283. *Филиппов В. А., Леконцев Ю. П., Пауков А. А.* Отчет о поисках масштаба 1 : 25 000 месторождений свинца и цинка на Мало-Нугушском участке (по работам Баритовой и Белорецкой партий в 1974–1977 гг.). Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1977.

284. *Филонов В. П.* Отчет о результатах общих поисков бокситов в карбонатно-терригенных отложениях девонского возраста на Западном склоне Южного Урала по объекту Нугушко-Бельская площадь. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1980.

285. *Халиуллина Ф. Г.* Детальная разведка месторождения строительного камня (доломитов) «13-й км» в Бурзянском районе РБ. 1989–1991 гг. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1992.

286. *Чалов Ю. Н.* Оценка обеспеченности населения Республики Башкортостан ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения. 2003.

287. *Чайко Г. И., Яркова А. В.* Отчёт о работах Джабык-Карагайской геологосъёмочной партии за 1957–1958 гг. Листы; 119-Г, 120-Г, 131-Б, 132-А. Пос. Новосинеглазово, ФГУ ЧТФГИ. 1960.

288. *Чайко Г. И., Яркова А. В., Калинин В. А., Черяпкина А. З., Бабкин В. В.* Отчет Амурской геологосъёмочной партии за 1959–1961 гг. 1 : 50 000, N-40–132-Б, В, Г. Челябинск, 1962.

289. *Чувиллин Б. В.* Отчет по теме № 87-2: Состояние обзорной прогнозной карты и уточнение прогнозных ресурсов по территории деятельности ПГО «Башкиргеология» по состоянию на 1.01.1988 г. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1988.

290. *Шалагинов Э. В., Глызин Ю. С., Малых В. И., Яркова А. В., Батанин А. И., Панферов Ю. И., Рыжов А. Г., Никольский В. Ю., Костарев В. П. и др.* Отчёт Субутакского геологосъёмочного отряда о результатах геологического доизучения м-ба 1 : 50 000 групповым методом Субутакской площади в пределах трапеций N-40–107-Г (вост. пол.), N-40–108-В, N-40–119-Б (вост. пол.), N-40–119-Г (вост. пол.), N-40–120-А, N-40–120-Б (юго-западная четверть), N-40–120-В, N-40–120-Г, N-40–131-Б (вост. пол.), N-40–131-Г (северо-восточная четверть), N-40–132-А, N-40–132-В (сев. пол.) в Брединском, Кизильском, Агаповском районах Челябинской области за 1979–1984 гг. (в трёх томах). Челябинск, 1984.

291. *Шеффер В. А.* Геологическое доизучение м-ба 1 : 50 000 с общими поисками на Канской площади в пределах листов N-40–103-А-а-б, -г, N-40–103-Б, N-40–103-В-б, -г, N-40–103Г, за 2000 г. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2001.

292. *Яхимович Н. Н., Сумкина Н. А.* Схема стратиграфии верхнеплиоценовых и четвертичных (антропогеновых) отложений Восточного склона Южного Урала. Башкирский РГФ, 1962.

293. *Яхимович Н. Н., Сумкина Н. А.* Стратиграфия плиоценовых и четвертичных отложений Восточного склона Южного Урала. Уфа, ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1963.

294. *Яхимович Н. Н., Сигова Н. Н.* Пояснение к схеме стратиграфии палеогеновых и неогеновых отложений Восточного склона Южного Урала. Башкирский РГФ, 1963.

**Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков,  
показанных на листе N-40. Госгеолкарты РФ масштаба 1:1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Нефть и газ</b>			
<b>Не ф т ь</b>			
I-1-2	ММ	Старцевское	89
I-1-3	ММ	Гареевское	89
I-1-4	ММ	Надеждинское	89
I-1-5	МС	Саузбашевское	89
I-1-6	ММ	Наратовское	89
I-1-7	МК	Арланское	89
I-1-8	ММ	Андреевское	89
I-1-9	ММ	Менеузовское	89
I-1-10	МК	Манчаровское	89
I-1-11	МС	Таймурзинское	89
I-1-12	ММ	Илишевское	89
I-2-1	ММ	Краснохолмское	89
I-2-4	ММ	Кизгановское	89
I-2-7	ММ	Барьязинское	89
I-2-8	ММ	Василовское	89
I-3-1	ММ	Степановское	89
I-3-5	МС	Кушкульское	89
I-3-10	ММ	Баряшское	89
I-5-5	ММ	Алегазовское	89
I-5-11	ММ	Каракульское	89
II-1-2	ММ	Сайтовское	89
II-1-3	ММ	Ишкаровское	89
II-1-4	ММ	Тузлукушевское	89
II-1-5	ММ	Чекмагушевское	89
II-1-6	ММ	Нурское	89
II-1-8	ММ	Амировское	89
II-1-9	ММ	Саннинское	89
II-1-10	МС	Михайловское	89
II-2-1	ММ	Бирское	89
II-2-2	ММ	Карача-Елгинское	89

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-3	ММ	Спасское	89
II-2-4	ММ	Шелкановское	89
II-2-5	ММ	Чермасанское	89
II-2-6	ММ	Ахтинское	89
II-2-7	ММ	Волковское	89
II-2-8	ММ	Кушнарниковское	89
II-2-9	МС	Сергеевское	89
II-2-10	ММ	Ново-Узыбашевское	89
II-3-1	ММ	Федоровское	89
II-3-2	ММ	Трошкинское	89
II-3-3	ММ	Уфимское	89
II-3-4	ММ	Ильинское	89
II-3-6	ММ	Богатовское	89
II-3-7	ММ	Искринское	89
II-3-10	ММ	Шакшинское	89
II-3-12	ММ	Лемезинское	89
II-3-13	ММ	Лунское	89
II-3-14	ММ	Алаторское	89
II-4-6	ММ	Культюбинское	89
III-1-2	ММ	Копей-Кубовское	89
III-1-4	ММ	Ташлы-Кульское	89
III-1-5	ММ	Петропавловское	89
III-1-6	ММ	Каранаевское	89
III-1-7	ММ	Солонцовское	89
III-1-8	ММ	Акбасаровское	89
III-1-9	ММ	Метевтамакское	89
III-1-10	ММ	Кальшалинское	89
III-1-12	ММ	Усень-Ивановское	89
III-1-13	ММ	Илькинское	89
III-1-14	ММ	Любленское	89
III-1-20	ММ	Ново-Пчельниковское	89
III-1-21	ММ	Раевское	89
III-1-22	ММ	Аксаковское	89
III-2-4	ММ	Бекетовское	89
III-2-5	ММ	Алкинское	89
III-2-6	ММ	Гремячинское	89
III-2-8	ММ	Ракитовское	89
III-2-9	ММ	Шингакульское	89
III-2-10	ММ	Бузовьязовское	89



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-11	ММ	Искандеровское	89
III-2-12	ММ	Гордеевское	89
III-2-13	ММ	Давлекановское	89
III-2-14	МС	Уршакское	89
III-2-15	ММ	Толбазинское	89
III-3-1	ММ	Блохинское	89
III-3-2	ММ	Загорское	89
III-3-3	ММ	Сихонькинское	89
III-3-5	ММ	Кабаковское	89
III-3-6	ММ	Архангельское	89
III-3-7	ММ	Ирныкшинское	89
III-3-10	ММ	Мальшевское	89
III-3-12	ММ	Каргашевское	89
III-3-21	ММ	Табынское	89
III-3-27	ММ	Ибраевское	89
IV-1-1	ММ	Белебеевское	89
IV-1-4	ММ	Аксеновское	89
IV-1-5	ММ	Каменское	89
IV-1-7	МК	Шкаповское	89
IV-1-8	ММ	Шафрановское	89
IV-1-13	МС	Сатаевское	89
IV-1-14	ММ	Качегановское	89
IV-1-17	ММ	Азнаевское	89
IV-1-18	МС	Демское	89
IV-1-19	ММ	Исламгуловское	89
IV-2-1	ММ	Аллакаевское	89
IV-2-2	ММ	Кипчакское	89
IV-2-3	ММ	Балкановское	89
IV-2-4	ММ	Добровольское	89
IV-2-5	ММ	Черниговское	89
IV-2-7	ММ	Аскароровское	89
IV-2-10	ММ	Уразметовское	89
IV-2-11	ММ	Орловское	89
IV-2-13	ММ	Янгурчинское	89
IV-2-17	ММ	Альшеевское	89
IV-3-7	ММ	Покровское	89
IV-3-8	ММ	Карлинское	89
IV-3-12	ММ	Куганакское	89
IV-3-15	ММ	Буруновское	89
IV-3-18	ММ	Цветаевское	89

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-29	ММ	Салиховское	89
IV-3-30	ММ	Кусяпкуловское	89
IV-3-33	ММ	Кинзебулатовское	89
IV-3-35	ММ	Ишимбайское	89
V-1-1	МС	Пономаревское	89
V-1-2	ММ	Гончаровское	89
V-1-3	ММ	Северо-Алябьевское	89
V-1-4	ММ	Алябьевское	89
V-1-5	ММ	Зобовское	89
V-1-6	ММ	Бесединское	89
V-1-7	ММ	Романовское	89
V-1-8	ММ	Врезовское	89
V-1-9	ММ	Нетьевское	89
V-1-10	ММ	Родниковское	89
V-1-11	ММ	Олимпийское	89
V-1-12	ММ	Николаевское	89
V-1-13	ММ	Кончегышское	89
V-1-14	ММ	Самойловское	89
V-1-16	ММ	Богдановское	89
V-1-17	ММ	Юртаевское	89
V-1-18	ММ	Бараковское	89
V-2-6	ММ	Столяровское	89
V-2-12	ММ	Тереклинское	89
V-2-18	ММ	Шамовское	89
V-2-26	ММ	Юлдашевское	89
V-2-31	ММ	Преображенское	89
V-3-4	ММ	Тейрукское	89
V-3-10	ММ	Воскресенское	89
V-3-25	ММ	Волостновское	89
V-3-30	ММ	Северо-Подгновское	89
VI-1-1	ММ	Соболевское	89
VI-1-2	ММ	Благодаровское	89
VI-1-4	ММ	Колганское	89
VI-1-5	МС	Вахитовское	89
VI-1-6	ММ	Дачно-Репинское	89
VI-1-7	ММ	Южно-Радовское	89
VI-1-8	ММ	Таращанское	89
VI-2-3	ММ	Белоглинское	89
VI-2-6	ММ	Золотовское	89
VI-2-9	ММ	Казлаирское	89

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-2-21	ММ	Восточно-Ольшанское	89
VI-2-22	ММ	Ольшанское	89
VI-3-3	ММ	Тавакановское	89
<b>Нефть и газ</b>			
I-2-2	МС	Кузбаевское	89
I-2-3	ММ	Горьковское	89
I-4-1	ММ	Метелинское	89
I-5-1	ММ	Кызылбаевское	89
I-5-3	МС	Усть-Икинское	89
V-2-1	ММ	Салаватское	89
V-2-7	ММ	Северо-Зирганское	89
V-2-8	ММ	Введенское	89
V-2-11	ММ	Южно-Введенское	89
V-2-17	ММ	Грачевское	89
V-2-19	ММ	Старо-Казанковское	89
V-2-23	ММ	Озеркинское	89
V-2-32	ММ	Кумертауское	89
VI-2-1	ММ	Маячное	89
VI-2-15	ММ	Мурапталовское	89
<b>Газ горючий</b>			
I-5-6	ММ	Мусломовское	89
I-5-8	ММ	Яныбаевское	89
I-6-16	ММ	Апатовское	89
V-2-25	ММ	Мусинское	89
V-2-30	ММ	Канчуринское	89
V-2-38	ММ	Ермолаевское	89
V-2-43	ММ	Северо-Маячное	89
V-3-33	ММ	Подгорновское	89
VI-2-8	ММ	Кунакбаевское	89
VI-2-10	ММ	Прокопьевское	89
VI-2-19	ММ	Совхозное	89
VI-3-1	ММ	Саратовское	89
VI-3-6	ММ	Исимовское	89
VI-3-10	ММ	Беркутовское	89
<b>Твердые горючие ископаемые</b>			
<b>Уголь каменный</b>			
I-1-1	П	Арланское	89
II-1-1	П	Верхнеманчаровское	89

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-6-64	П	Михайловское	83
VI-6-3	П	Ильяское	87
Уголь бурый			
III-3-14	ММ/Э	Зилимское	89
III-3-26	ММ	Явгильдинское	89
IV-2-6	ММ	Сахановское	89
IV-2-8	ММ	Маклыкульское	89
V-2-15	ММ	Петропавловское	89
V-2-33	МС/Э	Бабаевское	56
V-2-37	ММ	Пинегильское	89
V-2-39	ММ	Куюргазинское	56
V-2-40	ММ	Маячное	56
V-3-38	ММ	Кривлевское	56
VI-2-11	МС	Южно-Куюргазинское	56
VI-2-18	ММ	Масловское	89
VI-2-20	МС	Хабаровское	56
VI-3-2	МС	Ворошиловское	89
VI-3-4	ММ	Тугустемировское	89
VI-3-7	ММ	Яман-Яшатырское	89
VI-3-9	МС/Э	Тюльганское	89
VI-3-14	ММ	Репеевское (уч. Елшанский Западный)	89
VI-3-19	ММ	Матвеевское	89
VI-3-20	ММ	Быковский (уч. Макарьевский)	89
Сланец горючий			
II-4-15	ММ	Ашинское	65
III-4-2	ММ	Лемезинское	70
Торф			
I-1-24	ММ	Медвежье	56
I-1-25	ММ	Черлак	56
I-1-26	ММ	Урус-Саз	56
I-1-29	ММ	Ак № 81	56
I-2-19	ММ	Каратамак-Саз № 105	56
I-5-28	ММ	Аксаган	89
I-5-33	ММ	Абзаево-I № 282	56
I-5-44	ММ	Озерское № 165	56
II-2-20	ММ/Э	Березовая Грива	263
II-3-30	ММ	Ак-Саз № 58	56
II-3-44	ММ	Вотикеевское № 441	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-22	ММ/Э	Чесноковское № 454	56
III-5-47	МС	Журавлиное Болото	71
IV-5-56	ММ	Оз. Кулдыбай	89
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Черные металлы</b>			
Железо			
I-6-1	ММ	Крушинское	62
I-6-2	ММ	Нижне-Ураимское	62
I-6-4	ММ	Гареевское	89
I-6-8	ММ/О	Ильинское	62
I-6-14	ММ	Суроямское	89
I-6-18	ММ	Куватальское	62, 89
I-6-20	ММ	Бадежинское	62
I-6-21	ММ	Магнитный ключ	89
I-6-25	ММ/О	Радостное	62, 89
I-6-31	ММ/О	Ахтенское	62
I-6-34	ММ	Верхненавышское	62, 89
II-5-24	МК	Рудничное	89
II-5-26	ММ	Юго-восточный склон горы Иркутскан	89
II-5-27	ММ	Нижнебакальское	89
II-5-28	ММ/Э	Восточно-Буландихинское	89
II-5-30	МС/Э	Новобакальское	89
II-5-31	ММ	Шуйдинское I	89
II-5-32	ММ	Шуйдинское II	89
II-5-33	МК/Э	Шиханское	89
II-5-35	ММ/Э	Северо-западный склон горы Иркутскан	89
II-5-40	ММ	Петропавловское	89
II-6-21	ММ/О	Орловское	66
II-6-49	ММ	Зюраткульское	66
III-3-15	ММ/О	Муллакаевское	69
III-3-19	ММ/О	Яшкадинское	69
III-4-9	ММ/О	Майарткан	70
III-4-10	ММ/О	Мичбаруй	70
III-4-16	ММ/О	Бугульма	70
III-4-20	ММ	Спорное	70
III-4-25	ММ/О	Дубининское	70
III-4-26	ММ/О	Ангастакское	70
III-4-27	ММ	Катаевское (Катаскинское)	70
III-4-28	ММ	Багарыштинское	70

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-4-30	ММ	Юшинское I	70
III-4-31	ММ	Юшинское II	70
III-4-32	ММ/О	Северо-Лапыштинское	70
III-4-33	ММ/О	Горбатовское	70
III-4-34	ММ/О	Манявское (Верхняя Манява)	70
III-5-3	ММ/О	Юрюзанское	71
III-5-4	ММ/О	Куткурское	71
III-5-6	ММ/О	Ближне-Лапшинское	71
III-5-7	ММ/О	Дальне-Лапшинское	71
III-5-8	ММ/О	Симское	71
III-5-11	ММ/О	Краснополянское	71
III-5-18	ММ/О	Средне-Аршинское	71
III-5-25	ММ/О	Тирлянское	71
IV-4-1	ММ	Лапыштинское	76
IV-4-2	ММ/О	Селиверстов Хутор	76
IV-4-3	ММ	Кальшта 1	56
IV-4-5	ММ	Кальшта 3	56
IV-4-6	ММ	Кальшта 6	56
IV-4-7	ММ/О	Ишлинское 1	76
IV-4-8	ММ/О	Ишлинское 2	76
IV-4-10	ММ	Северный Наратай	56
IV-4-11	ММ	Наратай-Калыштинское	56
IV-4-12	ММ	Зигаза	56
IV-4-17	ММ/Э	Туكانское	56
IV-4-18	ММ/Э	Верхняя Каранда	56
IV-4-19	ММ/Э	Нижняя Каранда	76
IV-4-21	ММ/Э	Ермотаевское	56
IV-4-23	Мм	Южно-Комаровское	56
IV-4-24	ММ	Майгашля Восточная	56
IV-4-25	ММ	Майгашля Западная	56
IV-4-26	ММ	Майгашля Юго-восточная	56
IV-4-27	ММ	Туссаган	56
IV-4-28	ММ	Комаровское	56
IV-4-29	ММ	Попович	76
IV-4-30	ММ	Тара (участки «А» и «С»)	56
IV-4-31	ММ	Бик-Булатовское	56
IV-4-32	ММ	Кордон	76
IV-4-33	ММ	Старо-Башкирское	56
IV-4-34	ММ/О	Осиновское	76
IV-4-42	ММ	Лапа-Нугуш	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-4-47	ММ/О	Кухтурское	76
IV-4-58	ММ	Терга 1	76
IV-4-59	ММ/О	Мыза Ближняя	76
IV-4-60	ММ/О	Мыза Дальняя	76
IV-4-61	ММ/О	Рудная гора	76
IV-4-77	ММ	Дворищенское	76
IV-4-81	ММ/Э	Куртмаля	56
IV-6-41	ММ	Малый Куйбас	78
IV-6-57	МК/О	Магнитогорское	78
IV-6-64	ММ	Южное 2	78
V-6-27	ММ	Сахаринское	83
VI-6-15	ММ	Полевое	87
VI-6-19	ММ	Ледянское	87
I-6-19	П	Лысогорское	62
II-6-100	П	Айско-Кашинское	66
IV-6-10	П	Западно-Касельское 2	68
V-6-45	П	Проявление у совхоза «Уралец»	87
V-6-50	П	Микубай-Мартыновское	87
V-6-52	П	Агрымбаев Лог	87
V-6-59	Пм	Микубайское 2	87
VI-6-1	П	Михайловское	87
VI-6-4	П	Кундуrowsкое 1	87
VI-6-5	П	Кундуrowsкое 2	87
VI-6-8	П	Грязнушенская группа	87
VI-6-14	П	Малокаранское	87
VI-6-23	П	Кульминское	87
VI-6-40	П	Нижнегусихинское	87
Железо, золото			
II-6-47	ММ	Круглогорское	66
Марганец			
II-4-7	ММ/Э	Улу-Телякское	65
III-6-46	ММ/Э	Никольское	56
III-6-120	ММ	Уразовское	72
IV-5-20	ММ	Рахметовское	90
IV-5-30	ММ	Габдимовское	263
IV-5-31	ММ/Э	Ниязгулово 1	56
IV-5-32	ММ/Э	Ниязгулово 2	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-5-33	ММ/Э	Биккуловское	263
IV-5-36	ММ	Куру-Елга	76
IV-5-37	ММ	Казган-Таш	76
IV-5-39	ММ/О	Аюсазовское	76, 90
IV-5-40	ММ/О	Кусимовское	76, 90
IV -5-44	ММ	Ялимбетовское	263
IV -5-45	ММ	Аумышевское	263
IV-5-48	ММ	Кургашты	90, 89
IV-5-49	ММ	Кызыл-Ташское	263
V-3-36	ММ	Шигрышское	80
V-5-8	ММ	Хусаиновское	82
V-5-14	ММ/Э	Мамилинское	82
V-5-21	ММ/Э	Губайдуллинское	82, 263
V-5-22	ММ/Э	Северо-Губайдуллинское	82, 263
V-5-35	ММ/Э	Исяновское	263
V-5-41	ММ	Юмагузинское	82
V-6-47	МС	Вечернее (Кипчакское)	83
VI-3-8	ММ	Бикка-Куркан	84
VI-5-6	ММ/Э	Северо-Файзуллинское	86
VI-5-7	ММ/Э	Южно-Файзуллинское	86
VI-5-8	ММ	Асылдовское	56
III-6-75	П	Каморзинское	72
III-6-76	П	Леоновское (Уйское)	72
IV-4-76	П	Магадеевское	76
IV-5-24	П	Верховья руч. Казенный Ключ	77
IV-5-34	П	Узянбашское	76
IV-5-43	П	Майгаштинское	76
IV-5-46	П	Верховья руч. Темрен-Калган	77
IV-6-56	Пм	Требиатское	78
V-4-44	Пм	Кананикольское	81
V-5-5	П	Юлдашевское	82
V-6-48	Пм	Совхозное 2	87
VI-3-5	П	Абысканское	84
VI-3-17	П	Сулеймановское	84
VI-3-18	П	Кугарчинское	84
VI-4-18	П	Зилаирское	85
VI-6-2	П	Без названия	87
VI-6-22	П	Кульминское	87
VI-6-26	П	Белоглинское	87
VI-6-69	П	Без названия	87



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Х р о м</b>			
II-6-72	ММ	Агестинское	66
II-6-74	ММ	Нуралинское	263
III-6-24	ММ/Э	Красовское	72
III-6-80	ММ/Э	Калкановское II	72
IV-4-52	ММ	Чернореченское	66
IV-4-62	ММ	Ай-Туган	66, 90, 89
IV-4-63	ММ	Саксей Правый	66, 90, 89
IV-4-64	ММ	Саранчаевское	66, 90, 89
IV-4-65	ММ	Ак-Бура	66, 90, 89
IV-4-70	ММ/О	Коминтерн	66
IV-4-73	ММ	Ашкарское 1	66
IV-4-74	ММ	Ашкарское 2	66
IV-4-75	ММ	Ашкарское 3	66
IV-4-79	ММ/Э	Большой Башарт	263
IV-4-83	ММ	Усадебное	66
IV-4-84	ММ	Имени Менжинского	66
IV-4-85	ММ	Муромцево 1	66
IV-4-86	ММ	Муромцево 2	66
IV-5-26	ММ	Шигаево I	76
IV-5-27	ММ	Шигаево II	76
IV-5-38	ММ/Э	Салиниковское	263
IV-5-47	ММ	Кутарстан	263
V-4-3	ММ	М. Башарт 1	66, 81
V-4-4	ММ	М. Башарт 2	66, 81
V-4-5	ММ	М. Башарт 3	66, 81
V-4-6	ММ	М. Башарт 4	66, 81
V-4-7	ММ	М. Башарт 5	66, 81
V-4-8	ММ	Малобашартовское	66, 81
VI-6-63	ММ/О	Айдырлинское	87
III-6-51	П	Уйское № 13	72
III-6-52	П	Уйское № 19	72
III-6-53	П	Уйское № 23	72
IV-6-44	П	Фершампенуазское	72
V-6-36	Пм	Сарым-Саклы	83
V-6-42	П	Кацбахское II	83
V-6-60	Пм	Амамбайское	83
<b>Т и т а н</b>			
I-6-33	РМ	Река Изранды	62
II-6-7	РМ	Река Ай	66

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-19	PM	Река Куваш	66
II-6-22	PM	Река Черная	66
II-6-24	PM	Река Бол. Сатка	66
II-6-30	PM	Река Копанка	66
II-6-36	PM	Река Бол. Сатка	66
I-6-10	П	Карсанакское	89
II-4-13	Пм	Медвежий Лог	65
III-4-5	П	Поперечное	70
III-4-7	П	Срытое	70
III-4-13	П	Инзерское	70
III-4-17	П	Сели-Гургу	70
III-4-23	П	Реветь	70
IV-4-13	П	Шарышка	76
IV-4-20	Пм	Зилимское	76
IV-4-48	Пм	Бол. Кудашка	76
VI-4-15	П	Максютовское I	85
VI-4-16	П	Максютовское II	85
<b>Титан, железо</b>			
I-6-37	MM/O	Кусинское	66
II-6-2	MM	Южно-Кусинское	66
II-6-3	MM	Чернореченское	66
II-6-13	МК	Медведевское	263
II-6-32	МС	Копанское	263
I-6-23	П	Александровское	89
<b>Титан, железо, ванадий</b>			
II-6-52	MM	Маткальское	66
<b>Цветные металлы</b>			
<b>Медь</b>			
I-6-3	MM	Ключегорское	62
II-6-79	MM	Нуралинское	263
III-1-11	MM/O	Мекашевское	67
III-1-19	MM/O	Ирекское	89
III-6-10	MM/O	Поляковское	72
III-6-41	MM	Дунгурай (Гавриловский рудник)	72
IV-1-6	MM/O	Рудничное	73
IV-1-20	MM/O	Малиновка	73
IV-2-15	MM/O	Большекаркалинское	74

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-16	ММ/О	Родионовское (Стерлибашевское)	74
IV-2-19	ММ/О	Дмитриевское	74
IV-5-42	ММ	Салаватское	77
IV-6-5	ММ	Аслаевское	89
V-2-2	ММ/О	Булгаровка	79
V-2-3	ММ/О	Столяровское	79
V-2-4	ММ/О	Карагушевское	79
V-2-20	ММ/О	Уральское	79
V-2-21	ММ/О	Прокофьевское	79
V-2-22	ММ/О	Куксырский рудник	79
V-2-24	ММ/О	Лаврентьевский рудник	79
V-2-27	ММ/О	Мелеузовский рудник	79
V-2-28	ММ/О	Такеевский рудник I	79
V-2-29	ММ/О	Такеевский рудник II	79
V-2-34	ММ/О	Саратовское	79
V-2-35	ММ/О	Верхнемуталовское I	79
V-2-36	ММ/О	Верхнемуталовское II	79
V-2-41	ММ/О	Строптиловский рудник	79
V-5-39	ММ/Э	Камаганское	56
VI-1-3	ММ/О	Каргалинское	90
VI-2-4	ММ/О	Сандинское	84, 90
VI-2-24	ММ/О	Вознесенское	90
VI-4-5	ММ	Южно-Юлукское (Алгазинский прииск)	85
VI-4-14	ММ/О	Гумеровское	85
VI-5-17	ММ	Юлалы	56
VI-5-31	МК/Э	Юбилейное (I–V залежь)	86
I-6-12	П	Суроямское	89
I-6-6	П	Курминское	89
III-4-29	П	Арепкуловское	70
III-6-131	П	Петропавловское	72
III-6-140	П	Чуромановское	72
IV-5-5	Пм	Аслай	77
IV-5-29	П	Река Уткаль	77
V-2-5	П	Кубакушевское	79
V-2-13	П	Тихвинские рудники I	79
V-2-14	П	Тихвинские рудники II	79
V-2-16	П	Изяк-Сухайлинский рудник	79
V-3-3	П	Михайловское II	80
V-3-12	П	Воскресенское	80

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-18	П	Александровское	80
V-3-19	П	Красноярское	80
V-4-30	П	Тупоргаское	81
V-4-42	П	Тавла I	81
VI-2-7	Пм	Родниковское	84, 89
VI-2-13	Пм	Зерклинское	84, 89
VI-2-16	Пм	Новотроицкое	89
VI-2-25	Пм	Рублевское	84, 89
VI-2-26	Пм	Рождественское	84, 89
VI-3-12	П	Назаровское	84
VI-3-13	П	Алебастровое	84
VI-3-16	П	Сиптуровское	84
VI-3-23	П	Надежденское	84
VI-3-24	П	Гремучее	84
VI-4-2	П	Яратовское	85
VI-4-3	П	Юмашевское	85
VI-4-4	П	Северо-Юлукское	85
VI-4-21	П	Саляховское	85
VI-6-66	П	Нурбайская группа	87
VI-6-67	П	Ай-Джерганское I	87
VI-6-72	П	Ай-Джерганское II	87
Медь, цинк			
III-6-96	МК/Э	Учалинское	56
III-6-97	МК/Э	Ново-Учалинское	56
III-6-98	МК/Э	Южный фланг Учалинского рудного поля	56
III-6-129	МС	Озерное	56
III-6-130	МС	Западно-Озерное (Заозерное)	56
III-6-132	ММ	Новое	72
III-6-133	МК	Им. XIX партсъезда	72
III-6-134	МС	Молодежное	72
III-6-135	МС	Чебачье	72
III-6-136	МС	Талганское	72
IV-6-43	ММ/Э	Александринское	78
V-5-17	ММ/Э	Барк-Узьяк	56
V-5-27	ММ/О	Камышлы-Узьяк	82
V-5-31	ММ	Тубинская группа	82, 90
V-5-32	ММ	Восточно-Кузнечное	82, 90
V-5-40	МК/Э	Сибайское	56
VI-5-2	ММ/О	Троицкое	86

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-5-3	ММ/О	Графское	86
VI-5-12	ММ/Э	Отходы Серменовской ЗИФ	86
VI-5-13	ММ/О	Уваряжское	86
VI-5-14	ММ/О	Япай	86
VI-5-16	ММ/Э	Восточно-Семеновское	56
VI-5-18	ММ/Э	Таш-Тау (сев. и центр. участки)	56
VI-5-19	ММ/Э	Бакр-Тау	56
VI-5-24	ММ/О	Горная Байкара	263
VI-5-27	ММ/Э	Балта-Тау	56
VI-5-25	ММ/О	Абей-Саз	86
VI-5-28	ММ/Э	Майское	56
VI-5-30	ММ	Вишневское	56
VI-5-32	МС	Северо-Подольское	56
VI-5-33	МС	Восточно-Подольское	56
VI-5-35	МК/Э	Подольское	56
VI-5-36	ММ/Э	Октябрьское	56
VI-5-37	ММ/Э	Маканское	263
VI-5-38	ММ/Э	Ташкулинское	263
VI-5-39	ММ/Э	Новомаканское	263
VI-6-60	ММ	Айдырлинское	87
IV-6-1	Пм	Спотыковское	68
IV-6-2	П	Уч. Барсучий	68
IV-6-8	П	Озеро Мартышь	68
IV-6-38	П	Бабарькинский участок	68
Медь, никель			
III-6-40	П	Бирса	72
V-5-12	П	Сунар-Узяк	263
V-5-29	П	Бускунское	82
Свинец, цинк			
I-6-29	ММ/О	Злоказовское	62
II-4-1	ММ/Э	Ивановское	65
III-5-13	ММ/О	Верхне-Аршинское	71
IV-3-36	ММ	Беркутовское	75
V-4-21	ММ/Э	Кужинское	263
I-6-36	П	Андреевское	62
III-4-4	П	Среднекуюргашлинское	70
III-5-12	П	Николаевское	71
III-5-16	Пм	Сухой Ключ	89

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-5-23	П	Талменевское	71
IV-3-23	П	Верх. Зиган	75
IV-3-38	П	Новониколаевское	89
Цинк, свинец, медь			
VI-6-13	ММ	Амурское	87
VI-6-21	П	Без названия	87
VI-6-29	П	Без названия	87
VI-6-45	П	Без названия	87
Никель, кобальт			
IV-6-28	ММ	Арсинское	78
IV-6-34	ММ	Южно-Гемирское	78
V-6-28	ММ	Алексеевское	83
V-6-30	МС/Э	Сахаринское	83
V-6-31	МС	Юго-восточный участок	83
VI-6-61	ММ/О	Ново-Айдырлинское	87
VI-6-68	ММ/О	Старо-Айдырлинское	87
III-6-117	П	Ишмекеевский участок	72
III-6-118	П	Кухты	72
VI-6-6	П	Без названия	87
VI-6-17	П	Без названия	87
VI-6-41	П	Без названия	87
VI-6-50	П	Бриентское	87
Кобальт			
III-5-40	П	Теплое	71
IV-5-25	П	Арвякский участок	77
Молибден			
II-6-20	Пм	Уржумское	89
V-4-24	Пм	Без названия	81
V-4-37	Пм	Без названия	81
V-6-43	Пм	Каменный Мар	83
V-6-58	Пм	Полоцкое	83
VI-6-31	П	Карабутакское	87
Вольфрам			
IV-6-48	П	Балканское I	78
IV-6-49	П	Балканское II	78
IV-6-50	П	Балканское III	78

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-6-79	П	Новобуранное	78
VI-6-42	П	Красногородское	87
VI-6-46	П	Байтукское	87
<b>А л ю м и н и й</b>			
II-4-14	ММ	Серпиевское	65
II-5-13	МС	Новопристанское	90, 89
II-5-14	МС	Кургазакское (Алексеевское)	90, 89
II-5-15	ММ	Покровское	90, 89
II-5-16	ММ/Э	Айское	56
II-5-17	ММ	Улуирское	56
II-5-18	ММ	Новое	56
II-5-39	ММ	Катавское	89
II-5-4	П	Айлинское	89
IV-5-6	П	Азналкинское	77
V-3-5	П	Ерагазинское	80
V-3-11	П	Урюкское	80
<b>В и с м у т</b>			
V-6-40	Пм	Неплюевская жила № 1	83
V-6-44	Пм	Светлая жила № 3	83
V-6-46	Пм	Путь Октября	83
<b>Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы</b>			
<b>Б е р и л л и й</b>			
VI-6-7	П	Северо-Амурское	87
VI-6-43	П	Аландское	87
<b>Т а н т а л , н и о б и й</b>			
II-6-61	ММ	Сибирковское	66
I-6-9	Пм	Козловогорское	89
III-5-30	П	Барангуловское	71
<b>С к а н д и й</b>			
VI-6-11	П	Без названия	87
<b>И т т р и й , и т т е р б и й</b>			
IV-6-42	П	Без названия	78
IV-6-52	П	Без названия	78

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Благородные металлы</b>			
Золото			
П-6-31	РМ	Садомный Ключ	66
П-6-33	РМ	Комья-Курай	66
П-6-40	ММ	Верхне-Атлянское	66
П-6-41	РМ	Адольф-Андреевское	66
П-6-42	РМ	Козловский Лог	66
П-6-48	РМ	Чистогоровское	66
П-6-50	РМ	Кыскыновский Лог 2	66
П-6-51	РМ	Владимирский Лог	66
П-6-53	РМ	Тележный Лог	66
П-6-54	ММ	Кашеевский штук	66
П-6-55	РМ	Меленьгевский Лог	66
П-6-56	РМ	Сибирский Лог	66
П-6-57	РМ	Верхне-Миастинское	66
П-6-60	ММ/О	Абрамовское	66
П-6-64	РМ	Малоиремельская россыпь	56
П-6-65	РМ/Э	«Хвосты» Кучуковского месторождения	263
П-6-69	ММ	Кузьма-Демьяновское	66
П-6-71	РМ	Мулдашевское	66
П-6-73	РМ	Шембайский Надув	66
П-6-78	РМ	Воронцовский Лог	56
П-6-81	РС	Надеждинское	66
П-6-82	РМ	Мулдакаевская	56
П-6-84	РС	Елизаветинское	56
П-6-85	РС	Васильевское	56
П-6-86	ММ	Асфандиаровское	66
П-6-87	РМ	Миасс-Кумач	56
П-6-88	РС	Карасуль	66
П-6-89	РМ	Агышбай	66
П-6-90	РМ	Ясмыкай	66
П-6-91	РМ	Зилинский Лог	66
П-6-92	РМ	Константиновский Лог	66
П-6-93	ММ	Сиратурское	66
П-6-94	РМ	Мало-Кумачинское	66
П-6-95	РМ	Аушкульское	66
П-6-96	РМ	Алтын-Таш	56
П-6-98	РМ	Ям-Тау	66
П-6-99	РМ/Э	Шардатма	263



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-6-101	PM	Каримовское	66
III-5-35	MM	Средний Лог	56
III-5-39	PM/Э	Николаевская	71
III-5-43	MM	Миндякское	56
III-5-44	MM	Отходы Миндякской обогатит. фабрики	56
III-6-2	PM	Яковлевское	72
III-6-4	PM/Э	Александровское	56
III-6-5	MM	Рябковские Горки	72
III-6-9	PM	Благодатное	72
III-6-16	PM	Татлимбетово	72
III-6-17	PM	Бугор	72
III-6-27	MM	Малый Коран	72
III-6-28	MM	Зудилинское	72
III-6-32	PM	Новобалбукское	72
III-6-36	PM	Маломуйнаковское	72
III-6-50	MM	Красная Жила	56
III-6-56	PM/O	Золотой Ключ	72
III-6-59	MM	Северо-Ильинское (Ик-Давлят)	56
III-6-62	PM/Э	Шартымская	56
III-6-64	MC/Э	Муртыкты	56
III-6-65	PM/O	Фидер	72
III-6-67	PM	Ургунская	72
III-6-81	PM	Тарлау	56
III-6-85	PM	Воронинское	72
III-6-88	PM	Карашар	56
III-6-91	MM/O	Юж. фланг Ново-Учалинского месторождения	263
III-6-92	PM	Террасовая	263
III-6-93	PM	Кызыл-Ташская	263
III-6-95	PM/Э	Афонинская	56
III-6-99	PM/Э	Низовая	56
III-6-100	PM	Куру-Елга	56, 72
III-6-101	PM	Шанаханское	56, 72
III-6-102	PM	Батмакайская	56, 72
III-6-103	PM	Петропавловская	56, 72
III-6-104	PM	Николаевское	56, 72
III-6-106	MM/Э	Западно-Буйденское (Ганеевское)	56
III-6-107	PM/Э	Непряхинская	56
III-6-108	PM/Э	Александровская	56
III-6-109	PM/Э	Старо-Мариинская	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-6-110	PM/Э	Уразовское	72
III-6-113	MM/Э	Тимофеевское	72, 56
III-6-114	MM/Э	Контрольное 3	72, 56
III-6-115	MC	Ураган-Идрис	72
III-6-116	PM/Э	Марининское	72
III-6-124	MM	Курпалинское	72
III-6-125	MM	Игнатьевское	72
III-6-139	PC	Караелгинская	72
IV-4-35	PM	Кургашля	76
IV-4-39	MM	Урюк-Бар	76
IV-4-40	MM	Рамеева жила	76
IV-4-41	MM	Кургашлинская	76
IV-4-43	PM/Э	Надеждинская	76
IV-4-44	PM/Э	Карасмаяк	76
IV-4-45	PM	Большой Ключ	76
IV-4-50	MM/Э	Горный прииск	76
IV-4-51	MM/Э	Калашникова жила	76
IV-4-53	PM	Авзянская	76, 56
IV-4-54	PM	Каменный ключ	76, 56
IV-4-55	PM	Осиновый Лог (Судовая Поляна)	76
IV-5-32	PM	Крака	71
IV-5-33	PM	Тускуйган	71
IV-5-34	PM	Рясток	71
IV-6-6	PM	Без названия	78
IV-6-7	PM	Спорное	78
IV-6-11	MM/O	Весеннее	78
IV-6-12	MM/O	Красный Партизан	78
IV-6-15	MM/O	Чебачка	78
IV-6-16	MM/O	Чебачье 1	78
IV-6-17	MM/O	Шевченская жила	78
IV-6-18	MM/O	Гусевское	78
IV-6-20	PM	Чекмарская	78
IV-6-21	PM	Большевик	78
IV-6-22	MM/O	Заводское 1	78
IV-6-23	MM/O	Заводское 2	78
IV-6-24	MM/O	Гумеровское	78
IV-6-25	MM/O	Верхнеуральское	78
IV-6-26	MM/O	Известковая жила	78
IV-6-27	PM	Черная речка	78

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-6-30	ММ/О	Старый рудник	78
IV-6-31	ММ/О	Чернореченское 2	78
IV-6-53	РС	Кордонный Лог	78
IV-6-55	РС	Крутой Лог	78
IV-6-58	ММ/О	Верхнесолодянское	78
IV-6-60	ММ/О	Саратовское	78
IV-6-61	ММ/О	Старательское	78
IV-6-62	РМ	Ольгинское	78
IV-6-66	РМ/О	Александро-Невское	78
IV-6-67	ММ/О	Кировское	78
IV-6-68	ММ/О	Евдакимовский прииск	78
IV-6-69	ММ/О	Благодатное	78
IV-6-70	ММ/О	Зайнобское	78
IV-6-71	РМ	Россыпь Песчаного лога	78
IV-6-72	ММ/О	Батырское	78
IV-6-73	ММ/О	Загумбейское	78
IV-6-74	ММ/О	Желанная жила	78
IV-6-75	ММ/О	Соповская жила	78
IV-6-78	ММ/О	Буранное	78
V-4-14	РМ/Э	Кургашлинская	263
V-4-41	РМ	Карманиха	76
V-5-1	РМ	Средняя Аргайда	82
V-5-4	ММ/О	Малое Ярлыкапово	82
V-5-9	РМ	Дарывды	56
V-5-10	ММ/О	Камышлы-Кулак	82
V-5-13	РМ/Э	Султановская	82
V-5-15	РМ	Марининская	82
V-5-16	РМ	Заря	56
V-5-19	ММ/Э	Туба-Каин	56
V-5-20	РМ	Тукан	82
V-5-26	РМ	Япракты	56
V-5-30	РМ	Бускунзяк	56
V-5-33	РМ	Якшидавлет (Урус-Куш)	82
V-5-34	ММ/О	Куртлу-Сутау	82
V-5-37	РС	Гадельша	56
V-6-3	ММ/О	Бахта	83
V-6-4	ММ/О	Наваринское	83
V-6-6	ММ/О	Калугинская жила	83
V-6-7	ММ/О	Албанское	83
V-6-10	ММ/О	Роза	83

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-6-12	ММ/О	Алтын	83
V-6-13	ММ/О	Джугофаровский прииск	83
V-6-14	ММ/О	Мимоходное	83
V-6-16	ММ/О	Загумбейское	83
V-6-17	ММ	Шафиковский прииск	83
V-6-20	РМ	Шафиковский прииск	83
V-6-23	ММ/О	Трудовое	83
V-6-24	ММ/О	Сахара	83
V-6-25	ММ/О	Азиатский прииск	83
V-6-26	ММ/О	Золотой кряж	83
V-6-34	РС	Александровский прииск	83
V-6-37	ММ	Александровский прииск	83
V-6-41	ММ/О	Неплюевский прииск	83
V-6-51	РМ/О	Вознесенское	83
V-6-53	ММ/О	Никалаевское	83
V-6-54	ММ/О	Султановское	83
V-6-55	ММ/О	Сакмарское	83
V-6-56	ММ/О	Бахтияровское	83
V-6-57	ММ/О	Бектеревское	83
V-6-61	ММ/О	11 лет Октября	83
V-6-62	ММ	Золотые разработки	83
VI-4-6	РМ	Битяу-Куняк	85
VI-4-8	РМ	Рулумбик (М. Сюрень)	85
VI-4-12	РМ	Шариха	85
VI-4-13	РМ	Бол. Сюрень	85
VI-4-17	РМ	Бол. Шар	85
VI-5-1	ММ/О	Куль-Юрт-Тау	86
VI-5-5	РС/Э	Таналькская россыпь	56
VI-5-10	РМ	Шурале	56
VI-5-11	РМ	Ольховская	56
VI-5-15	ММ	Звездное	56
VI-5-23	ММ	Утреннее	56
VI-5-26	ММ/Э	Санкым	86
VI-6-32	РМ/Э	Михайловская полоса	87
VI-6-33	ММ/Э	Каменское	87
VI-6-34	ММ/О	Кировское	87
VI-6-37	РМ	Колчино-Болотовское	87
VI-6-47	ММ/О	Калугинское	87
VI-6-48	ММ/О	Капризное	87
VI-6-49	ММ/О	Мамоновское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-6-52	ММ/О	Фзули	87
VI-6-56	ММ/О	Прямые жилы	87
VI-6-57	ММ/О	Ольгинское	87
III-6-82	П	Стефановское (Каморзинское)	72
III-6-83	П	Стахановское	72
III-6-127	П	Петропавловское	72
IV-6-33	П	Каменный Плес	89
V-4-10	Пм	Без названия	81
V-4-18	Пм	Без названия	81
V-4-27	П	Узянское	81
V-4-33	Пм	Без названия	81
V-4-43	П	Тавла II	81
V-6-9	П	Без названия	83
V-6-11	П	Без названия	83
V-6-15	П	Без названия	83
V-6-35	Пм	Без названия	83
V-6-39	П	Проявление горы Браиловская	83
VI-4-19	П	Зилаирское	85
VI-6-12	П	Без названия	87
VI-6-16	П	Калиненское	87
VI-6-27	П	Восточно-Кировское	87
VI-6-28	П	Новооренбургское	87
VI-6-30	П	Шелковское	87
VI-6-53	П	Южно-Бриентское	87
Золото, платина			
II-6-37	РМ	Косой Пласт	66
II-6-38	РМ	Самоварчик	66
II-6-43	РМ	Кондратьевский Лог	66
II-6-44	РК/Э	Россыпь р. Атлян	66
II-6-58	РС	Ташкуторганское	66
II-6-59	РС	Верхне-Миасское	66
II-6-66	РС	Большой Иремель	66
II-6-67	РС	Глафино-Иннокентьевское	66
II-6-68	РС	Устиновское I	66
II-6-75	РМ/О	Убалы	66
II-6-76	РМ	Джамбет	56
II-6-77	РМ	Сулеймановское	56
II-6-83	РМ	Кумач	66
III-6-22	РК	Краснохтинская	72

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-6-23	РК	Уйская	72
III-6-43	РМ	Султан	72
III-6-89	РМ/Э	Муринская	72
III-5-1	П	Северотюлюкское	71
III-5-5	П	Южнотюлюкское	71
III-5-9	Пм	Обн. 4506	71
III-5-26	П	Обн. 7094	71
Золото, вольфрам			
VI-6-59	ММ/О	Айдырлинское	87
VI-6-64	ММ/О	Павловское	87
VI-6-70	ММ/О	Степановское	87
VI-6-71	ММ/О	Фаудовское	87
III-6-111	П	Ахуновское	72
III-6-112	П	Пик-Тау	72
Золото, серебро			
III-6-141	ММ/Э	Западный Курасан	72
IV-6-3	ММ	Промежуточный участок	78
IV-6-4	ММ	Южный Курасан	78
IV-6-13	МС/О	Красинское	78
V-5-7	ММ/О	Акамбет	82
III-6-71	П	Толстуха	72
Платина			
III-6-1	Пм	Река Сухая	72
III-6-3	Пм	Река Бол.Черная	72
III-6-6	Пм	В 1 км к северу от д. Абсалямово	72
III-6-8	Пм	Левобережье руч. Курыелга (истоки)	72
III-6-12	Пм	Левобережье руч. Карашар (истоки)	72
III-6-13	Пм	Гора Аваяк (ск. Караагыр)	72
III-6-14	Пм	Гора Бол. Ягодная	72
III-6-25	Пм	Гора Вишневая	72
III-6-26	Пм	Северный склон горы Соболева	72
III-6-29	Пм	Ур. Ургиялан	72
III-6-35	Пм	Гора Соколиная	72
III-6-39	Пм	Река Урдаза (нижнее течение)	72
III-6-42	Пм	Гора Круглая	72
III-6-44	Пм	Река Ольховка (вост. окр. д. Кочнева)	72
III-6-48	Пм	Западный склон горы Мал. Ипрахта	72
III-6-57	Пм	Северный склон горы Карабаскан	72

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-6-58	Пм	Восточный склон горы Карабаскан	72
III-6-69	Пм	Руч. Юлгавар	72
III-6-73	Пм	Истоки р. Мал. Тусту	72
III-6-74	Пм	Левобережье р. Тарлау (истоки)	72
III-6-87	Пм	Северный склон горы Кирябинское	72
V-4-19	П	Муильтюба	81
V-4-40	Пм	Без названия	81
<b>Платина, золото</b>			
III-5-2	Пм	Обн. 1253	71
III-5-14	П	Обн. 7011-3	71
III-5-15	Пм	Обн. 5384-9	71
III-5-19	П	Обн. 5775	71
III-5-20	П	Обн. 7031-2	71
III-5-21	П	Обн. 5268	71
III-5-29	П	Обн. 5932	71
III-5-31	Пм	Обн. 7111	71
<b>Радиоактивные элементы</b>			
<b>Уран</b>			
IV-6-76	ММ	Агаповское	78
III-6-7	П	Ягодное	72
III-6-15	П	Северный Аваляк	72
III-6-77	П	Юлдашевское (Осеннее)	72
<b>Уран, торий</b>			
VI-6-36	П	Белозерское	87
<b>НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>			
<b>Оптические материалы</b>			
<b>Кварц оптический</b>			
V-6-63	ММ	Новинское	83
VI-4-22	ММ	Новотроицкое	56
VI-4-26	ММ/Э	Караяновское	56
I-6-13	П	Курминское	89
III-5-17	П	Махмутовское	71
III-5-24	Пм	Верхне-Миселинское	71
III-6-84	П	Фоминское	72
IV-6-45	П	Синие Васильки I	78
IV-6-46	П	Синие Васильки II	78

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-7	П	Талгыскан	80
V-4-28	П	Байгазинское	81
V-4-47	П	Кананикольское	81
V-6-5	П	Имбектильское	83
V-6-49	П	Участок № 7	83
VI-4-24	П	Маячная Гора	85
VI-4-25	П	Глиняные Ямы	85
<b>Ф л ю о р и т</b>			
IV-4-9	МС	Суранское	56
IV-4-22	П	Большеинзерское	76
<b>Химическое сырье</b>			
<b>С е р а</b>			
III-2-7	Пм	Бекетовское	68
<b>Б а р и т</b>			
II-6-5	МС	Медведевское	66
II-6-97	ММ	Хуторское	66
IV-4-66	ММ	Брежневское	76
V-4-20	МК	Кужинское	81
V-6-33	ММ/О	Муртазинское	83
I-6-5	П	Баритовая жила	90, 89
I-6-32	П	Маломиассовская	89
III-4-1	П	Среднекуйугашлинское	70
IV-4-16	П	Зилимское	76
IV-4-80	П	Акбалсыксинское	76
IV-6-47	П	Александринское	89
V-4-1	П	Кальтягауское	81
V-4-2	Пм	Без названия	81
V-4-9	Пм	Без названия	81
V-4-11	Пм	Без названия	81
V-4-12	П	Галиакберовское	81
V-4-23	П	Кайраклинское	81
IV-4-56	ПГХО	Без названия	76
IV-4-78	ПГХО	Без названия	76
<b>Известняк химический</b>			
IV-3-14	МК	Юрак-Тай	56
IV-3-20	МК/Э	Шах-Тай	56



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-25	ММ	Тра-Тау	56
V-5-11	МК	Альмухаметовское	56
<b>Известняк, доломит (флюс)</b>			
II-4-12	МК/Э	Улу-Теляжское	56
II-5-12	МК	Новопристанское	89
II-6-34	МК	Атлянское	66
III-5-36	ММ	Катайское	56
IV-4-1	ММ	Лапыштинское	76
IV-4-4	ММ	Каргалинская Запань	76
IV-4-37	ММ	Уч. Узьянский	76
IV-4-72	ММ	Уч. Ашкарский	76
IV-4-87	ММ	Уч. Нижне-Апшакский	76
IV-5-4	МС	Усть-Нурское	76
IV-5-9	МК/Э	Пугачевское	56
V-6-2	МК/Э	Агаповское	83
<b>Минеральные удобрения</b>			
<b>Фосфатные</b>			
<b>Фосфорит</b>			
II-4-2	ММ	Кукашкинское	89
II-4-3	ММ	Симское	89
II-4-10	ММ	Ашинское	65
V-3-1	ММ	Селеукское	75
VI-3-21	ММ	Кугарчинское	84
II-5-11	П	Лаклинское	89
III-3-13	П	Улутауское	69
III-3-17	П	Аскынское	69
III-4-8	П	Киндерля	70
IV-3-24	П	Нов. Шихан	75
IV-3-32	П	Арларовское	75
V-3-14	П	Калинов Куст	80
V-3-17	П	Хлебодаровское	80
V-3-21	П	Нугушское	80
V-3-22	П	Куюргазинское	80
VI-2-23	П	Ключевское	84, 89
<b>Керамическое и огнеупорное сырье</b>			
<b>Кварц керамический</b>			
II-6-17	П	Темное Царство	66

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Песок кварцевый</b>			
IV-2-43	ММ/Э	Корнеевское	56
<b>Полевой шпат</b>			
III-4-11	МК/Э	Бирьянское	70
<b>Пегматит керамический</b>			
II-6-16	П	Сыростанское	66
<b>Каолин</b>			
IV-6-19	ММ	Гвоздовское	89
V-6-18	ММ	Аблязовское	83
V-6-32	МС	Еленинское	83
IV-6-35	П	Ржавское I	78
IV-6-36	П	Ржавское II	78
<b>Глины огнеупорные и тугоплавкие</b>			
I-4-3	ММ	Курбатовское	60
II-3-5	ММ	Тавтимановское	56
II-3-9	ММ/Э	Искра	56
III-3-16	ММ/Э	Ефремкинско-Матросовское	69
IV-2-18	ММ	Мурдашевское (I и II участки)	56
IV-3-9	ММ/Э	Талалаевское	56
IV-5-3	ММ/Э	Ахмеровское	56
VI-2-2	ММ/Э	Сандинское	56
V-2-9	П	Гавриловское	79
<b>Кианит</b>			
I-6-22	Пм	Гора Камушек	89
I-6-27	Пм	Гора Тараташ	89
<b>Пиррофиллит</b>			
VI-5-1	МС/Э	Куль-Юрт-Тау	56
<b>Абразивные материалы</b>			
<b>Гранат</b>			
II-6-1	МС	Ицильское	56
<b>Камни точильные и полировочные</b>			
II-5-7	П	Туй-Тюбинское	89

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Горнотехническое сырье</b>			
<b>Асбест</b>			
III-6-90	МК	Уразовское	153
III-6-137	ММ	Янтык-Баш	153
IV-5-22	ММ	Абзаковское	153
IV-5-28	ММ	Натальинский рудник	76
III-5-37	П	Рафиковское	71
VI-4-1	П	Иткулово I	85
VI-4-10	П	Куватовское	85
VI-6-39	П	Кировское	87
<b>Мусковит</b>			
IV-6-63	ММ	Ольгинское	78
II-6-14	П	Златоустовское	66
<b>Вермикулит</b>			
V-6-19	МС	Субутакское	83
V-6-21	ММ	Михайловское	83
<b>Тальк</b>			
II-6-39	МК/Э	Сыростанское	66
II-6-46	МК/Э	Урал-Дача	66
II-6-62	ММ	Козьмо-Демьяновское	56
II-6-63	ММ	Барсучий перевал	263
III-6-33	ММ/Э	Кирибинское	56
III-6-34	ММ/Э	Пугачевское	56
III-6-54	ММ	Темляковское	72
III-6-55	ММ	Абдулбакаевское	72
III-6-60	ММ	Заматокинский участок	72
III-6-61	ММ	Карашорский участок	72
III-6-66	ММ/Э	Абдул-Касимовское	56
V-4-39	П	Баимовское	81
V-4-46	П	Яланское	81
V-4-48	П	Матимское	81
<b>Графит</b>			
I-6-11	П	Курминское	62
I-6-28	П	Шунгинское	62
I-6-35	П	Таганайское	89

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Магнезит</b>			
II-5-22	МК/Э	Саткинское	14, 89
II-6-25	МС	Гологорское	89
II-6-26	МС	Волчегорское	89
II-6-27	МС	Степное	89
II-6-28	ММ	Березовское	66
II-6-39	МК/Э	Сыростанское	66
II-6-46	МК/Э	Урал-Дача	66
IV-4-36	МК/Э	Исмакаевское	76, 153
IV-5-1	ММ	Кызыл-Ташское	76
III-4-35	П	Юшинское	70
III-5-42	П	Азналинское	71
III-5-45	П	Егорьевская Поляна	71
V-4-16	П	Яру	81
V-4-17	П	Ургыбаш	81
VI-3-15	П	Пресняковское	89
<b>Цеолиты</b>			
VI-5-22	П	Тузбекское	263
<b>Драгоценные и поделочные камни</b>			
<b>Алмазы</b>			
I-6-15	П	Аргазинское 3	263
I-6-17	П	Аргазинское 2	263
I-6-24	П	Аргазинское 1	263
II-5-3	П	Нижне-Юрюзанское 1	263
II-5-6	П	Лаклинское	263
II-5-8	П	Новопристанское	263
II-5-10	П	Река Юрюзань 3	263
II-5-19	П	Река Юрюзань 2	263
II-5-23	П	Река Минка	263
II-5-25	П	Нижне-Юрюзанское 2	263
II-5-34	П	Река Юрюзань 1	263
III-3-22	П	Река Зилимский	263
III-4-24	П	Река Зилим	263
III-5-22	П	Тирлянское 2	263
III-5-28	П	Тирлянское 1	263
IV-3-11	П	Река Раузяк	263
IV-3-17	П	Макаровское 2	263

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-21	П	Макаровское 1	263
IV-4-38	П	Узянское	263
IV-4-46	П	Шатакское	263
IV-4-57	П	Кагинское	263
IV-5-2	П	Ахмеровское	263
IV-5-7	П	Река Кадыш 2	263
IV-5-10	П	Река Карасаз	263
IV-5-11	П	Маярдакское	263
IV-5-13	П	Река Кадыш 1	263
IV-5-14	П	Река Буганак	263
IV-5-16	П	Река Яндык	263
IV-5-18	П	Нижне-Серменевское	263
V-3-13	П	Привольновское 3	263
V-3-16	П	Привольновское 2	263
V-3-20	П	Привольновское 1	263
V-3-23	П	Река Вашар	263
V-3-24	П	Биккузинское 1	263
V-3-26	П	Актюбинское 1	263
V-3-27	П	Биккузинское 2	263
V-3-28	П	Актюбинское 3	263
V-3-29	П	Актюбинское 2	263
V-3-31	П	Воскресенское	263
V-4-13	П	Байнозаровское	263
V-4-29	П	Южно-Узянское	263
V-4-31	П	Старо-Субхангуловское	263
V-4-32	П	Бурзянское 2	263
V-4-34	П	Террасовое	263
V-4-35	П	Бурзянское 1	263
VI-4-7	П	Река Рулумбик	263
II-5-9	ШО	Без названия	263
III-5-10	ШО	Без названия	263
IV-3--26	ШО	Макарово-Нугушский	263
IV-4-15	ШО	Без названия	263
IV-4-49	ШО	Кагинская	263
IV-5-12	ШО	Без названия	263
V-4-25	ШО	Бурзянская	263
VI-4-9	ШО	Без названия	263
VI-4-20	ШО	Без названия	263
Я ш м а			
II-6-80	ММ	Мулдакаевское	56
III-6-18	ММ	Сиаль-Тау	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-6-19	ММ	Карагаз-Тау	56
III-6-20	ММ	Таш-Казган 2	56
III-6-21	ММ	Тунгатаровское	56
III-6-37	ММ	Верхний Бай-Султан	56
III-6-38	ММ	Сарбайское	72
III-6-68	ММ	Сафаровское	56
III-6-72	МС	Калканское	72
III-6-121	ММ	Западно-Курпалинское	72
III-6-122	ММ	Янтульское	72
III-6-123	ММ	Зириклинское	72
III-6-128	МС	Ишкиновское	72
III-6-138	ММ	Наврузовское	263
IV-5-35	П	Ташбулатовское	263
IV-6-40	П	Бабарыкинское	78
V-5-36	П	Бугулыгыр	82
VI-5-29	П	Мурзинское	86
<b>А в а н т ю р и н</b>			
II-6-4	ММ	Таганайское (Откликной Гребень)	66
II-6-6	ММ	Тесьминское (Каменная река)	66
<b>Н е ф р и т</b>			
II-6-70	П	Козьма-Демьяновское	66
V-4-15	П	Кильдигуловское	81
V-4-38	П	Кеуштинское	81
<b>О ф и к а л ь ц и т</b>			
II-6-9	ММ	Шишимское (Медведевское)	66
II-6-35	МК	Черешковское (Саткинское)	66
<b>Строительные материалы</b>			
<b>Магматические породы</b>			
<b>Кислые интрузивные породы</b>			
II-6-23	МК/Э	Сыростанское	66
II-6-29	МК/Э	Хребетское	66
III-6-63	МК/Э	Мансуровское	56
III-6-105	МС/Э	Ташмурунское	56
III-6-119	ММ	Ахуновское	72
IV-6-29	ММ/Э	Кассельское	78
IV-6-32	МС	Без названия	78
IV-6-41	МК/Э	Малый Куйбас	78

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-6-54	МК/Э	Березовское (гора Березовая)	78
IV-6-65	ММ/Э	Янгыз-Каин	78
V-6-1	МС/Э	Новобурановское	83
V-6-22	МК/Э	Джабыкский карьер	83
VI-6-9	ММ/О	Чекинское	87
VI-6-10	ММ/Э	Амурское	87
VI-6-18	ММ/Э	Богдановское	87
VI-6-38	МС/О	Аландское	87
VI-6-44	МС	Суундукское	87
VI-6-51	ММ/О	Красногородское	87
Средние интрузивные породы			
III-6-49	МК/Э	Сангалыкское	56
III-6-70	ММ/Э	Илектинское	263
V-5-23	ММ/Э	Улузбиикское	56
V-5-24	ММ/Э	Северо-Бускунское	56
VI-5-5	ММ/Э	Янгизитовское	263
Основные и ультраосновные интрузивные породы			
III-6-30	ММ	Мониторное	72
III-6-31	ММ/Э	Алехинский	263
III-6-79	ММ	Ургунское	56
III-6-126	МК	Западно-Озерное	56
V-5-18	ММ/Э	Улянды-Кульское	56
V-5-25	ММ/Э	Верхнебасаевский	263
V-5-28	ММ/Э	Южно-Япрактинское	263
VI-4-11	МК/Э	Искужинское	56
VI-5-10	МК	Шраутауское	153
Эффузивные породы			
III-6-94	МК/Э	Учалинское (отвалы)	56
IV-5-21	МК/Э	Абзаковское	56
IV-5-23	ММ/Э	Уч. Новоабзаковский	56
IV-6-37	МК	Петровское	78
IV-6-39	МК	Гумбейское	78
IV-6-51	ММ/Э	Среднеуральское	78
V-5-2	МС/Э	Кулукасовское	56
V-6-8	МС	Пещерское	83
VI-5-19	МК	Бакр-Тау	56
VI-5-20	МС	Таш-Тау	56
VI-5-34	МК	Тамаковское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Карбонатные породы</b>			
<b>Мраморы</b>			
II-6-11	ММ/Э	Шишимское (Медведевское)	66
II-6-12	ММ/Э	Тундушское	66
VI-6-62	МК/Э	Айдырлинское	87
VI-6-65	ММ/Э	Кваркенское	87
VI-6-73	ММ/Э	Южно-Айдырлинское	87
I-6-26	П	2-й км Ю-В горы Карандаш	89
<b>Известняк</b>			
I-2-5	ММ	Ново-Тазларовское	56
I-2-6	ММ	Утягановское	56
I-2-9	ММ	Мало-Сухоязовское	56
I-3-2	ММ/Э	Якуповский	263
I-3-3	ММ/Э	Якуповский II	263
I-3-4	ММ	Байкинское	56
I-3-6	ММ	Бабаевское	56
I-3-8	МК	Урюшское	56
I-3-9	МС	Угрюмовское	56
I-3-11	МС/Э	Мало-Мещеринское	56
I-3-12	МС	Красноключанское	56
I-4-2	ММ	Сальевское	56
I-4-4	МС	Малиновое	263, 89
I-4-5	ММ	Дуванское	56
I-5-2	ММ	Муслимовское	56
I-5-4	ММ	Большеустькинское	263
I-5-10	ММ/Э	Подреченская гора	263
I-5-12	ММ/Э	Леуза	61
I-5-13	ММ	Тугузлинское	56
I-6-30	МК/Э	Злоказовское	89
II-1-7	ММ	Кусекеевское	263
II-1-11	ММ	Старосаннинское	56
II-4-4	ММ	Миньярское (гора Рудничная)	65
II-4-8	ММ	Казаякское (гора Чумчар-Тау)	56
II-4-9	МК/Э	Казаякское (гора Малая Змеиная)	56
II-5-5	ММ	Кызырбакское	56
II-5-20	ММ/Э	Уч. Юнусовский	263
II-5-21	МК/Э	Мурсалимкинское	56
II-5-38	МС	Троицкая каменоломня	89



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-15	ММ	Красно-Зарницкое	56
III-1-16	ММ	Белебеевское	56
III-1-17	ММ	Петровское	56
III-1-18	ММ	Междугорное	56
III-2-1	ММ	Вехние Термы	56
III-2-3	ММ	Ново-Абдулинское	56
III-3-8	ММ/Э	Кинтерлинское	56
III-3-9	ММ/Э	Уч. Калиновский	263
III-3-24	ММ	Нижне-Лекандинское	56
III-3-28	ММ	Воскресенское	56
III-4-3	МК	Мулдакаевское	89
III-4-6	МС	Бедряшское	89
III-4-12	ММ/Э	Бриш	263
III-4-15	ММ	Ассынское	263
III-4-18	МК/Э	Александровское	56
III-4-19	ММ/Э	Инзерское (Южный участок)	56
III-4-21	ММ/Э	Нукатовское	263
III-6-11	ММ	Вознесенское	72
III-6-45	МК	Рысаевское	263
III-6-47	ММ	Уйское	72
III-6-77	ММ	Калканское	72
III-6-86	МК/Э	Юлдашевское	56
IV-1-2	МК	Аврюзовское	56
IV-1-3	МС	Шафрановское	56
IV-1-9	ММ	Мияки-Тамакское	56
IV-1-10	ММ	Чулпанское	56
IV-1-12	ММ	Кармалинское	56
IV-1-15	ММ	Тамьяновское	56
IV-1-16	ММ	Башировское	56
IV-3-4	ММ/Э	Дальний Тюлькас	263
IV-3-16	ММ	Куш-Тау	75
IV-5-15	ММ	Арский камень	56
IV-5-17	ММ/Э	Кадыш	56
IV-5-41	МС/Э	Смеловское	76
IV-5-50	ММ	Утягановское	56
IV-5-52	ММ	Северо-Амангильдинское	56
IV-5-53	ММ	Амангильдинское	56
IV-6-80	ММ	Агаповское 2	78
V-3-2	ММ/Э	Ташлы-Тау	56
V-3-8	ММ	Гремячинское	263

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-3-32	ММ	Бикбулатовское	80
V-3-37	МС	Подгорненское	56
V-5-3	ММ/Э	Рыскужинское	56
V-5-6	МС/Э	Янгельское	263
V-5-38	МК/Э	Худолазское	56
VI-2-17	МС/Э	Октябрьское	90
VI-3-11	ММ	Ургинское	56
VI-3-22	ММ/Э	Богдановское	263
VI-4-23	ММ	Юлбарсовское	263
VI-5-21	МС/Э	Пугачевское	56
VI-6-20	ММ/О	Новопотоцкое	87
VI-6-24	ММ/О	Богдановское	87
VI-6-25	ММ/О	Коминтерн	87
VI-6-35	ММ/Э	Андрианопольское	87
VI-6-54	ММ/Э	Кваркенское 1	87
VI-6-55	ММ/Э	Кваркенское 2	87
Д о л о м и т			
I-3-13	МС	Ильинское	56
II-5-22	МК/Э	Саткинское	89
II-5-37	МК/Э	Восточное	89
II-6-15	МК	Бердяушское	66
II-6-18	МС	Гараневское I	66
II-6-28	ММ	Березовское	66
IV-3-3	ММ/Э	Ташлинское (уч. Усольский)	56
IV-3-5	МС/Э	Ташлинское	56
IV-4-14	МК	Зилимское	76
IV-4-67	ММ	Уч. Бельский	76
IV-4-68	ММ	Уч. Нижне-Авзянский	76
IV-4-69	ММ	Уч. Восточно-Авзянский	76
IV-4-71	ММ	Уч. Шилимовский	76
IV-4-82	ММ	Уч. Мурадымовский	76
IV-6-77	МС/Э	Лисьегорское (Агаповское I)	78
V-3-9	ММ	Гремячинское	56
V-4-22	МС/Э	«13-й км»	56
VI-6-58	ММ/Э	Кваркенское	87
М е р г е л ь			
II-5-41	МК/Э	Гора Груздовик	89
II-5-43	МС	Обухова Распашка	89
III-4-22	МК	Инзерское (Гумбинское)	70

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
<b>Глинистые породы</b>			
Глины и суглинки кирпичные и черепичные			
I-1-14	ММ/Э	Калтасинское 1	56
I-1-15	ММ/Э	Калтасинское 2	56
I-1-16	ММ/Э	Александровское 2	56
I-1-21	ММ/Э	Ново-Нагаевское	56
I-1-22	ММ/Э	Можарское-Восточное	56
I-1-23	ММ/Э	Можарское	56
I-1-32	ММ/Э	Андреевское	56
I-1-33	ММ/Э	Андреевское 2	56
I-1-34	ММ/Э	Шидалинское	263
I-1-45	ММ/Э	Старо-Балтачевское	56
I-1-51	ММ	Старокуктовское	56
I-1-56	ММ/Э	Асяновское	56
I-2-12	ММ	Киебаковское	56
I-2-13	ММ/Э	Сейтяковское	56
I-2-17	ММ/Э	Бураевское	56
I-2-20	ММ/Э	Уч. Верхнекарышевский	263
I-2-23	ММ	Азякское	56
I-2-27	ММ	Чураевское	56
I-2-34	ММ	Ново-Бадраковское	56
I-2-36	ММ/Э	Мишкинское	56
I-2-42	ММ	Старо-Акбулатовское	56
I-2-45	ММ	Бирское	56
I-2-48	ММ/Э	Понаморевское	56
I-3-19	ММ/Э	Богазское	56
I-3-21	ММ	Артакульское	56
I-3-26	ММ	Новоселковское	56
I-3-30	ММ	Нагрединское	56
I-4-12	ММ	Ярославское	56
I-4-15	ММ	Черганское	56
I-4-20	ММ	Улькунденское	56
I-4-22	ММ	Махмутовское	56
I-5-14	ММ/Э	Мало-Устьикинское	56
I-5-16	ММ	Кызылбаевское	56
I-5-18	ММ	Карлыхановское	56
I-5-26	ММ/Э	Атаршинское	56
I-5-27	ММ/Э	Белокатайское	61
I-5-34	ММ	Ураковское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-5-37	ММ/Э	Новоайское	56
I-5-45	ММ	Верхне-Кигинское	56
I-5-46	ММ	Южно-Кигинское	56
I-6-40	ММ	Алла-Елгинское	56
II-1-17	ММ/Э	Новокутовское	56
II-1-18	ММ/Э	Чекмагушевское	56
II-1-22	ММ	Старокуручевское 1	56
II-1-25	ММ	Резяповское	56
II-1-27	ММ	Юмашевское	56
II-1-28	ММ	Аблаевское	56
II-1-30	ММ	Юношеское	56
II-1-34	МС	Старотумбагушевское	56
II-1-35	ММ	Акбарисовское	56
II-1-36	ММ/Э	Тавларовское	56
II-1-37	ММ	Енахметовское	56
II-1-41	ММ/Э	Мирное	56
II-2-18	ММ/Э	Курмашевское	56
II-2-19	ММ/Э	Кушнарниковское	63
II-2-25	ММ	Николаевское	56
II-2-29	ММ	Благовещенское I	263, 63
II-2-30	ММ	Благовещенское II	263, 63
II-2-38	ММ/Э	Уфимское	56
II-2-39	ММ	Шемякское 1	56
II-2-41	ММ	Языковское	56
II-3-16	ММ	Бедеево-Полянское	56
II-3-25	ММ	Волковское	56
II-3-27	ММ	Красногорское	56
II-3-38	ММ	Тавтимановское	56
II-3-39	ММ/Э	Кляшевское	56
II-3-42	ММ	Иглинское (Крестовая гора)	56
II-3-53	ММ/Э	Русско-Юрмашинское	56
II-3-54	ММ/Э	Курочкинское	56
II-3-55	ММ/Э	Федоровское	56
II-4-18	ММ	Улу-Телякское	65
II-5-52	ММ	Язги-Юртовское	56
II-5-54	ММ	Чебаркульское	56
II-5-55	ММ	Кызырбакское	56
II-5-58	МС	Мурсалимкинское	89
III-1-34	МК/Э	Мурадымовское	56
III-1-37	ММ/Э	Белебеевское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-42	ММ	Кармышевское	56
III-1-43	ММ	Идрисовское	263
III-2-19	ММ	Чесноковское	56
III-2-20	ММ	Илькашевское	68, 263
III-2-21	ММ	Чишминское I	68, 263
III-2-26	ММ/Э	Бабиновское	56
III-2-31	ММ	Кузьминоское	56
III-2-32	ММ	Петряковское	56
III-2-33	ММ	Старо-Мусинское	56
III-2-34	ММ	Старо-Давлекановское	56
III-2-37	ММ/Э	Толбазинское	56
III-3-29	ММ	Волковское	56
III-3-38	ММ	Кабаковское	56
III-3-44	ММ	Савалеевское	56
III-3-45	ММ	Чапаевское	56
III-3-47	ММ	Князевское	56
III-3-48	ММ	Сарт-Наурузовское	56
III-3-58	ММ	Утяшевское	56
III-3-64	ММ	Ново-Федоровское	56
III-4-38	ММ	Азовское	56
III-5-46	ММ	Тирлянское	56
III-6-143	ММ	Юлдашевское	263
III-6-145	ММ/Э	Восточно-Учалинское	56
III-6-147	ММ	Мало-Учалинское	56
III-6-148	ММ	Наурузовское	56
IV-1-22	ММ	Кош-Елгинское	56
IV-1-24	ММ	Гайниямакское	56
IV-1-26	ММ	Милисоновское	56
IV-1-27	ММ	Балгазинское	56
IV-1-28	ММ/Э	Чулпанское	56
IV-1-30	ММ/Э	Кызыл-Чишминское	56
IV-1-33	ММ	Ерлыковское	263
IV-1-35	ММ/Э	Аитовское	56
IV-2-20	МС	Софипольское	263
IV-2-23	ММ	Сахановское	56
IV-2-31	ММ/Э	Байракское	56
IV-2-36	ММ	Стерлибашевское	56
IV-2-38	ММ	Мало-Аллагуватское	74
IV-2-40	МС/Э	Мурдашевское	56
IV-3-42	ММ	Дарьинское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-44	ММ	Самарское	56
IV-3-50	МК/Э	Талалаевское (участок Восточный)	263
IV-3-51	МС/Э	Талалаевское	56
IV-3-52	ММ/Э	Куганакское (2-й участок)	56
IV-3-53	ММ/Э	Восточно-Куганакское	56
IV-3-66	ММ	Янги-Аульское	75
IV-3-70	ММ	Урман-Бишкадакское	56
IV-3-71	ММ	Карагайновское	56
IV-3-80	ММ	Тюринское	56
IV-4-88	ММ	Зигазинское	56
IV-4-90	ММ	Авзянское	76
IV-5-54	ММ	Пугачевское	56
IV-5-55	ММ/Э	Ломовское	56
IV-5-62	ММ/Э	Тупаковское	56
IV-5-64	ММ	Красная Башкирия	56
IV-6-81	МК/Э	Нагайбакское	78
IV-6-82	МК	Сухореченское	78
V-2-54	ММ/Э	Алешкин Мост	56
V-2-56	ММ	Федотовское	56
V-2-59	ММ	Самаровское	56
V-2-62	ММ/Э	Каранское	56
V-2-63	ММ/Э	Самойловское	56
V-2-70	ММ/Э	Алексеевское	56
V-2-73	ММ/Э	Заводское	56, 79
V-2-74	ММ/Э	Ермолаевское	56, 79
V-2-76	МС	Маячное	263
V-3-40	ММ/Э	Юмагузинское	56
V-4-51	ММ	Алакуян	56
V-4-52	ММ	Старосубхангуловское	56
V-5-42	ММ	Янгельское	56
V-5-45	ММ	Темясовское	56
V-5-47	ММ/Э	Худолазовское	56
V-5-48	ММ/Э	Карагайлинское	56
V-5-49	ММ/Э	Сибайское	56
VI-3-25	МС	Ново-Михайловское	56
VI-3-26	ММ	Ново-Петровское	56
VI-3-35	ММ	Павловское	56
VI-4-27	ММ	Сакмарское	56
VI-4-30	ММ	Зилаирское	56
VI-5-41	ММ	Баймакское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-5-42	ММ	Баймакское 1	56
VI-5-43	ММ	Мурзабулатовское	56
VI-5-44	ММ	Яковлевское	56
VI-5-46	ММ	Алибаевское	56
VI-5-47	ММ	Верхне-Салимовское	56
VI-5-48	ММ	Подольское	56
<b>Глины для цементного производства</b>			
II-5-57	ММ/Э	Мурсалимкинское	263
IV-2-28	ММ	Стерлитамакское III	74
IV-3-62	МК	Красноярское	56
IV-3-65	МК/Э	Мичуринское	56
<b>Глины керамзитовые</b>			
I-2-35	ММ	Бадраковское	56
II-3-32	ММ	Сургучное	56
II-3-40	ММ	Тавтимановское	56
II-3-41	ММ	Шляпинское	56
II-3-52	МК/Э	Касимовское	56
III-3-37	ММ/Э	Сальзегутовское	56
IV-3-61	ММ	Михайловское	56
<b>Сланцы кровельные</b>			
II-6-45	ММ/Э	Атлянское	66
IV-5-19	МС/Э	Верхне-Ятвинское	56
V-4-26	МС	Узяно-Темировское	81
V-4-36	МС	Атинское	81
V-4-45	МС	Кананикольское	81
<b>Обломочные породы</b>			
<b>Песчано-гравийный материал</b>			
I-1-27	ММ/Э	Старо-Янгизитовское	56
I-1-28	ММ/Э	Нижне-Татышевское	56
I-1-30	ММ	Петр-Тау	56
I-1-38	ММ/Э	Бариковское	56
I-1-40	ММ	Ново-Биктовское	56
I-1-42	ММ/Э	Исмайловское	56
I-1-46	ММ	Иванайское 1	56
I-1-47	ММ	Иванайское 2	56
I-1-48	ММ	Дюртюлинское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-21	ММ/Э	Уч. Бураевский	56, 263
I-2-22	ММ/Э	Тугаевское	56, 263
I-2-28	ММ	Липовское	56
I-2-29	ММ	Верхне-Липовское	56
I-2-30	ММ	Темный Яр	56
I-2-39	ММ/Э	Усть-Бирский перекал	56
I-2-40	ММ/Э	Поповский перекал	56
I-2-41	ММ/Э	Средне-Ельдякское	56
I-2-43	МК	Лачентауское	56
I-2-50	ММ	Сосновый Лог	56
I-2-51	ММ	Бирское 2	56
I-2-52	ММ/Э	Нижне-Кулаковское 1	56
I-2-53	ММ/Э	Нижне-Кулаковское 2	56
I-3-20	ММ/Э	Новоселка	263
I-3-23	ММ/Э	Уч. Бердяшевский	263
I-3-33	ММ/Э	Красный Ключ	263
I-4-9	ММ/Э	Муллакаево	263
I-4-10	ММ/Э	Уч. Ново-Муллакаевский	263
I-4-11	ММ/Э	Павловское водохранилище	263
I-5-21	ММ	Сальзегутовское	56
I-5-23	ММ/Э	Аюповское	56, 263
I-5-24	ММ/Э	Сабанаково	56, 263
I-5-25	ММ/Э	Соколки	263
I-5-31	ММ/Э	Ай	263
I-5-32	ММ/Э	Халилово	263
I-5-38	ММ/Э	Семириковский 2	56, 263
I-5-39	ММ/Э	Айское	56, 263
I-5-40	ММ/Э	Месягутовское	56, 263
I-5-41	ММ/Э	Гора Гриб	56, 263
II-1-26	ММ	Шаранское (Рождественское)	56
II-1-31	ММ	Кызыл-Ярское	263
II-1-38	ММ/Э	Базгиево	56
II-1-39	ММ/Э	Бахчинское	56
II-1-42	ММ	Уральское	56
II-2-11	ММ/Э	Питяковское	56
II-2-12	ММ/Э	Березовское	56
II-2-13	ММ	Куртовский Яр	56
II-2-14	ММ/Э	Тагарская Воложка	56
II-2-15	ММ/Э	Нижне-Ахлыстинское	56
II-2-16	МК/Э	Дуванейские Перекалы	56



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-17	МК	Кушнаренковское	56
II-2-21	ММ/Э	Уч. Мадраловский	56, 263
II-2-22	ММ/Э	Уч. Верхне-Куратовский	56, 263
II-2-31	МК/Э	Яблочное	56
II-2-32	ММ/Э	Разбойный Перекат	56, 263
II-2-33	ММ/Э	Абызаво	56, 263
II-2-35	МК	Якшивановское	56
II-2-37	ММ	Новосынташское	56
II-2-40	ММ	УФПК	263
II-2-42	ММ/Э	Первая лесная пристань	56
II-3-17	ММ	Уч. Эманинский	263
II-3-18	ММ	Чандар	263
II-3-22	ММ	Красногорское	56, 263
II-3-23	ММ	Теряклы	56, 263
II-3-26	ММ	Нижне-Кулевское	56
II-3-29	ММ/Э	Староисаево	263
II-3-31	ММ	Антоновское	56
II-3-36	МК/Э	Кляшевская старица	56
II-3-43	ММ	Ново-Дежневское	56
II-3-47	ММ/Э	Лихачевская излучина	263
II-3-48	ММ/Э	Вотикеевское	56
II-3-49	ММ/Э	Шакшинское	56
II-3-50	МС	Воронки	263
II-4-17	ММ/Э	Казаякское	56
II-5-45	ММ/Э	Новомухаметово	56, 263
II-5-46	ММ/Э	Анзяк	56, 263
II-5-47	ММ/Э	Юкаликулевское	56, 263
II-5-56	ММ	Ялан-Кульское	56
III-1-32	ММ	Метев-Тамакское	56
III-1-33	ММ	Тузлукушское	56
III-2-16	ММ/Э	Красивая поляна	263
III-2-17	МК/Э	Чесноковское (Чесноковское-Правобережное)	56, 89
III-2-18	МК/Э	Верхнеуршакское	56, 89
III-2-28	ММ	Аккушевское	56
III-2-36	ММ	Тюляньское	56
III-3-30	ММ	Нагаевское	56
III-3-31	ММ	Старо-Киишкинское	56
III-3-32	МК/Э	Сальзегутовское	56
III-3-33	МК/Э	Сыркульское	56
III-3-34	ММ/Э	Кабаковское 1	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-3-35	ММ/Э	Кабаковское 2	56
III-3-36	ММ/Э	Нижне-Кабаковское	56
III-3-41	ММ/Э	Муксиновский I	263
III-3-42	ММ/Э	Муксиновский II	263
III-3-43	ММ	Гайфулинское	56
III-3-51	ММ/Э	Уч. Карташевский	263
III-3-52	ММ/Э	Сарт-Чишма	56, 263
III-3-53	ММ/Э	Сахарозаводское	56, 263
III-3-56	ММ/Э	Уч. Андреевский	263
III-3-57	ММ/Э	Зилим	263
III-3-61	ММ/Э	Верхний Тюкунь	56
III-3-63	ММ	Нижне-Лекандинское	56
III-6-144	ММ	Ильтибановское	56
III-6-146	ММ/Э	Уразовское	56
IV-1-23	ММ	Демское	56
IV-1-25	ММ	Мияки-Тамакское	56
IV-1-34	ММ	Туксанбаевское	56
IV-1-36	ММ/Э	Азнаево	263
IV-1-37	ММ	Ново-Ишлинское	56
IV-2-25	ММ/Э	Сарышевское	56
IV-2-26	ММ/Э	Суюндукское	56
IV-2-29	ММ/Э	Ушакбаш	263
IV-2-34	МК	Кантюковское	56
IV-2-37	ММ/Э	Гумбазы	263
IV-2-41	ММ	Тавлинское	56
IV-2-42	МК	Юпитер	56
IV-3-39	МК	Табынское	56
IV-3-40	ММ/Э	Кузьма-Александровка	263
IV-3-43	МС/Э	Татарский Сасы-Куль	56
IV-3-48	ММ/Э	Хрипуновское	56
IV-3-56	ММ/Э	Катениновское I	56, 263
IV-3-57	ММ/Э	Катениновское II	56, 263
IV-3-58	ММ/Э	Гафурийское	56, 263
IV-3-59	ММ/Э	Уч. Алатанинский	56, 263
IV-3-60	ММ/Э	Унякское	56, 263
IV-3-63	МК/Э	Красноярское	56
IV-3-64	ММ/Э	Шахтауская излучина	56
IV-3-68	ММ/Э	Карайгановское 2	56
IV-3-74	ММ/Э	Урман-Бишкадакское	56, 263
IV-3-75	ММ/Э	Бишкадакское	56, 263

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-76	ММ/Э	Уаккарагай	56, 263
IV-3-77	ММ/Э	Яр-Бишкадакское	56, 263
IV-3-78	ММ/Э	Покровское	56, 263
IV-3-79	ММ/Э	Уч. им. Заслонова	56, 263
IV-5-58	ММ/Э	Ново-Бельское	56
IV-5-59	ММ/Э	Рязевское	56
IV-5-60	ММ/Э	Ломовское	56
V-2-44	ММ/Э	Уч. Юлдашевский	263
V-2-45	ММ/Э	Уч. Старичный	56
V-2-49	МС	Зирганское (Авдеевское) I	56
V-2-50	МС	Зирганское (Авдеевское) II	56
V-2-51	МС	Зирганское (Авдеевское) III	56
V-2-52	ММ/Э	Гавриловское	56
V-2-57	ММ	Самородовское	56, 89
V-2-58	ММ	Сеитовское	56, 89
V-2-60	МС	Самарское	56
V-2-61	МС/Э	Мелеузовское	56
V-2-64	ММ/Э	Ташлы-Кульское	56, 263
V-2-65	ММ/Э	Бугульчанское 2	56, 263
V-2-66	ММ/Э	Тамьян	56, 263
V-2-67	ММ/Э	Уч. Мало-Мусинский	263
V-2-69	МС/Э	Бугульчанское	79
V-2-71	ММ/Э	Поташное (1-й участок)	56
V-3-39	ММ/Э	Юмагузинское	56
V-3-41	ММ/Э	Уч. Ковалевский (ю-в часть)	263
V-3-43	ММ/Э	Южно-Мраковское	56
V-5-43	ММ/Э	Ташказганское	56
V-5-44	ММ/Э	Абдряшевское	263
V-6-65	ММ	Гумбейское 2	83
V-6-66	МК	Гумбейское 1	83
VI-3-28	ММ/Э	Уч. Исимовский	263
VI-3-32	ММ	Ново-Петровское	56
VI-3-33	ММ	Бикбовское	56
VI-3-34	ММ	Павловское	56
VI-5-40	ММ	Колтубанское	56
Песок строительный			
I-1-17	ММ	Александровское	56
I-1-18	ММ	Барсуковское	56
I-1-19	ММ	Ванышское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-20	ММ	Султанаевское	56
I-1-31	ММ	Шидалинское	263
I-1-39	МС	Русский Ангасяк	56
I-1-43	ММ/Э	Исмайловская излучина	56
I-1-44	ММ/Э	Старо-Балтачевское	56
I-1-52	ММ	Асяновское	56
I-2-18	ММ	Бураевское	56
I-2-25	ММ	Муллинское	56
I-2-31	ММ	Казанцевское	56
I-2-32	ММ	Чураевское	56
I-2-33	ММ	Нижнесорокинское	56
I-2-44	ММ	Бирское	56
I-4-7	ММ	Нижне-Суянское	56
I-4-14	ММ	Чертанское	56
I-4-18	ММ	Дуванское	56, 263
I-4-19	ММ	Бикташевское	56, 263
I-5-15	ММ	Кызылбаевское	56
I-5-17	ММ	Карлыхановское	56
I-5-35	ММ/Э	Загоро-Месягутовское	56
I-5-36	ММ/Э	Месягутовское	56
I-6-42	ММ/Э	Кулбаковское	56
II-1-23	ММ/Э	Чекмагушевское	56
II-1-29	ММ	Ивановское	56
II-1-33	ММ	Тюркеевское	263
II-2-26	ММ	Старокурмашевское	56
II-3-24	ММ/Э	Красногорское	56
II-3-28	ММ	Варьязовское	56
II-3-45	ММ	Шляпинское	263
II-3-46	ММ	Иглинское (Крестовая гора)	56
II-5-48	ММ	Ельгильдинское	56
II-5-49	ММ	Новомухаметьевское	56
II-5-50	ММ	Лагеревское	56
II-5-51	ММ	Старо-Мухаметовское	56
III-1-35	ММ/Э	Письмянское	56
III-1-38	ММ	Алексеевское	56
III-1-39	ММ	Кармышевское	56
III-1-40	ММ	Старо-Сепяшевское	56
III-2-24	ММ	Чишминское	56
III-2-35	ММ	Дюртюлинское	56
III-3-39	ММ/Э	Савалеевское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-3-40	ММ/Э	Кулушевское	56
III-3-50	ММ	Сарт-Наурузовское	56
III-3-62	ММ	Акташское	89
III-3-65	ММ	Дубровское	56
III-4-36	ММ	Азовское 1	56
III-4-37	ММ	Азовское 2	56
IV-1-21	ММ	Чайкинское	56
IV-1-29	ММ	Бижбулякское	56
IV-1-31	ММ	Ибрайкинское	56
IV-1-32	ММ	Миякинское	73
IV-2-22	ММ	Балыклькульское	56
IV-2-24	ММ/Э	Сахановское	56
IV-2-33	ММ	Тятерь-Башевское	56
IV-2-35	ММ	Стерлибашевское	56
IV-3-41	ММ	Табынское 1	56
IV-3-54	ММ/Э	Красный Октябрь	56
IV-3-55	ММ/Э	Дмитревское	56
IV-3-69	ММ/Э	Бердышлинское	56
IV-3-72	ММ/Э	Мало-Шиханское	56
IV-4-89	ММ	Зигазинское	56
V-2-48	ММ	Давлеткуловское	56
V-2-53	ММ	Верхне-Яушевское	56
V-2-68	ММ	Новомусинское	56
V-2-72	ММ/Э	Уч. Канчуринский	263
V-2-75	ММ	Холмогорское	56
V-4-53	ММ	Ишдавлетовское	56
V-4-54	ММ	Тугай	56
VI-2-27	ММ/Э	Сандинское	56
VI-3-27	ММ	Барангуловское	56
VI-4-28	ММ	Юлдыбаевское	56
VI-4-29	ММ	Вознесенское	56
VI-5-45	ММ	Уртазымское	56
Песок стекольный			
III-3-49	ММ	Михайловское	56
IV-3-49	МС/Э	Караул-Тау	56
Песчаник			
I-5-9	ММ	Ново-Белокатайское	56
II-5-1	ММ	Куянайское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-3	ММ	Кандринское	56
V-3-34	ММ	Мраковское	56
<b>Прочие ископаемые</b>			
Гипс, ангидрит			
I-3-7	МК/Э	Камеевское	59
II-3-8	ММ	Вотикеевское	56
II-4-5	МС	Тюлько-Тюбинское	56
II-4-11	ММ	Дубовая гора (Ашинское)	65
III-1-1	ММ	Старосаннинское	56
III-3-4	МК/Э	Охлебининское	56
III-3-20	ММ	Акташевское	56
III-3-23	ММ	Нижне-Лекандинское	56
IV-2-9	ММ	Подлеснинское	74
IV-3-19	МК/Э	Уч. Западно-Кардонный	263
IV-3-22	МК/Э	Селеукское	56
IV-3-37	ММ	Мало-Байковское	56
IV-5-51	ММ	Маргышечье Озеро	76
IV-6-59	МК	Агаповское	78
V-2-42	ММ/Э	Сандинское	56
V-3-6	ММ	Ромодановское	56
V-3-35	ММ	Подгорнское	56
VI-2-12	ММ	Разномойское	56
VI-2-5	П	Актатское	84
<b>К в а р ц и т</b>			
I-6-7	ММ/Э	Курманское	62
I-6-21	МК	Магнитный ключ	89
II-5-29	МК/Э	Восточно-Буландихинское	89
II-5-36	МК	Южное	89
II-5-42	МС	Юрюзанский Гребень	89
II-5-44	МК	Гора Волчья Шишка	89
II-6-8	МС/Э	Паленое	66
III-5-38	ММ/О	Катайское	71
III-5-41	МК	Малиногорское	71
IV-5-8	МК	Мурун (Яндыктау)	84
V-4-49	ММ	Калмакское	89
<b>Глины красочные и другие минеральные краски</b>			
II-6-10	ММ	Тундушское (Сунгурское)	66
III-5-27	ММ/Э	Тирлянское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-6	ММ	Кутлугузинское	75
IV-3-31	ММ	Байгузинское 2	75
IV-3-34	ММ/Э	Байгузинское 1	263
V-3-15	ММ	Веселовское	80
V-6-29	МС	Сахаринское	83
IV-6-9	П	Краснинское	78
IV-6-14	П	Копаловское	78
V-6-38	П	Браиловское	83, 89
Агр о с ы р ь е			
I-1-13	ММ/Э	Сакловское	56
I-1-35	ММ/Э	Красноярское	263
I-1-36	ММ	Ангазякское	56
I-1-37	ММ	Тарасовское	56
I-1-41	ММ/Э	Аккузеевское	263
I-1-49	ММ	Ишкаровское I	56
I-1-50	ММ	Ишкаровское II	56
I-1-53	ММ	Утканеевское	56
I-1-54	ММ	Новосултанбековское 1	56
I-1-55	ММ	Новосултанбековское 2	56
I-2-14	ММ	Бакалинское 1	56
I-2-15	ММ	Старо-Тазларовское	56
I-2-16	ММ	Нижнекарышевское	56
I-2-24	ММ	Каинлыкская	56
I-2-26	ММ	Муллинская	56
I-2-37	ММ	Инякское	56
I-2-38	ММ	Мишкинское	56
I-2-46	ММ	Уржумовское	56
I-2-47	ММ	Чукудинское	56
I-2-49	ММ	Десяткинское	56
I-2-54	ММ	Тартышевское	56
I-3-14	ММ	Новоуразаевское	56
I-3-15	ММ	Уразаевское	56
I-3-16	ММ	Аскишское	56
I-3-17	ММ	Новооткустинское	56
I-3-18	ММ	Туишевское	56
I-3-22	ММ	Старо-Кундашлинское	56
I-3-24	ММ	Семеновское	56
I-3-25	ММ	Бирюбашевское	56
I-3-27	ММ/Э	Старо-Арзаматовское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-3-28	ММ/Э	Старонакоряковское	56
I-3-29	МК	Битуллинское	56
I-3-31	ММ	Елушевское	56
I-3-32	ММ	Ежовское	56
I-3-34	ММ	Янагушевское	56
I-4-8	ММ	Меликаское	56
I-4-13	МК	Малиновое	56
I-4-16	ММ	Дуванское	56
I-4-17	ММ	Долгое Озеро	56
I-4-21	ММ	Южно-Дуванское	56
I-5-19	ММ	Больше-Устькинское	263
I-5-22	ММ	Бартуковское	56
I-5-29	ММ/Э	Аксаганское	56
I-5-30	ММ	Абзаевское	263
I-5-42	ММ	Сикиязское	56
I-5-43	ММ	Озерное	56
I-5-47	ММ	Мещегаровское	56
I-6-38	МС/Э	Апатовское	56
I-6-39	ММ	Восточно-Апатовское	56
I-6-41	ММ/Э	Арслановское	56
II-1-12	ММ	Темьяновское	56
II-1-13	ММ	Карагушевское	56
II-1-14	ММ	Кандалакское	56
II-1-15	ММ	Васильевское	56
II-1-16	ММ	Бикметовское	56
II-1-19	ММ	Камаевское	56
II-1-20	ММ	Игенчинское	56
II-1-21	ММ	Филипповское	56
II-1-24	ММ/Э	Резяповское	56
II-1-32	ММ	Янгауловское	56
II-1-40	ММ	Чуваш-Тамьяновское	56
II-2-23	ММ	Бала-Четырманское	56
II-2-24	ММ	Бакалинский пруд	56
II-2-27	ММ	Кудушлинское I	56
II-2-28	ММ	Кудушлинское II	56
II-2-34	ММ	Бейкеевское	56
II-2-36	ММ	Асановское	56
II-3-19	МС	Федоровское	56
II-3-20	ММ	Языковское	56
II-3-21	ММ	Старо-Надежденское	56



Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-3-33	ММ	Верхне-Изякское	56
II-3-34	ММ	Изякское	56
II-3-35	ММ	Нижне-Изякское	56
II-3-37	МС/Э	Тавтимановское	64
II-3-51	ММ	Ясно-Полянское	56
II-5-53	ММ	Покровское	56
III-1-24	ММ	Балтаевское	56
III-1-25	ММ	Телякейское	56
III-1-26	ММ	Кубовское	56
III-1-27	ММ	Имян-Купер	56
III-1-29	ММ	Карамалы-Губеевское	56
III-1-30	ММ	Тузлукушское	56
III-1-31	ММ	Кальшалинское	56
III-1-36	ММ	Красная Зарница	56
III-1-41	ММ	Уч. Пахарь	56
III-2-23	ММ	Аровское	56
III-2-25	ММ	Боголюбовское	56
III-2-27	ММ	Камышлинское	56
III-2-29	ММ	Вишневское	56
III-2-30	ММ	Петряевское	56
III-3-46	ММ	Карламанское	56
III-3-54	ММ	Муллакаевское	56
III-3-55	ММ	Чекелгинское	56
III-3-59	ММ	Узбяковское	56
III-3-60	ММ	Дмитреевское	56
III-3-66	ММ/Э	Саитбабинское	56
III-6-142	МС	Калканское	56
IV-2-21	ММ	Новотурумбетовское	56
IV-2-27	ММ	Константино-Александровское	56
IV-2-30	ММ	Червонные Озерки	56
IV-2-32	ММ	Баимовское	56
IV-2-39	ММ	Казанкинское	56
IV-3-45	ММ	Старо-Кармалинское	56
IV-3-46	ММ	Талалаевское	56
IV-3-67	ММ	Васильевское	56
IV-3-73	ММ	Кузяновское	56
IV-5-57	МК/Э	Буганакское	56
V-1-19	ММ	Бузатовское	56
V-2-46	ММ	Шэкэрское	56
V-2-47	ММ	Ивановское	56

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-2-55	ММ	Златоустовское	56
V-3-42	ММ	Мраковское	56
V-4-50	ММ	Малонугушское	56
VI-2-28	ММ	Варнавское	56
VI-2-29	ММ	Старо-Якуповское I	56
VI-2-30	ММ	Старо-Якуповское II	56
VI-2-31	ММ	Средне-Бабаларовское	56
VI-2-32	ММ	Аергуловское	56
VI-3-29	ММ/Э	Тукатовское	56
VI-3-30	ММ	Зириклинское	56
VI-3-31	ММ	Ургинское	56
VI-3-36	ММ	Павловское	56
VI-3-37	ММ	Тазларовское	56
VI-4-31	ММ/Э	Япрсазское	56
<b>СОЛИ</b>			
Соли натриевые (галит)			
II-4-16	ММ	Лемезинское	153
IV-2-14	ММ	Стерлибашевское	56
IV-3-13	ММ	Стерлитамакское (Катенька)	56
IV-3-27	МК/Э	Яр-Бишкадакское	56
IV-3-28	МК/Э	Правобережный	72
V-2-14	ММ	Федоровский участок	79
Соли калиевые (сильвин и др.)			
V-1-15	П	Шарлыкское	89
<b>ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ</b>			
<b>Минеральные лечебные воды</b>			
Радоновая			
I-4-6	П	Родник «Кислый»	89, 279
II-5-2	П	Кургазак	89, 279
Без разделения по составу			
II-3-11	ММ/Э	Уфимская скв. 86	89, 279
II-3-15	ММ/Э	Зеленая Роща	89, 279
III-4-14	МК	Ассы	89, 279
IV-2-11	МС	Березовая роща	279
IV-2-12	МС	Шихан	279

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Наименование объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-3-2	МК/Э	Красноусольское	89, 279
I-2-10	П	Уржумские родники	89, 279
I-2-11	П	Бирский источник	89, 279
I-5-7	П	Соловьиный родник	89, 279
III-2-2	П	Юматовское	89, 279
III-3-11	П	Тереклинский	89, 279
III-3-18	П	Аскынский	89, 279
III-3-25	П	Ташастинский	89, 279
IV-3-1	П	Талалаевский	89, 279
IV-3-10	П	Ямансазовский	89, 279
VI-2-14	П	Якуповский источник	89, 279
Грязи лечебные			
I-4-23	ММ/Э	Родник «Кислый»	42
I-5-20	ММ/Э	Уч. Кутебак	56
III-1-23	ММ	Оз. Кандрыкуль	90
III-1-28	ММ	Оз. Асликуль	90
III-4-39	ММ	Ассинское	70
IV-3-47	ММ/Э	Оз. Серям-Туба	56
IV-5-61	ММ/Э	Оз. Безымянное 1	56
IV-5-63	ММ	Оз. Мулдаккуль	76
V-5-46	ММ/Э	Оз. Талкас	56

Прогнозируемые объекты и их прогнозные ресурсы

№ п.п.	Название и ранг объекта, его индекс на схеме прогноза	Площадь S, км <sup>2</sup>	Вид полезного ископаемого	Прогнозные ресурсы			Источник информации
				P <sub>3</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	
1	<b>Южно-Предуральская меднорудная гипсоносо-соленосная минерагеническая зона (4)</b> Улутеляжско-Ашинский фосфорито-марганцевый рудный узел (4.0.1)	282	Марганец	34 млн т			236, Протокол ВСЕГЕИ № 04/14 от 05.06.2008 г.
2	<b>Белокатайско-Чусовская железорудная угленосно-бокситоносная минерагеническая зона (5)</b> Улуирский алюминиеворудный узел (5.0.1)	338	Алюминий			16,5 млн т	245
3	<b>Зиганская фосфоритоносная железо-марганцеворудная минерагеническая зона (6)</b> Шигрьшско-Зианчуринский марганцеворудный узел (6.0.1)	781	Марганец	22 млн т			Авторские
4	<b>Тараташско-Зильмердакская магнетитоносная цинково-свинцово-железорудная минерагеническая зона (8)</b> Бакало-Саткинский баритово-железо-магнетитоворудный узел (8.0.2)	1215	Магнетит Железо Барит Цинк Свинец Ниобий Тантал	108 млн т 74 млн т 11 млн т 450 тыс. т 250 тыс. т	16 млн т	147 тыс. т 8,5 тыс. т	66
5	Верхнекатавский железорудный узел (8.0.3)	195	Железо	22 млн т		0,6 млн т	71
6	Туканский железорудный узел (8.0.4)	392	Железо		46,2 млн т	21,5 млн т	245, 281
7	Бретьякско-Аскарковский магнетитово-полиметаллически-баритоворудный узел потенциальный (8.0.5)	232	Барит Магнетит	4,2 млн т 214 млн т	10,3 млн т		76, 281



16	Сюрюньзякский железо-платино-золото-магнетитоворудный узел (10.0.8)	485	Магнетит Золото Палладий Железо Свинец Цинк Тальк	86,6 млн т 37 т 21,6 т 21 млн т 17 тыс. т 29 тыс. т 10,2 млн т		0,49 млн т	71, 77
17	Авзяно-Шатакский алмазо-железо-золоторудный узел (10.0.9)	442	Золото Алмазы  Барит	81 т 15,4 млн карат	34 т  16,8 млн т	3 т	76, Сводка ЦНИГРИ 259 76, 281
18	<b>Кракинско-Зилаирская хромово-золото-марганцеворудная минерагеническая зона (11)</b> Восточно-Зилаирский золото-марганцеворудный узел потенциальный (11.0.1)	131	Марганец Золото	0,45 млн т 3,2 т			77
19	Узянско-Западнозилаирская марганцеворудная зона потенциальная (11.0.2)	356	Марганец	28 млн т			Авторские
20	Узянский золоторудный узел потенциальный (11.0.3)	194	Золото	10 т			81
21	Зилаирский золоторудный узел потенциальный (11.0.4)	819	Золото	40,9 т			Авторские
22	Северо-Кракинский хромоворудный узел (11.1.1)	178	Хром Золото	1,2 млн т 2,5 млн т			77
23	Средне-Кракинский хромоворудный узел (11.1.2)	137	Хром	3,1 млн т.	3,0 млн т		77
24	Южно-Кракинский хромоворудный узел (11.1.3)	154	Хром	59 млн т	24,9 млн т		76, 81
25	<b>Уралтауская полиметаллически-медно-железородная минерагеническая зона (12)</b> Абдулкасимовский платиноворудный узел потенциальный (12.0.1)	295	Платина	9 т			72, Протокол ВСЕГЕИ № 04/14 от 05.06.2008 г.
26	Барангуловский ниобиево-танталоворудный узел потенциальный (12.0.2)	122	Тантал Ниобий	21,1 тыс. т 2,2 тыс. т	2,7 тыс. т 1,7 тыс. т		71

№ п.п.	Название и ранг объекта, его индекс на схеме прогноза	Площадь S, км <sup>2</sup>	Вид полезного ископаемого	Прогнозные ресурсы			Источник информации
				P <sub>3</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	
27	Тупоргасский молибденово-марганцево-золоторудный узел потенциальный (12.0.3)	420	Золото Марганец Молибден Фосфорит	46 т 4,7 млн т 23,5 тыс. т 4,7 млн т			81
27	Кананикольско-Зилаирский марганцеворудный узел потенциальный (12.0.4)	456	Марганец	30 млн т			236, Протокол ВСЕГЕИ № 04/14 от 05.06.2008 г.
28	Иткуловско-Юлукский тальково-золото-меднорудный узел (12.0.5)	802	Медь Золото	829,7 т 34 т			Авторские, 81
29	<b>Западно-Магнитогорская хромитоносная марганцево-золото-меднорудная минерогеническая зона (13)</b> Кирибинско-Каранский хромово-медно-золоторудный узел (13.1.1)	907	Золото Медь Хром Платина Железо	144 т 1900 тыс. т 100 млн т 21,8 т 270 млн т	141,9 т	44,7 т 42,3 млн т	66, 245, 241, 281
30	Миндякский золоторудный узел (13.1.2)	175	Золото	39 т	2 т	3 т	71, Сводка ЦНИГРИ
31	Ниязгуловский марганцеворудный узел (13.2.1)	518	Марганец	3 млн т	0,26 млн т	0,52 млн т	77, 236, Протокол ВСЕГЕИ № 06.12.2007 г.
32	Худолазовский медно-никелево-золоторудный узел (13.2.2)	353	Никель Медь Кобальт		240 тыс. т 160 тыс. т 13 тыс. т		82
33	Сибайский цинково-меднорудный узел (13.2.3)	343	Медь Цинк Золото	800 тыс. т 800 тыс. т 10 т	315 тыс. т	6,5 тыс. т 25,7 тыс. т	86, 236, Сводка ЦНИГРИ
34	Ярлыкаповско-Тимирьяновская золото-марганцеворудная зона (13.3.1)	369	Марганец Золото	5 т	0,3 млн т 5,3 т	0,13 млн т 0,3 т	82, 86

35	Баймакская медно-марганцево-золоторудная зона (13.3.2)	920	Золото Марганец Медь Цинк	10 т 80 тыс. т 100 тыс. т	4,8 т 0,11 млн т	1,2 т 0,17 млн т	86
36	Бурибаевский цинково-медно-рудный узел (13.3.3)	419	Медь Цинк Золото	720 тыс. т	200 тыс. т 147,5 т	320 тыс. т 376 тыс. т 15 т	86, Сводка ЦНИГРИ
37	<b>Учалинско-Ириклинская золотоносная цинково-медно-железородная минерагеническая зона (14)</b> Магнитогорский железорудный узел (14.0.1)	854	Железо	1120 млн т			78
38	Карабулак-Богдановский редкоземельно-железородный узел (14.0.2)	1221	Железо Иттрий, иттербий	511,5 млн т 16 тыс. т		3,7 млн т	83, 87, Протокол ВСЕГЕИ №04/14 от 05.06.2008
39	Учалинский золото-меднорудный узел (14.1.1)	245	Медь Цинк Золото		800 тыс. т 1500 тыс. т 35 т	300 тыс. т 450 тыс. т 7,4 т	72, 257, Сводка ЦНИГРИ
40	Орловско-Верхнеуральский медно-цинково-золоторудный узел (14.1.2)	448	Медь Молибден	1407 тыс. т	184 тыс. т 37 тыс. т	220 тыс. т	78
41	Александринский медно-цинковорудный узел (14.1.3)	474	Цинк Медь	800 тыс. т 600 тыс. т	2080 тыс. т 1430 тыс. т	270 тыс. т 10 тыс. т	78
42	<b>Уйско-Гумбейская хромово-вольфрамово-золоторудная минерагеническая зона (15)</b> Курасанский серебро-золоторудный узел (15.0.1)	416	Золото Серебро	37,6 т 112,8 т	18,3 т 36,9 т		72, 78, Протокол ВСЕГЕИ № 04/14 от 05.06.2008 г.
43	Балканский вольфрамово-золоторудный узел (15.0.2)	597	Золото Вольфрам	5,2 т 12 тыс. т			78
44	Субутак-Сахаринский платино-железо-золоторудный узел (15.0.3)	564	Золото Железо Платина Родий Медь	7,2 т 1000 млн т 8,4 т 0,9 т 51,8 тыс. т	6,7 т 40,3 т 4,3 т 129,6 тыс. т		83, Протокол ВСЕГЕИ №04/14 от 05.06.2008 г.



№ п.п.	Название и ранг объекта, его индекс на схеме прогноза	Площадь S, км <sup>2</sup>	Вид полезного ископаемого	Прогнозные ресурсы			Источник информации
				P <sub>3</sub>	P <sub>2</sub>	P <sub>1</sub>	
45	Амамбайский железо-марганцево-золоторудный узел (15.0.4)	265	Золото Железо Серебро Платина, палладий Никель Кобальт	26,9 т 2670 млн т 80,7 т 1,0 т	30,2 тыс. т 2 тыс. т	60 тыс. т 4 тыс. т	83, Протокол ВСЕГЕИ №04/14 от 05.06.2008 г.
46	<b>Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерогеническая зона (16)</b> Каморзинско-Ларинский платиново-золоторудный узел потенциальный (16.0.1)	214	Золото Платина Серебро	9 т 5 т 15 т			72
47	Кировско-Амурская цинково-золоторудная зона (16.0.2)	627	Золото Цинк	127,4 т 1476 тыс. т	12 т 505 тыс. т	32 т 509 тыс. т	83,87
48	<b>Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерогеническая зона (17)</b> Айдырлино-Байгукский вольфрамово-золоторудный узел (17.0.1)	376	Золото	25 т	24 т	28 т	87, Сводка ЦНИГРИ
49	Маярдакский алмазоносный узел потенциальный (0.0.1)	583	Алмазы	15,4 млн карат			259
50	Макарово-Нугушский алмазоносный узел потенциальный (0.0.2)	2381	Алмазы	20,8 млн карат			259

**Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу N-40  
Госгеолкарты-1000/3**

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Черные металлы	Железо	РУ – 12	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	56,73 млн т 99,11 млн т 6635,6 млн т
	Марганец	РУ – 9	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	0,819 млн т 0,672 млн т 122,25 млн т
	Хром	РУ – 4	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	42,3 млн т 3,0 млн т 163,3 млн т
	Ванадий	РУ – 1	P <sub>3</sub>	23,1 млн т
	Титан	РУ – 1	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	3 млн т 3 млн т 60 млн т
Цветные металлы	Алюминий (бокситы)	РУ – 1	P <sub>1</sub>	16,5 млн т
	Вольфрам	РУ – 1	P <sub>3</sub>	12 тыс. т
	Кобальт	РУ – 2	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub>	4 тыс. т 15 тыс. т
	Медь	РУ – 12	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	856,5 тыс. т 3218,6 тыс. т 6028,5 тыс. т
	Молибден	РУ – 2	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	37 тыс. т 23,5 тыс. т
	Никель	РУ – 2	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub>	60 тыс. т 270,2 тыс. т
	Свинец	РУ – 5	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	340 тыс. т 896 тыс. т
	Цинк	РУ – 11	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	1630,7 млн т 4745 млн т 5341 млн т
Редкие металлы	Ниобий	РУ – 2	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	149,2 тыс. т 1,7 тыс. т
	Тантал	РУ – 2	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	11,2 тыс. т 2,1 тыс. т
	Иттрий, иттербий	РУ – 1	P <sub>3</sub>	16 тыс. т

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Благородные металлы	Золото (коренное)	РУ – 26	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	139,1 т 436,2 т 1022,8 т
	Золото (россыпное)	РУ – 12	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	8,78 т 15,15 т 10,56 т
	Серебро	РУ – 3	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	18,3 т 208,5 т
	Платина, платиноиды (коренное)	РУ – 10	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	40,3 т 90,9 т
	Платина (россыпное)	РУ – 2	P <sub>1</sub> +P <sub>2</sub>	0,65 т
	Палладий	РУ – 4	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	57,4 т 93,9 т
Драгоценные камни	Алмазы (коренные)	РУ – 3	P <sub>3</sub>	51,6 млн карат
	Алмазы (россыпные)	РУ – 2	P <sub>3</sub>	1,05 млн карат
Оптические материалы	Флюорит	РУ – 1	P <sub>1</sub> P <sub>3</sub>	2500 тыс. т 6700 тыс. т
Химическое сырье	Барит	РУ – 5	P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	27,1 млн т 27,8 млн т
Горнотехническое сырье	Тальк	РУ – 1	P <sub>3</sub>	10,2 млн т
	Магнезит	РУ – 5	P <sub>1</sub> P <sub>2</sub> P <sub>3</sub>	0,49 млн т 16 млн т 990,6 млн т
Минеральные удобрения	Фосфорит	РУ – 1	P <sub>3</sub>	4,7 млн т

**Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов**

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, -)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Шигрышско-Зианчуринский марганцеворудный узел (6.0.1) Марганец	$P_3 - 0$ млн т	$P_3 - 22$ млн т	+ 22 млн т	Поисковые работы II очереди
2	Кужинский магнетитово-полиметаллически-баритоворудный узел (8.0.6) Барит Цинк Свинец Магнетит	$P_3 - 100$ млн т $P_3 - 266$ тыс. т $P_3 - 357$ тыс. т $P_3 - 96$ млн т	$P_3 - 4,6$ млн т $P_3 - 420$ тыс. т $P_3 - 396$ тыс. т $P_3 - 123$ млн т	- 95,4 млн т + 154 тыс. т + 39 тыс. т + 27 млн т	Поисковые, поисково-оценочные работы I очереди
3	Иремельский платино-золоторудный узел потенциальный (10.0.2) Золото Палладий	$P_3 - 57$ т $P_3 - 17$ т	$P_3 - 71$ т $P_3 - 21$ т	+ 14 т + 4 т	Поисковые работы II очереди
4	Узянско-Западнозилаирская марганцеворудная зона потенциальная (11.0.2) Марганец	$P_3 - 8,7$ т	$P_3 - 28$ т	+ 19,3 т	Поисковые работы I очереди
5	Зилаирский золоторудный узел потенциальный (11.0.4) Золото Золото россыпное	$P_3 - 0$ т $P_3 - 0$ т	$P_3 - 40,9$ т $P_3 - 1,45$ т	+ 40,9 т + 1,45 т	Поисковые работы I очереди
6	Иткуловско-Юлукский тальково-золотомедно-рудный узел потенциальный (12.0.5) Медь Золото	$P_3 - 271$ тыс. т $P_3 - 15,8$ т	$P_3 - 829,7$ тыс. т $P_3 - 34$ т	+ 558,7 тыс. т + 18,2 т	Поисковые работы I очереди

**Прогнозные ресурсы россыпного золота, платины и алмазов листа N-40**

№ п/п	Название объекта	Номер на карте	Полезное ископаемое	Прогнозные ресурсы (т), (млн карат)	Источник данных
1	Авзянский золотороссыпной узел	19.0.2	Золото	$P_1 = 0,24, P_2 = 0,86$	[266]
2	Тирляно-Белорецкий алмазо-золотороссыпной узел потенциальный	19.0.1	Золото Алмазы	$P_1 = 0,63, P_2 = 0,43, P_3 = 0,81$ $P_3 = 0,45$	[266, 259, 77]
3	Байназаровский алмазо-золотороссыпной узел потенциальный	19.0.3	Золото Алмазы	$P_1 = 1,73, P_2 = 0,81, P_3 = 4,05$ $P_3 = 0,6$	[259, 266]
4	Узянский золотороссыпной узел потенциальный	19.0.4	Золото	$P_2 = 0,52, P_3 = 1,20$	[266, 81]
5	Икско-Зилаирский золотороссыпной узел	19.0.5	Золото	$P_1 = 0,46, P_2 = 0,63, P_3 = 1,40$	[266], авторские
6	Уйско-Орловский платино-золотороссыпной узел	20.0.1	Золото Платина	$P_1 = 2,49, P_2 = 2,43$ $P_{1+2} = 0,15$	[266, 72]
8	Миндякский платино-золотороссыпной узел	20.0.2	Золото Платина	$P_1 = 2,19, P_2 = 3,89$ $P_{1+2} = 0,50$	[266, 72]
9	Верхнеуральско-Субутакский золотороссыпной узел	20.0.3	Золото	$P_2 = 4,90, P_3 = 2,10$	[78, 83]
10	Сакмарский золотороссыпной узел потенциальный	20.0.4	Золото	$P_1 = 0,06, P_2 = 0,23, P_3 = 0,63$	[266]
11	Худолазовский золотороссыпной узел	20.0.5	Золото	$P_1 = 0,91, P_2 = 0,38, P_3 = 0,37$	[266]
12	Таналыкский золотороссыпной узел	20.0.6	Золото	$P_1 = 0,07, P_2 = 0,07$	[266]

**Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и буровых скважин,  
показанных на геологической карте и карте плиоцен-четвертичных  
образований**

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
<b>На геологической карте</b>		
1	Параметрическая скважина «Арланская»	7000АРЛ
2	Параметрическая скважина «Северо-Кушкульская»	1СКШ
3	Стратотип белокатайской свиты	[61]
4	Стратотип ураимской свиты	[89]
5	Параметрическая скважина «Кушкульская»	100КУШ
6	Стратотип шариповской свиты	[61]
7	Параметрическая скважина «Леузинская»	1ЛУЗ
8	Стратотип абдрезяковской свиты	[253]
9	Параметрическая скважина «Новоурнякская»	50НУН
10	Параметрическая скважина «Южно-Тавтимановская»	184ЮГВ
11	Стратотип бакальской свиты	[52, 53]
12	Параметрическая скважина «Александровская»	4АКЛ
13	Параметрическая скважина «Кабаковская»	62КБК
14	Параметрическая скважина «Южно-Тавтимановская»	188ЮГВ
15	Стратотип инзерской свиты	[52]
16	Парастратотип катавской свиты	[118]
17	Парастратитип зильмердакской свиты	[118]
18	Стратотип аршинской свиты	[104]
19	Стратотип тирлянкой свиты	[105]
20	Параметрическая скважина «Кипчакская»	1КИП
21	Стратотип бакеевской свиты	[22]
22	Стратотип большеинзерской свиты	[106]
23	Стратотип бугонакской свиты	[255]
24	Стратотип серменевской свиты	[272]
25	Стратотип нижней курташской подсвиты	[120, 163]
26	Стратотип бугодакской свиты	[149]
27	Стратотип исмагиловской свиты	[89]
28	Параметрическая скважина «Ахмеровская»	6АХМ
29	Параметрическая скважина «Кулгунинская»	1КУЛ

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
30	Параметрическая скважина «Шкаповская»	740SYKA
31	Стратотип машакской свиты	[106]
32	Стратотип узьянской свиты	[164]
33	Стратотип арвякской свиты	[162, 77]
34	Стратотип авзянской свиты	[76]
35	Стратотип сухолядской толщи	[76]
36	Стратотип кургашлинской свиты	[254]
37	Стратотип ярлыкаповской свиты	[149]
38	Стратотип биктимировской толщи	[287]
39	Стратотип кызылташской свиты	[106]
40	Стратотип тупоргасской свиты	[161].
41	Стратотип новоусмановской толщи	[81]
42	Стратотип новооренбургской толщи	[239]
43	Стратотип ибрагимовской толщи	[254, 282]
44	Стратотип баймак-бурибайской свиты	[118]
45	Стратотип кусаканской свиты	[291, 292]
<b>На карте плиоцен-четвертичных образований</b>		
1	Скважина вскрывает разрез аллювия верхнего, среднего и нижнего неоплейстоцена, аллювиомариния верхнего плиоцена (воеводская свита). Суммарная мощность 54,0 м	5915, [58]
2	Скважина вскрывает разрез аллювия верхнего, среднего и нижнего неоплейстоцена, аллювиомариния верхнего плиоцена (аккулаевская и воеводская свиты). Суммарная мощность 50,0 м	5906, [58]
3	Скважина вскрывает разрез аллювия верхнего, среднего и нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 26,0 м	18, [58]
4	Скважина вскрывает разрез аллювия голоцена, верхнего и среднего неоплейстоцена. Суммарная мощность 22,0 м	5519, [58]
5	Стратотипический разрез аллювия нижнего неоплейстоцена	[246]
6	Скважина вскрывает разрез аллювия голоцена, верхнего, среднего и нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 26,0 м	71, [58]
7	Скважина вскрывает разрез аллювия и лимния верхнего эоплейстоцена, аллювия нижнего эоплейстоцена, аллювиомариния верхнего плиоцена (аккулаевская и воеводская свиты). Суммарная мощность 60,0 м	548, [58]

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
8	Скважина вскрывает разрез аллювия и лимния верхнего эоплейстоцена, аллювия нижнего эоплейстоцена, аллювиомариния верхнего плиоцена (аккулаевская и воеводская свиты). Суммарная мощность 50,0 м	7, [58]
9	Скважина вскрывает разрез делювиально-аллювиальных отложений верхнего неоплейстоцена и голоцена, аллювия среднего и нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 17,0 м	2, [58]
10	Стратотипический разрез делювия и лимния нижнего неоплейстоцена	[246]
11	Стратотипический разрез аллювия среднего неоплейстоцена (сылвицкий и вильгортовский горизонты)	[246]
12	Скважина вскрывает разрез аллювия и лимния верхнего эоплейстоцена, аллювия нижнего эоплейстоцена, аллювиомариния верхнего плиоцена (воеводская свита). Суммарная мощность 50,0 м	18, [58]
13	Стратотипический разрез аллювия верхнего неоплейстоцена (стрелецкий и ханмейский горизонты)	[246]
14	Стратотипический разрез аллювия и лимния верхнего эоплейстоцена	[246]
15	Скважина вскрывает разрез делювиальных и аллювиальных отложений эоплейстоцена. Суммарная мощность 26,0 м	7, [67]
16	Скважина вскрывает разрез аллювия и лимния верхнего эоплейстоцена, аллювия нижнего эоплейстоцена, аллювиомариния верхнего плиоцена (воеводская свита). Суммарная мощность 45,0 м	135, [68]
17	Скважина вскрывает разрез делювиальных и аллювиальных отложений эоплейстоцена. Суммарная мощность 18,0 м	120, [68]
18	Скважина вскрывает разрез аллювия голоцена, верхнего, среднего и нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 17,0 м	25, [68]
19	Скважина вскрывает разрез лимния и делювия эоплейстоцена. Суммарная мощность 22,0 м	78(Рт), [71]
20	Скважина вскрывает разрез лимния и аллювия среднего и верхнего плиоцена (кустанайский и аккулаевский горизонты). Суммарная мощность 10,0 м	61(Кз), [71]
21	Скважина вскрывает разрез десерпция верхнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 51,9 м	17, [272]
22	Скважина вскрывает разрез лимния и аллювия среднего и верхнего плиоцена (кустанайский и аккулаевский горизонты). Суммарная мощность 78,0 м	199, [266]



Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
23	Скважина вскрывает разрез лимния и делювия эоплейстоцена. Суммарная мощность 89,5 м	65(Ш), [71]
24	Стратотипический разрез аллювия нижнего эоплейстоцена	[246]
25	Скважина вскрывает разрез аллювия голоцена, верхнего, среднего и нижнего неоплейстоцена, аллювиомариния верхнего плиоцена (аккулаевская и воеводская свиты). Суммарная мощность 72,0м	[67]
26	Скважина вскрывает разрез делювия и аллювия голоцена, верхнего неоплейстоцена, аллювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 32,0 м	56, [266]
27	Скважина вскрывает разрез коллювия и делювия верхнего неоплейстоцена, аллювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 55,5 м	42, [266]
28	Скважина вскрывает разрез коллювия и делювия верхнего и среднего неоплейстоцена, аллювия и делювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 16,0 м	47, [77]
29	Скважина вскрывает разрез лимния и аллювия среднего и верхнего плиоцена (кустанайский и аккулаевский горизонты). Суммарная мощность 46,0 м	60, [77]
30	Скважина вскрывает разрез лимния и аллювия среднего и верхнего плиоцена (кустанайский и аккулаевский горизонты). Суммарная мощность 16,0 м	56, [77]
31	Скважина вскрывает разрез делювия среднего–верхнего неоплейстоцена, делювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 28,0 м	62, [77]
32	Опорное обнажение аллювиально-пролювиальных отложений голоцена. Видимая мощность >2,5 м	63, [77]
33	Опорное обнажение элювия и делювия плейстоцена. Видимая мощность > 4,0 м	73, [77]
34	Скважина вскрывает разрез аллювия голоцена, верхнего, среднего и нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 24,0 м	30, [73]
35	Скважина вскрывает разрез элювия голоцена. Суммарная мощность 10,0 м	84, [77]
36	Скважина вскрывает разрез делювия и коллювия среднего–верхнего неоплейстоцена, аллювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 29,0 м	86, [77]
37	Скважина вскрывает разрез аллювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 45,0 м	90, [77]
38	Скважина вскрывает разрез лимноаллювия среднего плиоцена (кустанайский горизонт). Суммарная мощность 45,0 м	95, [77]

Номер по карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
39	Скважина вскрывает разрез делювия среднего–верхнего неоплейстоцена, аллювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 18,0 м	5, [73]
40	Скважина вскрывает разрез аллювия голоцена, верхнего, среднего и нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 20,0 м	38, [73]
41	Стратотипический разрез аллювия верхнего неоплейстоцена (нивянский и полярноуральский горизонты)	[246]
42	Скважина вскрывает разрез моренных отложений нижнего неоплейстоцена (лозьвинский горизонт) Суммарная мощность 22,7 м	50, [81]
43	Скважина вскрывает разрез коллювия и десерпция верхнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 18,0 м	58, [81]
44	Стратотипический разрез аллювия среднего неоплейстоцена (ницинский и леплинский горизонты)	[246]
45	Скважина вскрывает разрез аллювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 40,0 м	18, [82]
46	Скважина вскрывает разрез коллювия и делювия среднего–верхнего неоплейстоцена, аллювия среднего и нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 62,0 м	73, [81]
47	Опорное обнажение аллювия голоцена и верхнего неоплейстоцена. Видимая мощность >14,0 м	82, [81]
48	Скважина вскрывает разрез аллювия эоплейстоцена. Суммарная мощность 30,0 м	102, [81]
49	Скважина вскрывает разрез делювия среднего–верхнего неоплейстоцена, делювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 11,0 м	106, [81]
50	Скважина вскрывает разрез аллювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 34,0 м	68, [82]
51	Скважина вскрывает разрез элювия и делювия плейстоцена. Суммарная мощность 21,0 м	113, [81]
52	Опорное обнажение элювия и делювия среднего–верхнего неоплейстоцена. Мощность 6,0 м	33, [87]
53	Опорное обнажение аллювия голоцена и верхнего неоплейстоцена. Мощность 8,0 м	36, [87]
54	Опорное обнажение делювия среднего–верхнего неоплейстоцена. Мощность 4,0 м	73, [87]
55	Скважина вскрывает разрез делювия среднего–верхнего неоплейстоцена, делювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 31,0 м	12, [87]
56	Скважина вскрывает разрез аллювия голоцена, верхнего неоплейстоцена, аллювия нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 17,0 м	72, [86]

**Каталог месторождений и проявлений подземных вод, показанных  
на Гидрогеологической карте доплиоценовых образований, лист N-40**

Номер на карте	Индекс квадрата	Вид проявления	Название месторождения, проявления (участка)	Тип подземных вод	Водоносный комплекс (зона)	Утвержденные запасы, тыс. м <sup>3</sup> /сут	Год утверждения, номер источника по списку литературы	Минерализация (г/дм <sup>3</sup> ), химический состав
1	I-2	Скважины	Иванаевское	Пресные	8P <sub>1u</sub>	2,6	1983 ТКЗ	0,3–0,8; гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевого
2	I-5	Скважины	Большеустыкинское склоновое	Пресные	2P <sub>1k2</sub>	0,7	1990 ТКЗ	0,2–0,4; гидрокарбонатная кальциево-магниевого
3	I-5	Родник	Соловьиный родник	Минеральные	2P <sub>1k2</sub>	–	[5]	96,6; хлоридные натриевые
4	I-6	Скважины	Новобелокатайское	Пресные	8C <sub>2</sub> –P <sub>1ar</sub>	3,4	1990 ТКЗ	0,3–0,4; гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-хлоридные кальциевого
5	I-5	Скважины	Месягутовское	Пресные	8C <sub>2</sub> –P <sub>1ar</sub>	9,7	1990 ТКЗ	0,5; гидрокарбонатные магниево-кальциевого
6	I-2	Скважины	Стерлибашевское (Стерлинский-3)	Пресные	8P <sub>2kz</sub>	1,5	1994 ТКЗ	0,3–0,4; гидрокарбонатные кальциево-магниевого
7	I-5	Скважины	Верхнекигинское	Пресные	8C <sub>2</sub> –P <sub>1ar</sub>	1,5	1990 ТКЗ	0,5–0,7; гидрокарбонатные натриевые, магниево-кальциевого
8	I-4	Родник	Родник «Кислый»	Минеральные	8C <sub>2</sub> –P <sub>1ar</sub>	–	[5]	1,0; радоновые сульфатно-хлоридные магниево-кальциево-натриевые
9	I-2	Родники	Уржумские родники	Минеральные	2P <sub>1k</sub>	–	[5]	11,9; хлоридные натриевые
10	I-2	Родник	Бирский источник	Минеральные	2P <sub>1k</sub>	–	[5]	5,2; сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые
11	II-5	Родник	Кургазак	Минеральные	10D–C	–	[5]	0,6; радоновые сульфатно-гидрокарбонатные магниево-кальциевого

12	II-5	Скважины	Малоязовское	Пресные	2аQ	2,1	1990 ТКЗ	до 0,4; гидрокарбонатная кальциево-магниевые
13	II-3	Скважина	Уфимская скв. 86	Минеральные	2P <sub>1</sub> k	0,1	[5]	2,4; сульфатные кальциевые
14	II-3	Скважины	Зеленая Роща	Минеральные	2P <sub>1</sub> k	0,0564	2007 ТКЗ Башнедра	2,2–95,0; сульфатные кальциевые, хлоридные натриевые
15	III-2	Скважина	Юматовское	Минеральные	8P <sub>2</sub> kz	0,1	2009 ТКЗ Башнедра	2,3–2,8; сульфатные магниевые-кальциевые
16	III-6	Скважины	Шаргымское	Пресные	10D <sub>1-2</sub>	1,3	1988 ТКЗ	0,2–0,4; гидрокарбонатные кальциево-магниевые
17	III-6	Скважины	Учалинское (Бирсинское)	Пресные	10D <sub>1-2</sub>	7,8	1980 ГКЗ	до 0,4; гидрокарбонатные кальциевые
18	III-6	Скважины	Учалинское (Кургашский)	Пресные	2аQ, 10D <sub>1-2</sub>	19,0	1961 ГКЗ	0,1–0,4; гидрокарбонатные кальциево-магниевые, магниевые-кальциевые
19	III-3	Родник	Тереклинский	Минеральные	10D–C	–	[5]	1,8; хлоридные натриевые
20	III-4	Родники, скважина	Ассы	Минеральные	10RF–Pz <sub>1</sub>	1,69	2007 ТКЗ Башнедра	1,5–17,0; хлоридные натриевые
21	III-6	Скважины	Учалинское (Тустинский)	Пресные	10D <sub>1-2</sub>	12,8	1980 ГКЗ	До 0,4; гидрокарбонатные кальциевые
22	III-5	Скважины	Учалинское (Уразовский)	Пресные	10D <sub>2</sub> –C <sub>1</sub>	5,3	1979 ТКЗ	0,2–0,3; гидрокарбонатные кальциевые
23	III-3	Родник	Аскынский	Минеральные	10D–C	–	[5]	2,0; хлоридные натриевые
24	III-6	Скважины	Миндякское (Шагарский)	Пресные	10D <sub>2</sub> –C <sub>1</sub>	3,5	1985 ГКЗ	0,1–0,5; гидрокарбонатные кальциевые, реже кальциево-магниевые
25	III-5	Скважины	Миндякское (Кракинский)	Пресные	10D <sub>2</sub> –C <sub>1</sub>	1,3	1985 ГКЗ	0,1–0,5; гидрокарбонатные кальциевые, реже кальциево-магниевые
26	III-3	Родник	Ташастинский	Минеральные	10D–C	–	[5]	2,1; хлоридные натриевые
27	III-5	Скважины	Миндякское (Рястокский)	Пресные	10D <sub>2</sub> –C <sub>1</sub>	8,6	1985 ГКЗ	0,1–0,5; гидрокарбонатные кальциевые, реже кальциево-магниевые
28	III-5	Скважины	Катайское-2	Пресные	10RF–Pz <sub>1</sub>	20,0	1980 ГКЗ	0,15–0,2; гидрокарбонатные кальциевые
29	III-5	Скважины	Миндякское (Амангильдинский)	Пресные	10D <sub>2</sub> –C <sub>1</sub>	4,3	1985 ГКЗ	0,1–0,5; гидрокарбонатные кальциевые, реже кальциево-магниевые
30	III-5	Скважины	Катайское-4	Пресные	10RF–Pz <sub>1</sub>	6,5	1980 ГКЗ	0,15–0,2; гидрокарбонатные
31	III-5	Скважины	Катайское-3	Пресные	10RF–Pz <sub>1</sub>	10,0	1980 ГКЗ	0,15–0,2; гидрокарбонатные

Номер на карте	Индекс квадрата	Вид проявления	Название месторождения, проявления (участка)	Тип подземных вод	Водоносный комплекс (зона)	Утвержденные запасы, тыс. м <sup>3</sup> /сут	Год утверждения, номер источника по списку литературы	Минерализация (г/дм <sup>3</sup> ), химический состав
32	IV-3	Родник	Талалаевский	Минеральные	2P <sub>1</sub> k <sub>2</sub>	–	[5]	2,3; сульфатные кальциевые
33	IV-3	Родники, скважины	Красноусольское	Минеральные	2P <sub>1</sub> k	1,584	1982 ГКЗ	1,7–80; слаборадоновые хлоридные натриевые
34	IV-3	Родник	Ямансазовский	Минеральные	2P <sub>1</sub> k <sub>2</sub>	–	[5]	2,9; сульфатные кальциевые
35	IV-1	Скважины	Миякинское	Пресные	8P <sub>2</sub> kz	3,3	1994 ТКЗ	0,3–0,5; гидрокарбонатные кальциево-магниевые
36	IV-2	Скважины	Березовая Роща	Минеральные	8C <sub>2</sub> –P <sub>1</sub> ar, 3N <sub>1-2</sub>	0,241	1989 ГКЗ	6,4–7,3; сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые; 200–279 сероводородные хлоридно-натриевые рассолы
37	IV-2	Скважина	Шихан	Минеральные	3N <sub>1-2</sub>	0,25	2007 ТКЗ Башнедра	2,0–5,6; хлоридно-сульфатные натриево-магниевые-кальциевые, сульфатно-хлоридные кальциево-натриевые
38	IV-2	Скважины	Стерлибашевское (Стерлинский-2)	Пресные	8P <sub>2</sub> kz	0,7	1994 ТКЗ	0,3–0,4; гидрокарбонатные кальциево-магниевые
39	IV-6	Скважины	Малокизильское	Пресные	10C	39,0	[44]	0,2–0,5; гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевые
40	IV-2	Скважины	Стерлибашевское (Кундрякский)	Пресные	8P <sub>2</sub> kz	3,8	1994 ТКЗ	0,3–0,4; гидрокарбонатные кальциево-магниевые
41	V-6	Скважины	Верхнекизильское	Пресные	10C	75,0	[44]	0,2–0,5; гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевые
42	V-2	Скважины	Федоровское	Пресные	8P <sub>2</sub> kz	4,1	1994 ТКЗ	0,3–0,4; гидрокарбонатные кальциево-магниевые
43	V-5	Скважины	Баймакское (Бахтигареевский)	Пресные	10D <sub>1-2</sub>	1,5	1986 ТКЗ	0,2–0,3 (до 0,5); гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые
44	V-5	Скважины	Большекизильское	Пресные	10C	65,0	1996 ГКЗ	0,2–0,3; гидрокарбонатные кальциевые

45	V-2	Скважины	Канчуринское	Пресные	8P <sub>1u</sub> -P <sub>3t</sub>	2,5	2004 ТКЗ Башнедра	0,4–0,5; гидрокарбонатные кальциево-магниевые-нагривые
46	V-5	Скважины	Баймакское (Торфяной)	Пресные	10D <sub>1-2</sub>	1,5	1986 ТКЗ	0,2–0,5; гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые
47	V-5	Скважины	Баймакское (Мерясовский)	Пресные	10D <sub>1-2</sub>	2,0	1986 ТКЗ	0,2–0,5; гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые
48	IV-2	Скважины	Маячное	Пресные	2T <sub>1</sub>	11,8	1956 ГКЗ	0,2–0,7; гидрокарбонатная кальциевая
49	VI-5	Скважины	Баймакское (Малокорсагинский)	Пресные	10D <sub>1-2</sub>	1,5	1986 ТКЗ	0,2–0,5; гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые
50	VI-5	Скважины	Баймакское (Идельбаевский)	Пресные	10D <sub>1-2</sub>	3,0	1986 ТКЗ	0,2–0,5; гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые
51	VI-5	Скважины	Баймакское (Безмянный)	Пресные	10D <sub>1-2</sub>	1,5	1986 ТКЗ	0,2–0,5; гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-магниевые
52	VI-2	Родник	Якуповский источник	Минеральные	8P <sub>1u</sub> -P <sub>3t</sub>	–	[5]	13,0; хлоридные натриевые
53	VI-5	Скважины	Таналыкское	Пресные	10D <sub>1-2</sub>	1,2	1991 ТКЗ	0,2–0,5; гидрокарбонатные натриево-кальциевые, кальциево-натриевые
54	VI-5	Скважины	Уральское	Пресные	10C	10,0	1992 ТКЗ	0,4–0,7; гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-магниевые
55	VI-5	Скважины	Юлбарсовское	Пресные	10D <sub>2</sub> -C <sub>1</sub>	1,3	1974 ТКЗ	До 1,2; хлоридно-гидрокарбонатные кальциевые

---

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
СТРАТИГРАФИЯ. <i>Ю. Г. Князев</i> .....	10
Архейская акрогема и нижнепротерозойская эонотема. <i>Ю. Г. Князев</i> .....	10
Верхнепротерозойская эонотема. <i>Ю. Г. Князев</i> .....	13
Нижнерифейская эратема .....	13
Среднерифейская эратема .....	20
Верхнерифейская эратема .....	31
Вендская система .....	38
Палеозойская эратема. <i>Ю. Г. Князев</i> .....	43
Кембрийская система .....	43
Ордовикская система .....	44
Ордовикская–силурийская системы .....	52
Силурийская система .....	53
Силурийская–девонская системы .....	56
Девонская система .....	59
Девонская–каменноугольная системы .....	87
Каменноугольная система .....	90
Каменноугольная–пермская системы .....	102
Пермская система .....	103
Мезозойская эратема. <i>Ю. Г. Князев</i> .....	120
Триасовая система .....	120
Юрская система .....	123
Меловая система .....	124
Кайнозойская эратема .....	125
Палеогеновая система. <i>Ю. Г. Князев, А. В. Жданов</i> .....	126
Неогеновая система. <i>О. Ю. Князева, А. В. Жданов</i> .....	126
Четвертичная система. <i>О. Ю. Князева</i> .....	129
ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ. <i>В. И. Сначев</i> .....	149
Докембрийские интрузии .....	149
Ордовикско–силурийские плутонические образования .....	164
Девонско–среднекаменноугольные плутонические и гипабиссальные образования .....	174
Среднекаменноугольно–среднетриасовые интрузии .....	198
ТЕКТОНИКА. <i>А. В. Жданов, Ю. Г. Князев</i> .....	208
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ. <i>А. В. Жданов, Ю. Г. Князев</i> .....	223
ГЕОМОРФОЛОГИЯ. <i>О. Ю. Князева</i> .....	235
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ .....	254
Горючие ископаемые .....	254
Нефть и горючие газы. <i>Р. Х. Масагутов</i> .....	254
Твердые горючие ископаемые. <i>Э. М. Айдаров</i> .....	262
Металлические ископаемые. <i>О. Ю. Князева</i> .....	264
Черные металлы .....	264

Цветные металлы . . . . .	276
Редкие металлы и редкоземельные элементы . . . . .	288
Благородные металлы . . . . .	290
Радиоактивные элементы . . . . .	301
Неметаллические ископаемые. <i>О. Ю. Князева, Э. М. Айдаров</i> . . . . .	302
Оптические материалы . . . . .	303
Химическое сырье . . . . .	304
Минеральные удобрения . . . . .	308
Керамическое и огнеупорное сырье . . . . .	309
Абразивные материалы . . . . .	311
Горнотехническое сырье . . . . .	311
Драгоценные и поделочные камни . . . . .	316
Строительные материалы . . . . .	319
Прочие ископаемые . . . . .	329
Соли. <i>О. Ю. Князева</i> . . . . .	332
Подземные воды и лечебные грязи. <i>О. Ю. Князева, Т. Р. Каримов</i> . . . . .	333
<b>ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА. Ю. Г. Князев, О. Ю. Князева</b> . . . . .	336
ГИДРОГЕОЛОГИЯ. <i>Т. Р. Каримов</i> . . . . .	383
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА. <i>О. Ю. Князева, Э. Р. Арсланова</i> . . . . .	407
ЗАКЛЮЧЕНИЕ. <i>Ю. Г. Князев, О. Ю. Князева</i> . . . . .	418
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ . . . . .	424
<i>Приложение 1.</i> Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков . . . . .	438
<i>Приложение 2.</i> Прогнозируемые объекты и их прогнозные ресурсы . . . . .	491
<i>Приложение 3.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых . . . . .	497
<i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов . . . . .	499
<i>Приложение 5.</i> Список стратотипов, петротипов, опорных обнажений и буровых скважин, показанных на геологической карте и карте плиоцен-четвертичных образований . . . . .	500
<i>Приложение 6.</i> Прогнозные ресурсы россыпного золота, платины и алмазов . . . . .	501
<i>Приложение 7.</i> Каталог месторождений и проявлений подземных вод, показанных на Гидрогеологической карте доплиоценовых образований . . . . .	506



**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение)  
Серия Уральская  
Лист N-40 – Уфа  
Объяснительная записка**

Редактор *Т. В. Брежнева*

---

Подписано в печать 00.11.2013. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.  
Печать офсетная. Печ. л. 32 + 6 вкл. Уч.-изд. л. 47.  
Тираж 150 экз. Заказ 81011030

---

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ  
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72  
Тел. 328-8121, факс 321-8153