

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ УНИТАРНОЕ ПРЕДПРИЯТИЕ «ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ ИМ. А. П. КАРПИНСКОГО»
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «БАШКИРГЕОЛОГИЯ»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Южно-Уральская
Лист N-40-XVI (Инзер)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55(084.3м200(470.57)

Князев Ю. Г., Князева О. Ю., Айдаров Э. М. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Южно-Уральская. Лист N-40-XVI (Инзер). Объяснительная записка. – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018. 129 с. Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «Башкиргеология».

Охарактеризовано геологическое строение площади листа, в строении которого участвуют поздне-протерозойские и палеозойские внутриконтинентальные шельфовые осадочные ассоциации, образующие закономерные временные и латеральные формационные ряды рифея, венда и позднего палеозоя. Рассмотрены: стратиграфия, тектоническое строение, магматизм, история геологического развития территории, геоморфология, гидрогеология, эколого-геохимическая обстановка. Дано систематическое описание металлических и неметаллических полезных ископаемых территории и их закономерности размещения. Определены прогнозные ресурсы и перспективы площади для проведения специализированных поисковых и поисково-оценочных работ. Составлен комплект обязательных геологических карт и элементов зарамочного оформления.

Табл. 3, илл. 14, список лит. 86 назв., прил. 9.

Составители

Князев Ю. Г., Князева О. Ю., Айдаров Э. М., Быкова Л. С., Закирова В. В.

Научный редактор *Жданов А. В.*

Эксперты НРС *Иогансон А. К., Коновалов А. Л., Пестова Л. Е., Скосырев С. В.*

Рекомендовано к печати
НРС МПР РФ 09 марта 2017 г.

© Роснедра, 2018
© ОАО «Башкиргеология», 2017
© Коллектив авторов и редакторов, 2017
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2018

ВВЕДЕНИЕ

Лист N-40-XVI расположен в пределах Уральской складчатой системы в восточной части Республики Башкортостан, частично охватывая Белорецкий, Архангельский и Гафурийский районы и лишь небольшая северо-восточная часть относится к Челябинской области. Площадь охватывает одну трапецию масштаба 1 : 200 000 с координатами 54°00'–54°40' с. ш.; 57°00'–58°00' в. д. и составляет 4 827,4 км².

Территория относится главным образом к низкогорью и лишь небольшая площадь до 100 км² на северо-западе принадлежит холмисто-увалистым равнинам. Низкогорье структурировано в северо-восточном направлении господствующими хребтами Зильмердак, Салдыс, Белягуш, Караташ и Нары и др., расположенными в центральной части территории. Восточнее расположены хребты Белятур, Юша, Карагас, западнее – Авдырдак, Яшкурт. Абсолютные отметки в среднем составляют 900–1 000 м, достигая на хр. Нары 1 328 м, снижаясь на восток и запад до 600–900 м. Хребты с резкими формами рельефа разделены широкими параллельными долинами, днище которых редко достигают абсолютных отметок в 300–400 м. Минимальная отметка (130 м) расположена в долине р. Лемеза. Относительные превышения рельефа – от 300 до 800 м. Горные массивы со склонами преимущественно средней крутизны, уплощенными вершинами, отдельными гребнями и скалами. Все они обычно покрыты смешанным, засоренным лесом с густым подлеском. Средняя высота деревьев от 5–10 м на востоке до 14–19 м на западе при толщине у комля 0,15–0,50 м. Проходимость этой части района плохая, обнаженность неравномерная.

Ориентировка речной сети в целом совпадает с простираем главных хребтов. В этих случаях долины широкие корытообразные. На отдельных участках водотоки прорезают горные сооружения «в крест», формируя своеобразные «прорывы» с узкими V-образными долинами. На этих участках уклоны днищ резко возрастают с формированием порогов и шивер (порог Черный, порог Айгир и др.). В целом гидрографическая сеть принадлежит р. Волге. Главными водотоками являются реки Большой и Малый Инзер, Лемеза, Зилим, Тюльмень, Баса. Самой крупной рекой в районе является р. Бол. Инзер. Ширина ее русла достигает 100 м, глубина – до 3 м (на перекатах 0,2–0,4 м). Пойма или широкая луговая, или узкая с валунами и глыбами. Скорость течения 0,4–0,6 м/с, при паводках – возрастает до 1 м/с. Многочисленны мелкие речки и ручьи. Дно водотоков валунно-галечниковое, галечно-песчаное, иногда – заиленное. Режим рек зависит от снеготаяния и сезонных осадков. Весенний паводок продолжается около месяца – с конца апреля до конца мая. Максимальная высота подъема воды – 1,5–2,0 м и более в зависимости от ледовых заторов в местах сужения долин. Во время ливней (июнь–июль) наступает летний паводок с подъемом уровня воды на 0,5–1,0 м. Осенью, при затяжных дождях, он может повышаться до 1,0 м. Во второй половине лета реки мелеют, а маловодные пересыхают.

Климат района континентальный с продолжительной зимой (ноябрь–март) и умеренно жарким летом (июнь–август). Среднегодовой баланс температур положительный +1,2 °С. Самый холодный месяц – январь. Средняя температура –16,9 °С, минимальная зафиксированная опускалась до –43 °С. Наиболее теплый месяц – июнь; среднемесячная температура +17,4 °С, в горах от +16 до +25 °С, максимальная +37 °С. Реки скованы льдом с середины ноября до середины апреля. Грунты промерзают на глубину до 2,5 м. Снежный покров достигает 1,2 м и сходит в конце мая. Весна (апрель–май) прохладная с малооблачной погодой. В осенние месяцы преимущественно пасмурно. Преобладающее направление ветров – западное и северо-западное, средняя их скорость 4–5 м/с. Годовое количество осадков от 440 до 600 мм. По климатическим условиям максимальная продолжительность полевого сезона 4 месяца (со середины мая по середину сентября).

Район экономически освоен неравномерно. До начала 80-х годов прошлого столетия основную роль в экономике территории играла заготовка и переработка древесины. Многочисленные леспромхозы строили и содержали грунтовые автодороги местного значения. Для вывоза древесины и перевозки местного населения функционировала узкоколейная железная дорога Кав-Ивановск–Белорецк, которая интенсивно развивалась. До сих пор можно встретить недостроенные участки узкоколейки. С конца семидесятых, начала восьмидесятых годов прошлого столетия в юго-восточной части листа начато промышленное освоение территории в районе г. Ямантау и с. Кузьелга. В 1979 г. образован Южно-Уральский природный заповедник, центральная часть которого (г. Межгорье) была полностью закрыта для посещения. Параллельно в субширотном направлении построена железная дорога и автотрасса Уфа–Белорецк. Одновременно началась деградация лесной промышленности. В результате многочисленные мелкие и средние населенные пункты, перечень которых весьма впечатляет, перестали существовать. Вопрос о непосредственной связи данных процессов – остается открытым.

В настоящее время освоенные районы укладываются в полосу шириной не более 25 км вдоль транспортных магистралей, от с. Усаклы на западе до пос. Татлы на востоке. Остальная часть площади не освоена, транспортные артерии и населенные пункты отсутствуют. Посещается она преимущественно спортсменами, занимающимися экстремальными видами туризма (сплавы по горным рекам в паводковые периоды, лыжные походы – зимой, путешествия на автотранспорте повышенной проходимости – летом).

В геологическом строении площади принимают участие преимущественно допалеозойские образования. Справедливо, что территорию рассматривают как стратотипическую для позднего протерозоя и венда. Осадочные фациально изменчивые породы слагают преимущественно простые складчатые формы, осложненные разновозрастными разрывными, пликативными дислокациями и прорванные гипабиссальными интрузивными комплексами. Коренные породы перекрыты маломощным чехлом континентальных рыхлых образований невыдержанного состава, границы которых, как правило, не совпадают с геоморфологическими элементами. Широко развиты гравитационные процессы. В пределах листа описано большое количество стратонов докембрия. К этому же возрастному интервалу принадлежат базитовые дайковые комплексы. Породы подвержены эпигенетическим изменениям. На площади выявлен ряд проявлений полезных ископаемых, имеются отработанные коренные месторождения железа и строительных материалов.

Геологическое доизучение с подготовкой листа к изданию выполнено центральной геолого-геофизической партией открытого акционерного общества «Башкиргеология». В основу комплекта карт положены геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000, в результате которых составлена Госгеолкарта-200/1 (1959 г.) масштаба 1 : 50 000 (1956–1972 гг.), охватывающие незначительную (25 %) территорию листа на западе и юго-востоке, собственные исследования и тематические работы. Особо следует подчеркнуть высокое качество картографических материалов масштаба 1 : 200 000. Созданный современный комплект того же масштаба, отличаясь в деталях, полностью подтвердил ранее выявленные основные закономерности геологического строения. К материалам ГСР-50 данная характеристика применима лишь отчасти. Картографические материалы оформлены неудовлетворительно и часто просто не читаемы. В результате фактический материал, изложенный в отчетах, очень тяжело привязывается к полотну карты или не привязывается вовсе. Более того, авторами впервые выявлена патология с нумерацией проб, которая не соответствует номерам точек наблюдения. Особое разочарование данное обстоятельство вызывает на фоне огромного собранного фактического материала.

На начало работ площадь была обеспечена качественной дистанционной основой на базе космического снимка ASTER (ЦДМПИ ВСЕГЕИ). Геофизическая основа подготовлена ЗАО «НПП ВИРГ Рудгеофизика» в 2011 г. в рамках работ по объекту «Создание много- и гиперспектральной дистанционной и геофизической основы для обеспечения работ по составлению Госгеолкарт-200/2 и Госгеолкарт-1000/3». Геохимическая основа создана и апробирована в процессе ГДП-200.

Геологическое доизучение проведено по традиционной для этого вида работ методике. Карты составлены на неискаженной топографической основе масштаба 1 : 200 000 и фотографической координатно привязанной дистанционной основе. Работы проводились в течении пяти лет и включали подготовительный период, промежуточную камеральную обработку материалов, полевые и лабораторные работы, окончательную камеральную обработку полученных материалов и их подготовку к изданию. При комплексировании авторы стремятся применять с одной стороны интегральные схемы геологического изучения, с другой – использовать как метод сгущения наблюдений, так и последовательного наращивания площади. Кроме традиционных методик использованы современные приемы для решения конкретных и локальных задач.

Принципиальное отличие ГК-200/2 является создание компьютерной карты как информационно-аналитической системы, базирующейся на принципах ГИС. Уже с подготовительного периода вся информация создавалась и анализировалась в среде ArcMap.

В камеральных и полевых исследованиях участвовали: Ю. Г. Князев, О. Ю. Князева, Э. М. Айдаров, В. В. Закирова, Н. С. Топлова и др. (ОАО «Башкиргеология»); Е. И. Кулагина, Т. В. Клименко и др. (ИГ Уф НЦ РАН, г. Уфа); геофизическое обеспечение – Л. С. Быкова (ОАО «Башкиргеология»). Заключительные камеральные работы выполнены только сотрудниками геологосъемочного отряда. Геологическая карта дочетвертичных образований составлена Ю. Г. Князевым; карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения – О. Ю. Князевой, Ю. Г. Князевым, Э. М. Айдаровым; карта четвертичных отложений – О. Ю. Князевой. Этими же авторами выполнено большинство схем зарамочного оформления и условных обозначений. По результатам ГДП-200 возникла необходимость внесения изменений и дополнений в легенду Южно-Уральской серии листов, которые подготовлены Ю. Г. Князевым. В составлении электронной версии отчета и создании электронных баз данных принимал участие В. В. Закиров, Э. М. Айдаров. Определения фауны (фораминиферы) по новым сборам проведены сотрудником ИГ Уф НЦ РАН – Е. И. Кулагиной.

Авторы признательны В. В. Павлову, Н. В. Осикову (ОАО «Башкиргеология»), В. И. Сначеву, Е. И. Кулагиной, Т. В. Клименко (ИГ Уф НЦ РАН), А. В. Жданову, В. К. Шкатовой (ФГУП «ВСЕГЕИ») за помощь в организации работ, предоставление материалов и консультации.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Первые систематические геологические исследования территории относятся к середине прошлого века. В 1943 году О. П. Горяиновой, Э. А. Фальковой и А. И. Ивановым проведено геологическое картирование северо-западной части Южного Урала, в том числе и площади листа, масштаба 1 : 200 000. В процессе работ систематизированы многочисленные разрозненные сведения о геологическом строении, разработана актуальная до настоящего времени стратиграфическая схема рифея, выделены основные тектонические элементы и сделан вывод о приуроченности всех известных на тот момент рудопоявлений к тем или иным стратиграфическим горизонтам. В результате комплекса исследований составлена сводная геологическая карта. Позднее, в 1959 году, на базе ГСР-200 и обобщения материалов ранних поисковых работ Г. Б. Яковлевым составлена Госгеолкарта-200 первой серии. В процессе работ скорректирована схема стратиграфического расчленения рифея и венда (зильмердакская и ашинская свиты разделены на подсвиты и свиты), уточнены геологические границы стратонтов, контуры тектонических структур второго порядка и получена дополнительная палеонтологическая характеристика пермских отложений. Позднее работы данного масштаба на площади не проводились. Следует особо отметить высокое качество проведенных исследований и составленных картографических материалов. До настоящего времени, за прошедшие 50 лет, никаких принципиальных изменений в геологическом строении территории не внесено. Все проведенные позже региональные и тематические исследования лишь уточнили и детализировали различные аспекты геологического строения.

Первыми планомерными поисковыми работами в 1944–1946 гг. изучены железорудные месторождения Лапыштинского магнетитово-железорудного узла (Вейцлер Я. Я., Петошин П. И., 1946; Иванов А. И., 1945; Мокшанов Г. М., 1946). В результате комплексной оценки оруденения до глубины 200 м сделан вывод о низкой перспективности данного минерогенического таксона. В 1956–1958 годах проведены поиски титанового оруденения в центральной и северо-восточной части листа (Варламов Н. П., 1957; Соловьев И. Н., 1958). Выяснено, что рудные концентрации титана приурочены к трем маломощным горизонтам зильмердакской свиты.

В 1956 г. О. С. Галкина, Н. П. Варламов и И. Г. Топко закончили геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 листов N-40-55-B-a, в, 67-A-a, в. Работы носили отчетливо выраженный поисковый характер на фосфориты в пермских, отчасти каменноугольных отложениях. Тем не менее, детализировано и уточнено строение северной оконечности Алатауской антиклинали. В предгорной части впервые выделен сакмарский ярус нижней перми и осадки верхнего карбона. Визейский ярус расчленен на три подъяруса – нижний, средний и верхний. В девонских отложениях по рекам Аскын и Зилим описаны отложения фаменского яруса девона и установлено наличие неогеновых отложений. На основании определений микрофауны по р. Зилим граница между средним и верхним карбоном проведена по кровле зилимских слоев. В результате поисковых работ с одной стороны установлена бесперспективность района работ на фосфориты, с другой – выявлены большие перспективы в отношении строительных материалов. Количественная их оценка выполнена в 1962 году вдоль дороги Белорецк–Карламан (Гришин, 1962). Изучены различные геологические образования с точки зрения пригодности их использования в качестве строительных материалов: песчаников – в качестве бутового камня и щебня; мергелей и известняков – для изготовления портландцемента; кварцитов – для производства динаса. Сделаны выводы о том, что месторождения, находящиеся в доступных местах, пригодны для их использования при строительстве железной дороги.

В это же время для целей поисков железорудных месторождений и структурного районирования начаты мелкомасштабные аэрогеофизические исследования. Они осуществлены с низкой точностью наблюдений магнитного поля и плановой привязкой феррозондовой аппаратурой. В 1958–1960 годах Новосибирским геофизическим трестом под руководством Р. М. Антоновича для целей структурного районирования выполнена аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000

с высотой полетов 300 м. Позже в 1960 году тематической работой обобщены все выполненные на территории Республики Башкортостан аэромагнитные съемки и составлена первая «Карта магнитных аномалий СССР. Башкирская АССР и сопредельные территории».

В 1962–1963 годах трестом Башнефтегеофизика площадь листа была полностью покрыта гравиметрической съемкой с плотностью сети 1 пункт на 6–9 км², что соответствует масштабу 1 : 200 000 (Гурьев, Галавтин, 1963). Составлены карты аномалий силы тяжести в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 и 2,67 г/см³ и средней квадратической ошибкой ±0,48 мГал; уточнено структурно-тектоническое строение площади. По материалам съемки в 1968 году под редакцией В. Н. Колушова издана «Гравиметрическая карта СССР масштаба 1 : 200 000» с плотностью промежуточного слоя 2,3 и 2,67 г/см³ и сечением 2 мГал [25].

В 1963–1964 годах Западным геофизическим трестом в юго-восточной четверти листа для целей геологического картирования магнитных объектов (вулканогенных и интрузивных пород) выполнена аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 100 000 под руководством В. К. Валькова. Несколько позже, в 1968–1972 годах, БТГУ в пределах Ямантауской антиклинали для целей геологического картирования масштаба 1 : 50 000 проведены комплексные геофизические исследования (гравиразведка, магниторазведка и электроразведка) масштаба 1 : 50 000 (Швецов, Пацков, 1970; 1973). По материалам этих работ составлены кондиционные гравиметрические карты в редукции Буге с плотностью промежуточного слоя 2,3 и 2,67 г/см³, карты аномального магнитного поля и кажущегося электрического сопротивления. Доказана высокая эффективность геофизических методов при картировании докембрийских структурно-вещественных комплексов и решении поисковых задач.

ГСР-50 продолжены в 1972 г. на юго-востоке листа (А. В. Клочихин, П. Н. Швецов, Ф. А. Ямаев и А. А. Пацков, N-40-68-Б, В, Г). Подтверждена последовательность разреза рифейских отложений, отраженных на Госгеолкарте-200/1, и принятого в унифицированной стратиграфической схеме Урала. Уточнены границы распространения, состав и взаимоотношения подразделений. На две подсветы расчленены катавская и миньярская свиты, уточнен состав бердагуловской и ангастакской подсвет суранской свиты. В известняках верхней подсветы миньярской свиты обнаружены остатки микрофиталлитов вендского облика. Доказана правомерность выделения большеинзерской свиты, слагающей ядро Ямантауского антиклинория. Описаны 3 типа кор выветривания – осадочный, перемещенный и инфильтрационный. Уточнена мощность и площадное распространение кайнозойских отложений, установлен многофазный характер и разнообразный состав магматической деятельности, изучен петрографический состав и химизм гипабиссальных базитовых комплексов. Выявлен ряд новых пликативных форм высоких порядков и большое количество разрывных нарушений субмеридионального и субширотного направления. В ходе работ изучены новые рудопроявления фосфоритов, выделен ряд участков со значительными по размерам залежами глин, пригодных для кирпичного производства, песчано-гравийного материала, кварцевых песчаников, доломитов и известняков, зафиксированы литохимические аномалии бария в коренных породах. Сделаны выводы о том, что дальнейшего изучения заслуживают проявления меди в машакской свите, Юшинское месторождение магнетитов, а также перспективные на магнетит участки «Кузьелгинский» и «Запаньский», рекомендовано провести специализированные поиски в пределах аномалий бария. В ходе геологической съемки на локальных участках выполнены поиски по вторичным ореолам масштаба 1 : 50 000 по регулярной сети 500×50 м и масштаба 1 : 25 000 по сети 250×40 м. Бланки результатов анализов утеряны, обработка анализов выполнялась вручную. Тем не менее можно считать, что кондиционными литохимическими поисками по вторичным ореолам закрыто 260 км² или 5,4 % площади листа. Масштабность (1 : 200 000) проведенного литохимического опробования коренных пород имеет условный характер, поскольку пробы отобраны крайне неравномерно, преимущественно из открытых горных выработок или керн скважин, или отдельных обнажений.

Одновременно с ГСР-50 на площади листа Уральским территориальным геологическим управлением (УТГУ) и Западным геофизическим трестом (ЗГТ) с целью геокартирования и поисков углеводородного сырья продолжены аэрогеофизические работы масштабов 1 : 25 000–1 : 50 000. Построены высокоточные (±1–6 нТл) карты аномального магнитного поля (ΔT_a) масштабов 1 : 250 000 и 1 : 50 000 (Чурсин, Халымбоджа, 1973; 1974; 1977; Мавричев, Травников, 1981; Широков, 1983; Алексеенко, Мавричев, 1991). На площади Предуральского прогиба, в северо-западном углу территории с целью поисков углеводородного сырья трестом Башнефтегеофизика выполнены гравиметрические работы масштаба 1 : 25 000–1 : 50 000 (Битюков, Гурьев, 1971; 1972; Коняхин, Тимофеев, 1979; Аптикаева, 1991).

Параллельно с геологосъемочными работами выполнялись различные тематические исследования различных вопросов геологического строения территории. Среди авторов следует осо-

бо выделить работы В. И. Козлова, А. В. Маслова, М. Т. Крупенина, В. М. Горожанина, Л. В. Анфимова, А. А. Алексеева, О. В. Артюшковой, В. Н. Пучкова. В результате этих исследований существенно уточнен состав и сложение докембрийских и девонских подразделений, детально описаны многочисленные опорные обнажения, изучен состав и строение дифференцированных гипабиссальных интрузий, уточнены закономерности геологического развития территории с современным датированием реперных горизонтов. Закономерным итогом геологосъемочных и тематических работ явилось создание стратиграфических схем Урала от докембрия до кайнозоя [46, 47].

На площади листа проведены международные полевые геологические экскурсии: в рамках Международного проекта «Корреляция докембрия» для зарубежных геологов (1975 г.); по ключевым разрезам верхнего докембрия Южного Урала в рамках Международного проекта МПГК-440 (2003 г.); в рамках проекта «Создание комплекта мелкомасштабных карт геологического содержания Урало-Монгольского складчатого пояса» (2006 г.); «Типовые разрезы девона и нижнего карбона на Западном склоне Южного Урала» в рамках международной конференции «Биостратиграфия, палеогеография и события в девоне и раннем карбоне» (2011 г.).

В 2012–2014 гг. на территории ОАО «Башкиргеология» провела ГДП-200, а в 2015–2016 гг. подготовку листа к изданию. Данные материалы и легли в основу составления данного комплекта карт и объяснительной записки.

СТРАТИГРАФИЯ

Широкое распространение на площади листа получили преимущественно терригенные отложения рифея и венда. Подразделения девонской, каменноугольной и пермской систем известны в западной части территории. Коренные породы перекрыты маломощным чехлом нелитифицированных четвертичных осадков. Геолого-структурная позиция территории обусловила наличие трех структурно-формационных (фациальных) зон (СФЗ, СФцЗ). В объеме позднего протерозоя–среднего кембрия выделена Башкирская СФЗ в составе Восточно- и Западно-Башкирской подзон; позднего кембрия–карбона – Михайловско-Вайгачской подзона Бельско-Елецкой СФЗ; перми–триаса – Акбулакско-Корпачевская СФцЗ.

В Башкирскую СФЗ объединены рифейские и вендские терригенные и карбонатные отложения внутриконтинентальных бассейнов. Западно-Башкирская и Восточно-Башкирская подзоны отличаются друг от друга фациальными особенностями нижнего и среднего рифея. Данный стратиграфический интервал Западно-Башкирской подзоны на площади листа не обнажен, но нашел отображение на разрезе. Границей между подзонами выступает трансрегиональный Караташко-Зюраткульский надвиг. Бельско-Елецкой СФЗ принадлежат девонские и каменноугольные преимущественно карбонатные осадки шельфа пассивной окраины континента, сгруппированные в Михайловско-Вайгачскую подзону. Западной границей подзоны является предполагаемый главный разлом, скрытый под пермскими отложениями на контакте Восточно-Европейской платформы и Урало-Монгольского складчатого пояса. Восточная граница проведена условно по приадрной части Башкирского антиклинория. Пермские и триасовые морские и дельтовые карбонатные и терригенные отложения сгруппированы в Акбулакско-Корпачевскую фациальную область. Наиболее полно здесь представлены молассовые осадки приуральского отдела нижней перми. Триасовые осадки распространены локально.

Описание стратиграфических подразделений проводится в возрастной последовательности снизу вверх, в пределах единых возрастных уровней. Для большинства стратонаов приведены литологическая, петрографическая и геохимическая характеристики. Формационная принадлежность подразделений определена в результате комплексной интерпретации их состава и сложения с учетом непрерывной и направленной фациальной смены осадочных процессов. В основу классификации положено «Генетическое учение о геологических формациях» (Попов В. И., Запрометов В. Ю., 1985). Свойства части подразделений детально освещены в общедоступных публикациях, поэтому их описание сведено к минимуму.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

РИФЕЙСКАЯ ЭНОТЕМА

За стратотип рифея приняты отложения Башкирского антиклинория. Нижняя граница датируется в $1\ 650 \pm 50$ млн лет, верхняя – в 600 ± 10 млн лет. В объеме стратона, как три эратемы, выделены три серии: ранняя (бурзьянская), средняя (юрматинская) и поздняя (каратавская). Каждая серия характеризуется определенными изотопными датировками.

Рифейским отложениям соответствуют Инзерская зона пониженного гравитационного поля и Ямантауская зона дифференцированного повышенного поля. Первой зоне соответствует минимум, отражающий глубокую впадину в кристаллическом фундаменте, заполненную преимущественно верхнерифейскими отложениями с пониженной плотностью, второй – дифференцированный повышенный максимум, обусловленный присутствием относительно плотных ($2,81\ \text{г/см}^3$) пород нижнего рифея и относительно малой глубиной залегания кристаллического архей–протерозойского фундамента.

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

К наиболее древним отложениям относятся большеинзерская, суранская, юшинская и кызылташская свиты.

Большеинзерская свита (RF₁bi) распространена в южной части территории, в верховьях р. Миньяк, где слагает ядро Миньякско-Бердагуловской антиклинали второго порядка. Площадь выхода на дневную поверхность не превышает 10 км². Стратотип описан А. И. Ивановым в 1937 г. южнее территории на левом берегу р. Большой Инзер [27]. Позже разрез изучался большой группой исследователей. Литотипом свиты являются светло-серые и серые массивные среднезернистые кварцевые песчаники. Алевролиты, участвующие в строении разреза, по составу и облику близки к песчаникам и отличаются от них размерностью, уменьшением количества обломочного материала, наличием более тонкой слоистости, большей известковистостью и присутствием значительного количества углеродисто-глинистой примеси. Углеродисто-глинистые сланцы встречаются в виде маломощных (от 2–3 мм до 5–10 см) прослоев среди песчаников. Маломощные прослои гравелитов и редко галечниковых конгломератов состоят из обломков гранитов, метаалевритов, карбонатно-кварцевых роговиков и глинистых сланцев. Среди карбонатных пород, составляющих до 15 % общей мощности разреза, диагностированы известняки и доломиты. Полная мощность свиты достигает 2 000 м.

Песчаники и алевролиты характеризуются резко пониженной плотностью 2,63 г/см³ и относительно повышенным электрическим сопротивлением 2 000–6 200 Ом·м. Породы практически немагнитны. В физических полях свита характеризуется спокойным магнитным полем, дифференцированным полем кажущегося сопротивления интенсивностью от 500 до 1 000 Ом·м и дифференцированным полем силы тяжести. Дешифрируемость плохая – сглаженный холмистоувалистый рельеф с безструктурным фотоизображением.

На площади листа обнаженность подразделения неудовлетворительная – редкие разрозненные коренные выходы, судя по которым, разрез представлен ритмичным чередованием средне- и мелкозернистых кварцевых и кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов с редкими прослоями углеродисто-глинистых, кварц-хлорит-серицитовых сланцев, известняков и доломитов. Подстилающие свиту отложения неизвестны, верхний стратиграфически нормальный контакт с перекрывающей суранской свитой проводится по подошве слоистых известняков.

В составе доминирующих массивных разномасштабных песчаников преобладают обломки кварца (до 80 %), в подчиненном качестве присутствуют плагиоклазы (до 15 %) и микроклин (до 15 %). Цемент сцепления, реже – поровый или базальный серицит-кварцевый, биотит-серицит-кварцевый, карбонат-серицит-кварцевый. Среди аксессуаров диагностированы: турмалин, циркон, апатит, биотит, мусковит, сфен. Для песчаников характерны низкие концентрации подавляющего большинства микроэлементов. Надкларковые (Кк 1,7) содержания отмечаются только для меди. При этом ярко выражен дефицит Ga, Be, Ni, Y, Co, V, Ti, B, Sr (Кк от 0,6 до 0,6). От песчаников перекрывающей суранской свиты они отличаются более высокими содержаниями Cr, Mn, Cu (в 1,5–3,0 раза) и более низкими – Sc, Ti, Zn, V, Sr, Y (в 1,5–4 раза).

На площади листа свита представлена своей верхней частью. Мощность подразделения, судя по графическим построениям, превышает 250 м. Возраст, согласно легенды Южно-Уральской серии принят раннерифейским.

Геодинамическая позиция во многом остается скрытой. По данным А. В. Маслова осадочные ассоциации формировались в относительно глубоководном обширном бассейне, областью питания которого являлся тараташский выступ архейского основания [41]. Имеющийся фактический материал данной модели не противоречит. Представляется, что терригенные полициклические большеинзерские осадки сформированы в трансгрессивную стадию развития «бурзянского» бассейна, при постепенном нарастающем углублении его ложа.

Суранская свита распространена в юго-восточной части района в осевой части Ямантауской антиклинали. Западной границей ее распространения служат хр. Нары, Мал. Ямантау, Караташ, восточной – хр. Белятур и Юша. Кроме того, она выходит на поверхность в бассейне р. Бол. Инзер в районе д. Гадьльшино. Впервые свита описана А. И. Ивановым в 1937 г. [27]. По его представлению разрез представлен в нижней и верхней частях известняками и доломитами, а в средней – разнообразными сланцами. Свита подразделяется на пять подсвит: миньякскую, бердагуловскую, ангастакскую, сердаукскую и лапыштинскую.

Первая (миньякская) подсвита (RF₁sf₁) выходит на дневную поверхность в бассейне р. Миньяк и р. Бол. Инзер выше устья р. Юша, где она слагает ядро Миньякско-Бердагуловской антиклинали второго порядка, и представлена преимущественно известняками и доломитами, реже – магнетитами. Немагнитные карбонатные породы характеризуются относительно высоким электрическим сопротивлением 2 000–3 000 Ом·м и являются наиболее плотными в разрезе ри-

фея ($2,81 \text{ г/см}^3$). В физических полях подразделение характеризуется спокойным магнитным полем и локальными положительными аномалиями силы тяжести. Дешифрируется подсвета плохо, отличаясь от подстилающих отложений более изрезанным рельефом за счет интенсивной эрозии карбонатов.

На площади листа обнаженность плохая. Наиболее полный разрез описан южнее территории в естественных обнажениях по береговым обрывам правого берега р. Бол. Инзер в районе с. Карталинская Запань [86], где снизу вверх залегают:

1. Известняки серые слоистые рассланцованные.....	60 м
2. Известняки темно-серые массивные	75 м
3. Известняки темно-серые массивные с единичными прослоями тонкослоистых разностей	50 м
4. Известняки серые и светло-серые слоистые сланцеватые	50 м

Суммарная мощность фрагмента разреза 235 м. В районе д. Гадьлышна, по данным бурения скважин на рудопроявлении Юшинское, в разрезе зафиксированы прослои доломитов и магнетитов [86].

Доминирующие карбонатные породы массивные, реже – параллельнослоистые или волнистослоистые с текстурами подводно-оползневого течения за счет тонких (до 2 мм) прослоев глинистых разностей. В составе преобладают псаммитовые или алевроитовые зерна кальцита, доломита, реже – магнетита, но встречается зерна кварца, плагиоклазов, микроклина, турмалина, циркона, слюды, содержание которых в отдельных случаях достигает 25 %. Взаимные переходы литологических разностей не контрастные, проявляются содержаниями зерен доломитов или магнетитов.

По мнению П. Н. Швецова, доломиты и магнетиты метасоматического происхождения. Иная модель подразумевает формирование седиментационного доломита и магнетита на стадии диагенеза, и именно по этой причине магнезиальные карбонаты всегда кристаллическизернистые и условно «вторичные». Данной модели придерживаются и авторы.

Контакт с перекрывающими алевропелитами бердагуловской подсветы резкий, но без признаков размыва. Суммарная мощность подразделения, судя по графическим построениям, достигает 350 м. Подсвета вмещает проявления магнетита и флюорита.

Вторая (бердагуловская) подсвета (RF, Sr_2) алевролитов и углеродистых сланцев залегают с нормальным контактом на миньяжской подсвете. Плотность пород изменяется от $2,67 \text{ г/см}^3$ у глинистых и углеродисто-глинистых сланцев до $2,73\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$ у алевролитов. Отложения слабомагнитны ($(10\text{--}15) \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ) и характеризуются относительно пониженным электрическим сопротивлением ($700\text{--}800 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). В физических полях подразделение отмечается относительно низким кажущимся сопротивлением ($100\text{--}300 \text{ Ом}\cdot\text{м}$). На контакте миньяжской и бердагуловской подсвет отмечаются отрицательные локальные аномалии силы тяжести интенсивностью 1–2 мГал. Дешифрируемость плохая – сглаженный рельеф пониженных участков рельефа.

Стратотипическая местность расположена на площади листа в районе с. Бердагулово, где подразделение слагает ядро Миньяжско-Бердагуловской антиклинали второго порядка. Положение стратотипа определено не строго: береговые обрывы р. Мал. Инзер в районе села. Здесь и составлен частный разрез по коренным обнажениям вдоль автотрассы Уфа–Белорецк. Контакт с подстилающими миньяжскими карбонатами не обнажен, а нижняя и средняя части разреза представлены следующим образом (снизу вверх):

1. Алевролиты серые, с поверхности желтые параллельнослоистые доломитистые плитчатые с прослоями глинистых и углеродисто-глинистых разностей; в нижней части прослои темных углеродистых аргиллитов	34 м
2. Закрытый интервал	2 м
3. Алевролиты серые, темно-серые тонко-параллельнослоистые глинистые, углеродистые с тонкими известковистыми прослоями	38 м
4. Закрытый интервал	8 м
5. Алевролиты серые, темно-серые тонко-параллельнослоистые глинистые тонкоплитчатые	57 м
6. Закрытый интервал	9 м
7. Алевролиты серые глинистые параллельнослоистые с тонкими прослоями темных углеродистых аргиллитов	13 м

Выше разрез закрыт. Суммарная мощность фрагмента 161 м. Верхняя часть подсветы описана на левом берегу р. Мал. Инзер в районе устья р. Сарбайтал [82]. Здесь снизу вверх залегают:

1. Известняки серые тонкополосчатые мелкозернистые с тонкими прослоями графитисто-глинистых сланцев, мощность которых увеличивается вверх по разрезу.....	60 м
---	------

2. Известняки серые массивные с прослоями тонкополосчатых разностей	12 м
3. Известняки серые тонкослоистые мелкозернистые, в основании прослой графитистых сланцев	6 м
4. Сланцы черные полосчатые углеродистые, известковистые	44 м
5. Ритмичное переслаивание сланцев черных углеродистых (от 3 до 12 мм) и алевролитов серых кварцевых на известковистом цементе (от 3 до 20 мм). Алевролиты составляют 60 % разреза	108 м

Мощность фрагмента 230 м. Контакт с перекрывающей ангастакской подсвитой постепенный и выражается в уменьшении содержания углеродистого материала и вытеснении его серицитом и хлоритом. Соответственно изменяется окраска пород от темно-серой до голубовато-серой.

Для состава подразделения типичны и характерны графитистые, глинистые и известково-глинистые сланцы, алевролиты и известняки. Сланцы состоят из чередования слабополяризующих графитистых, гидрослюдисто-глинистых прослоев с единичными зернами кварца и алевролита, состоящего из изометричных, остроугольных зерен кварца среди параллельно ориентированных скоплений углеродисто-глинистого пелитового материала. Известковистые сланцы состоят из пелитовых зерен карбоната и слабополяризующего глинистого материала с чешуйками серицита. Алевролиты состоят из зерен кварца (до 50 %) и полевого шпата (до 7 %), сцементированных раскристаллизованным карбонатным материалом (до 50 %). Встречаются единичные чешуйки мусковита, зерна циркона, сфена, турмалина и пирита. Известняки содержат незначительное количество (до 7 %) кварца. Размер зерен кальцита не превышает 0,08 мм. Кроме кальцита и кварца присутствуют серицит, пирит и лейкоксен.

Мощность подсвиты, по данным различных авторов, изменяется в широких пределах от 300 до 500 м.

В составе подразделения на площади листа известны проявления бурых железняков. Сланцы благоприятны для локализации флюоритовой минерализации.

Третья (ангастакская) подсвита (RF, sr_3) слагает крылья Миньякско-Бердагуловской и ядро Кузьелгинской антиклиналей второго порядка, где она представлена хлорит-глинистыми, серицит-хлорит-глинистыми сланцами с подчиненными кварцевыми алевролитами, мергелями, известняками и доломитами, которые чередуются в разрезе в различных последовательностях. Плотность пород изменяется в широких пределах: от 2,62 г/см³ у алевролитов и 2,68 г/см³ у глинистых сланцев до 2,73 г/см³ у известняков. Средневзвешенная плотность подсвиты – 2,64 г/см³. Отложения слабомагнитны ($20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ) и характеризуются повышенным электрическим сопротивлением (1 000–2 000 Ом·м). В физических полях подразделение отражается областью повышенного кажущегося сопротивления (1 000–2 000 Ом·м), слабодифференцированным полем силы тяжести с локальными аномалиями интенсивностью до 0,5 мГал и областью спокойного магнитного поля. По отношению подстилающей бердагуловской свиты фотоизображение подразделения относительно структурное, свита слагает приподнятые участки рельефа. Сведений о положении стратотипа нет.

По данным А. В. Клочихина [75] в основании разреза залегают известково-доломитовые, глинистые мергели в переслаивании с зеленовато-серыми кварцевыми алевролитами с пакетами хлорит-серицит-кварцевых сланцев мощностью до 10 м, чередующиеся по разрезу через 20 м. Суммарная мощность нижней части разреза достигает 80 м. Выше, в средней части разреза, располагается тонкое чередование серых, зеленовато-серых кварцевых алевролитов, глинистых, серицит-глинистых, графит-серицит-глинистых сланцев и глинистых доломитовых мергелей мощностью до 250 м.

Верхняя часть подсвиты (до 200 м) сложена тонким ритмичным переслаиванием разнообразных сланцев. В Кузьелгинской антиклинали распространены зеленовато-серые ленточно-полосчатые серицит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые сланцы. В Миньякско-Бердагуловской антиклинали – серицит-глинистые, иногда известковистые алевролитистые сланцы. Контакт с перекрывающей сердаукской подсвитой постепенный, проводится по нарастанию содержания графитистого материала, сменой окраски пород на темно-серую и изменением характера напластования.

Сланцы, доминирующие в составе подразделения, бластопелитовые или бластоалевропелитовые микро- или тонкослоистые, состоят из пелитоморфного карбоната или глинистого материала, кальцита, кварца и серицита. Хлорит-серицитовые сланцы состоят из ориентированных чешуек серицита (37 %), хлорита (20 %) и зерен кальцита (30 %). В значительном количестве присутствует сфен (до 3 %) и рудные минералы (до 10 %). Кварцевые разности представляют собой рассланцованные кварцевые алевролиты.

Мощность подсвиты варьирует от 400 до 600 м.

Четвертая (сердаукская) подсвита (RF, sr_4) распространена в Кузьелгинской и Миньякско-Бердагуловской антиклиналях второго порядка. Состав близок к бердагуловской подсвите, в

строении преобладают темно-серые и черные углеродисто-глинистые и серые серицит-кварцевые сланцы с прослоями алевролитов. Породы обладают средней плотностью ($2,75-2,76 \text{ г/см}^3$), слабомагнитные ($(17-25) \cdot 10^{-6}$ ед. СГСМ), с дифференцированным электрическим сопротивлением от 200 до 3 500 Ом·м. В физических полях отложениям соответствуют области относительно пониженного кажущегося сопротивления. Обнаженность подразделения плохая, фотоизображение «мягкое», безструктурное.

Наиболее полный разрез описан в районе д. Нижняя Манява [82], где на сланцах ангастакской подсветы снизу вверх залегают:

1. Сланцы темно-серые глинистые	11 м
2. Сланцы темно-серые глинистые, известковистые неравномерно полосчатые	8 м
3. Сланцы темно-серые известковистые неравномерно слоистые	12 м
4. Сланцы темно-серые углеродисто-глинистые неравномерно полосчатые	13 м
5. Задерновано	4 м
6. Сланцы темно-серые слоистые углеродисто-глинистые	27 м
7. Переслаивание сланцев глинистых волнистослоистых и алевритистых	3 м
8. Сланцы черные глинистые, углеродистые	15 м
9. Задерновано	4 м
10. Сланцы темно-серые неравномерно слоистые глинистые	21 м

Мощность фрагмента разреза составляет 118 м.

Преобладающие в разрезе глинистые сланцы состоят из пелитового материала с микрозернами кварца и микрочешуйками гидрослюды и серицита. Среди второстепенных минералов диагностированы: турмалин, рутил, апатит, карбонат (в некоторых разностях – до 10 %). Алевритистые сланцы состоят из перекристаллизованного глинистого материала с линзами углеродистого вещества и кластогенных зерен кварца (до 10–20 % объема).

Контакт с перекрывающей лапыштинской подсветой постепенный, фиксируется по появлению в разрезе серых известняков и известковистых сланцев. Мощность подсветы на площади листа изменяется от 200 до 400 м.

Графитистые сланцы вмещают пункты минерализации золота и платины.

Пятая (лапыштинская) подсвета ($RF_{15}sr_5$) выходит на дневную поверхность на юго-восточных крыльях антиклиналей второго порядка в долинах рек Мал. Инзер, Кузьелга и др. Стратотип описан южнее площади в районе д. Лапышта. Для состава характерно доминирование карбонатных пород. Обнаженность подразделения плохая – редкие коренные обнажения. Как правило, карбонаты интенсивно эродированы. Доломиты плотностью $2,7 \text{ г/см}^3$ и сланцы плотностью $2,83 \text{ г/см}^3$ практически немагнитны, обладают высоким электрическим сопротивлением (до 4 400 Ом·м). В физических полях подсвета фиксируется повышенным полем силы тяжести и областями кажущегося электрического сопротивления 3 000–5 000 Ом·м.

Нижняя часть разреза (до 100 м) описана П. Н. Швецовым по береговому обрывам р. Кузьелга, где она представлена однообразным чередованием плитчатых серых мелко-, среднезернистых доломитов, известняков с прослоями известковистых сланцев [86]. Средняя часть подразделения (до 100 м) описана А. В. Ключихиным по береговому обрывам р. Мал. Инзер в районе ст. Айгир [75], где разрез представлен чередованием серых массивных алевросаммитовых известняков (0,5–1,0 м) и серых псаммитовых известковистых доломитов (0,6–1,0 м). Верхняя часть разреза (60 м) описана по данным бурения в районе пос. Татлы [82], где она представлена темно-серыми тонкополосчатыми пелитоморфными доломитами с прослоями темно-серых слоистых мелкозернистых, пелитоморфных известняков.

Доминирующие в разрезе доломиты пелитоморфные с примесью зерен кварца и плагиоклазов (от 2 до 25 %), биотита, мусковита, турмалина и рудных минералов. Известняки, в той или иной степени, перекристаллизованные гранобластовые, сланцеватые, реже – массивные с акцессориями (биотит, турмалин, рутил, редко – сфен и окатанный циркон). Содержание карбонатного материала (доломита) в мергелях составляет 50–60 %. Глинистый материал серицит-кварцевого состава. Отмечается примесь обломочного кварца.

Контакт подсветы с перекрывающей юшинской свитой считается нормальным без признаков стратиграфического или структурного несоответствия. На правом берегу р. Кузьелга на пачке переслаивания доломитов и сланцев залегают юшинские кварцевые алевролиты. На левобережье р. Багарышта юго-западнее пос. Татлы на известняках залегают зеленовато-серые глинистые и известковистые сланцы [86]. В обоих случаях граница проводится по исчезновению массивных карбонатов. Мощность подсветы колеблется в широких пределах: от 300 м в западной части распространения (верховья р. Лапышта) до полного выклинивания – на востоке территории.

Геохимически охарактеризованные вторая, третья и четвертая подсвиты суранской свиты по уровню концентрации микроэлементов близки. Во второй подсвите отмечаются более высокие содержания Mn, а для третьей характерен высокий Ba и низкий Sr. Относительно кларка свита в целом обогащена Cd, Ag, Bi при дефиците Mo, Ti, Mn, Be, Cu, B, V, Co, Ni, Cr, Sr.

Осадочная ассоциация свиты в целом характеризуется чередованием в разрезе эпизодов карбонатакопления (включая доломиты и карбонатные конгломераты) и пелитонакопления (тонкослоистые глинистые алевролиты, глинистые, углеродисто-глинистые или карбонатные сланцы). К первым принадлежат миньякская и лапыштинская подсвиты, ко вторым – бердагуловская, ангастакская и сердаукская подсвиты. Мощность пелитовых подсвит, занимающих среднюю часть разреза, существенно превышает мощности карбонатных подразделений. Следует полагать, что подразделение сформировано в пределах мелководного бассейна, испытывающего на фоне нарастающей трансгрессии с формированием в застойных условиях тонкослоистых пелитов, эпизодов обмеления (регрессии) и накопления карбонатов. Данные условия характерны для прибрежной слоистой терригенно-карбонатной формации.

Мощность свиты в целом изменяется от 1 500 до 2 000 м. Возраст согласно легенде Южно-Уральской серии принят нижнерифейским.

Юшинская свита развита широко в пределах Ямантауской антиклинали, где слагает центральные части синклиналей второго порядка и протягивается широкой полосой на левобережье р. Мал. Инзер от пос. Кузьелга на севере до д. Дубинино на юге, на склонах хребтов Нары и Караташ, Белятур, Нараташ и др. Свита представлена тонкослоистыми мелкозернистыми кварцевыми или кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевропелитами, сланцами и расчленена на две подсвиты.

Нижняя (вязовская) подсвита (RF_{1j5}) темно-серых ленточно-полосчатых глинистых и углеродисто-глинистых сланцев и серых алевролитов с прослоями песчаников распространена на крыльях Юшинской синклинали второго порядка. Породы характеризуется пониженными значениями кажущегося электрического сопротивления (менее 500 Ом·м) и относительно повышенным полем силы тяжести. Обнаженность плохая, сглаженный эрозионный рельеф с безструктурным фотоизображением. Состав подсвиты изучался главным образом по данным бурения.

Наиболее полный разрез вскрыт в 1,5 км юго-восточнее пос. Татлы [86], где под элювиально-делювиальными отложениями залегают (сверху вниз):

1. Сланцы темно-зеленые глинистые	1 м
2. Сланцы зеленые или темно-зеленые серицит-глинистые с прослоями песчаников мелкозернистых кварцевых, слюдяных мощностью до 0,05 м	2 м
3. Алевролиты массивные кварцевые с чешуйками слюды и прослоями (до 0,03 м) серицит-глинисто-углистых сланцев	1 м
4. Сланцы темные, зеленовато-серые серицит-глинистые с редкими прослоями песчаников кварцевых мощностью до 0,02 м	5 м
5. Алевролиты зеленовато-желтые массивные кварцевые	4 м
6. Сланцы серые тонкослоистые серицит-глинистые, углеродистые с прослоями песчаников желтовато-красных кварцевых и алевролитов мощностью	6 м
7. Песчаники красновато-желтые тонкослоистые кварцевые с редкими прослоями темно-серых, почти черных углеродисто-глинистых сланцев	36 м
8. Сланцы черные массивные углеродисто-глинистые с прослоями светлых алевролитов и песчаников	5 м
9. Песчаники кварцевые в переслаивании с темными глинистыми сланцами	11 м
10. Песчаники светло-серые рассланцованные кварцевые с тонкими прослоями темных углеродисто-глинистых сланцев	2 м

Мощность фрагмента разреза 73 м.

Полосчатость доминирующих в разрезе сланцев обусловлена чередованием тонких (от 0,1 до 1–2 мм) прослоев серицит-глинистых и углеродистых разностей. Часто присутствуют точечные включения гидроксида железа или буроватые скопления и ромбовидные зерна слабополяризующего минерала. Характерно появление игольчатого рутила и турмалина. Встречается лейкоксен, единичные таблочки мусковита, иногда в сростании с биотитом.

Алевролиты состоят из перекристаллизованного кварцевого материала разной зернистости. Встречаются чешуйки серицита, мелкие таблочки мусковита и аутогенный турмалин. Песчаники мелкозернистые кварцевые (99–100 %), в незначительном количестве отмечаются зерна полевых шпатов и глинистых серицитовых сланцев. Цемент или базальный, или заполнения пор. В первой разновидности кластогенный материал занимает от 35 до 60 % объема пород, во второй – 80–90 %. Степень окатанности обломков разная.

Контакт с перекрывающей верхней подсветой проводится условно по нарастанию в разрезе мощности и частоты встречаемости песчаных прослоев. В связи с условностью границы мощность подсветы изменяется у различных авторов от 100 м (А. В. Ключихин) до 300 м (Г. Б. Яковлев).

Подсвета вмещает бурожелезняковое оруденение, которое детально изучено в пределах Лапыштинского рудного узла. Здесь подсвета расчленена на три горизонта [17]. Подрудный горизонт сложен темно-серыми филлитовыми сланцами и серыми, буровато-серыми алевролитами. Мощность горизонта колеблется от 20 до 200 м. Рудный горизонт представлен залежами плотных, частью пористых и кавернозных бурых железняков. Залежи, залегающие согласно с вмещающими породами, разобщены оруденелыми сланцами. Мощность горизонта от 3 до 15 м. Надрудный горизонт мощностью от 50 до 200 м представлен филлитовыми алевритистыми сланцами. В нижней части прослой обогащены углеродистым материалом.

Верхняя (багарыштинская) подсвета (RF₁jš₂) слагает ядра и крылья разнопорядковых синклиналей. Площади выхода протягиваются от пос. Верх. Манява в северо-восточном направлении до пос. Кузьелга, обнажения известны по береговым обрывам рек Мал. Инзер и Багарышта (стратотип). Типовым для состава подразделения является чередование разнозернистых кварцевых песчаников, зеленовато-серых алевролитов и темно-серых углеродисто-глинистых сланцев. Отмечены линзы конгломератов и гравелитов. По данным П. Н. Швецова разрез имеет выраженную ритмичность при двух-, трех- и четырехчленном строении.

Кварцевые песчаники характеризуются значениями кажущегося электрического сопротивления менее 1 000–1 500 Ом·м и отрицательными локальными аномалиями силы тяжести. Дешифрируемость подразделения удовлетворительная – структурное фотоизображение на фоне сглаженных форм нижней подсветы.

Западнее пос. Татлы в искусственных обнажениях железной дороги Татлы–Кузьелга снизу вверх залегают:

1. Полициклическое чередование песчаников зеленовато-серых массивных или волнистослоистых разнозернистых кварцевых слюдястых и алевролитов темно-серых, черных параллельнослоистых глинистых углеродистых. На контакте литологических разностей прослой гравелитистых песчаников31,4 м
2. Чередование песчаников серых массивных среднезернистых кварцевых и алевролитов темно-серых параллельно-тонкослоистых глинистых. В средней части интервала преобладают песчаники, в начале и в конце интервала – алевролиты13,4 м
3. Тонкое переслаивание песчаников серых, зеленовато-серых массивных среднезернистых кварцевых и аргиллитов черных, светло-серых тонко-параллельнослоистых9,5 м
4. Песчаники серые массивные среднезернистые кварцевые с тонкими редкими прослоями алевролитов черных листоватых. В конце интервала прослой гравелитов желтовато-серых полимиктовых с глинистыми примазками12,1 м
5. Переслаивание песчаников серых, желтовато-серых слоистых или массивных кварцевых с линзами гравелитов и алевролитов черных параллельнослоистых глинистых17,1 м
6. Алевролиты серые, темно-серые параллельнослоистые глинистые11,4 м
7. Песчаники серые полого-волнистослоистые среднезернистые кварцевые, в основании – зеленые слюдястые6,8 м
8. Алевролиты серые, темно-серые параллельнослоистые с прослоями песчаников зеленых массивных или волнистослоистых слюдястых, песчаников серых массивных среднезернистых кварцевых21,8 м
9. Переслаивание песчаников красных слоистых разнозернистых кварцевых ожелезненных и алевролитов темно-серых параллельнослоистых глинистых. Прослой гравелитов и крупные плоские гальки алевролитов10,5 м
10. Чередование песчаников серых, желтовато-серых слоистых среднезернистых кварцевых и алевролитов тонко-параллельнослоистых глинистых. Крупные знаки ряби, выполненные тонкими прослоями алевролитов22,6 м
11. Песчаники серые массивные среднезернистые кварцевые. В кровле алевролиты серые параллельнослоистые6,8 м
12. Песчаники серые, зеленовато-серые массивные среднезернистые кварцевые с тонкими редкими прослоями алевролитов серых, черных параллельнослоистых глинистых20,1 м
13. Алевролиты темно-серые параллельнослоистые глинистые с прослоями песчаников серых массивных среднезернистых11,1 м

Суммарная мощность фрагмента разреза 204,6 м.

Из приведенного материала следует, что строение разреза не обладает классической циклическостью (ритмичностью). Чередование терригенных разностей незакономерное, отсутствуют смешанные разновидности типичные для условий выпадения материала в толще воды (алевропесчаники, алевритистые аргиллиты и прочее) и явные следы мелководных прибрежных условий (знаки ряби, крупные плоские гальки как признаки перемыва слаболитифицированного осадка). Вероятно, разрез в целом относится к полициклическим смешанным терригенным образованиям.

Преобладающие в составе песчаники разнозернистые кварцевые (до 99 %) с примесью мусковита и биотита на поровом или базальном цементе. Среди аксессуаров диагностированы: циркон, апатит, монацит, турмалин, рутил, лейкоксен. Цемент разнообразен, от хлорит-гидрослюдистого до серицит-кварцевого, кварцевого или карбонатного. Алевролиты по составу близки к песчаникам. Глинистые сланцы обладают слоистой текстурой и бластопелитовой структурой. Они состоят из гидрослюдисто-глинистого или гидрослюдисто-кварцевого агрегата, обогащенного игольчатым рутилом, сагенимом и аутигенным турмалином, реже – сфеном. Гравелиты состоят из обломков серицит-глинистых сланцев и кварцитов (кварцевых песчаников), сцементированных кварц-карбонатным песчаником.

Алевролиты подсвиты характеризуются избытком Cd, Bi, Sr и дефицитом Mo, Be, V, Cu, Cr, Ni, Sn, Mn, Co. От алевролитов четвертой подсвиты суранской свиты они отличаются более высокими концентрациями Y, V, Be, Ga, Sc (в 1,5–2 раза) и более низкими – Co, Mn (в 1,5–3 раза). В песчаниках отмечается избыток Cd, Bi, Zn, La при дефиците Cr, Be, Ti, Ni, Co, B, Sr. Подсвита вмещает бурожелезняковое оруденение.

Контакт с вулканитами перекрывающей машакской свиты несогласный со стратиграфическим перерывом и локальными структурными несоответствиями. В сближенных обнажениях на западном склоне г. Дунасунган юшинские отложения залегают с умеренно крутым падением на северо-запад (аз. пад. $320^\circ \angle 65^\circ$), а машакские риолиты с пологим падением на юго-восток (аз. пад. $120^\circ \angle 10-15^\circ$). Иная, согласная картина зафиксирована на северном отроге хр. Белятур. Песчаники юшинской свиты залегают с аз. пад. $110-130^\circ \angle 40-60^\circ$, а машакские риолиты – с аз. пад. $125^\circ \angle 50^\circ$. В региональном плане структурные несоответствия так же не картируются. Суммарная мощность подразделения варьирует от 350 до 450 м [75, 86].

Кроме вышеописанных подсвит, южнее площади работ описана *третья сухинская подсвита*, сложенная зеленовато-серыми серицит-глинистыми сланцами с прослоями желтовато-серых кварцевых песчаников. Состав песчаников и сланцев близок и аналогичным разновидностям первой и второй подсвит [86]. В пределах листа подсвита не выделена. Или подразделение эродировано, или оно включено в состав верхней подсвиты. Суммарная мощность свиты на площади листа варьирует от 500 до 750 м.

Раннерифейский возраст подразделения вытекает из положения в разрезе – ниже перекрывающей среднерифейской машакской свиты, охарактеризованной абсолютным датированием отложений.

Геодинамическая позиция свиты вполне логично укладывается в закономерности «суранского» эпизода. На фоне продолжающейся «бурзьянской» трансгрессии карбонаты лапыштинской подсвиты замещаются тонкослоистыми пелитами (сланцами, глинистыми алевролитами) нижней подсвиты. Вещественные, текстурно-структурные особенности осадка свидетельствуют о застойном относительно переуглубленном режиме, запечатленном в пелитовой углеродистой формации. Уже в багарыштинское время бассейн вступает в регрессивное развитие с накоплением «существенно псаммитовых» осадков, которые сопоставимы с терригенной полициклической формацией.

Бакальская свита (RF₁bk) впервые описана О. П. Горяиновой и др. в 1931 г. в районе г. Бакал, где представлена преимущественно тонкослоистыми глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и алевролитами с единичными маломощными прослоями доломитов и известняков [22]. На площади листа свита не обнажена, но предполагается под зигальгинской свитой в разрезе Западно-Башкирской подзоны. В региональном плане взаимоотношение стратонов считается несогласным с размывом. Мощность свиты в стратотипе достигает 1 400 м, на площади листа принимается более 1 000 м.

Кызылташская свита (RF₁kz) впервые описана в 1949 г. А. И. Ивановым юго-восточнее площади листа, который отнес к ней метаморфизованные карбонатные и терригенные отложения района рек Большой и Малый Сюрюньязк [28]. Позже З. М. Ротару расчленил ее на четыре подсвиты [59]. На территории подразделения занимает крайне ограниченную (менее 6 км²) площадь на юго-востоке листа. По этой причине характеристика стратона приведена по материалам примыкающих с востока, юго-востока и юга листов Госгеолкарты-200/2 [18, 20].

Главное, но не единственное, отличие подразделения от возрастных аналогов Башкирской СФЗ – метаморфогенное, эпидот-амфиболитовое преобразование первичного осадочного материала, в результате которого корреляция разрезов затруднена. Свита расчленена на четыре подсвиты. *Первая (ахмеровская) подсвита* сложена серыми слоистыми мраморами и мраморизованными известняками, замещающимися по простиранию доломитами и магнезитами, формирующими месторождения и проявления. Мощность составляет 300 м. *Вторая (басканская) подсвита* мощностью до 600 м сложена серыми карбонат-кварц-хлоритовыми и гранат-плагиоклаз-амфиболовыми сланцами. *Третья (камерташская) подсвита* гнейсовидных кварц-био-

тит-амфиболовых зеленовато-серых сланцев достигает мощности 350 м. И наконец, *четвертая (маярдакская) подсвита* темно-зеленых очковых плагиоклазовых амфиболитов с редкими прослоями зеленовато-серых кварцитов и кварц-углеродистых и слюдисто-углеродисто-кварцевых сланцев венчает разрез подразделения, достигая мощности 750 м. Амфиболиты сформированы по лавам и кластолавам основного состава. Выше по разрезу располагаются кварциты перекрывающей с размывом аюсапканской свиты. Вероятно, именно эта часть разреза мощностью не более 200 м присутствует на площади листа. Подстилающие отложения неизвестны. Возраст подразделения определен положением в разрезе ниже основания среднего рифея (аюсапканская свита).

При анализе условий осадконакопления выделены два типа обстановок. Первый объединяет первую, вторую и третью подсвиты и соответствует терригенному и карбонатному режимам осадконакопления. Второй – четвертая подсвита, отвечает преимущественно вулканогенному типу. С теми и иными допусками нижние подсвиты можно коррелировать с описанными выше суранской и юшинской свитами. Аналогов маярдакской подсвиты, исходными породами которой по данным З. М. Ротару были терригенные (шлировые) и эффузивные образования, в нижнем рифее нет. В этой связи, логичнее сопоставлять эту часть подразделения с основанием машакской свиты среднего рифея. Однако такие выводы следуют из «общегеологических» соображений. Собственные материалы по вопросу отсутствуют, а возраст остается без изменений согласно легенде «Южно-Уральской серии...».

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

В объеме среднего рифея выделены: машакская, зигальгинская, зигазино-комаровская, авзянская, аюсапканская и белетарская свиты.

Машакская свита слагает хребты Белятур, Юша и гору Нараташ, выделена и впервые расчленена А. И. Ивановым [28] на четыре подсвиты (толщи): белятурскую (конгломераты, песчаники и вулканогенные породы кислого и основного состава), шатакскую (терригенные породы), шакитарскую (конгломераты и вулканиты основного состава) и кувышскую (песчаники и амфиболиты) [27, 28, 29]. Позднее А. Ф. Ротарь расчленил подразделение на восемь (!) подсвит: кузьелгинскую, казавдинскую, быковскую, калпакскую, куянтавскую, каранскую, шакитарскую и ямантаускую [58, 59]. Общая мощность свиты в стратотипической местности на г. Бол. Ямантау достигает 2 500 м [51].

При проведении тематических работ выявлено, что в нижней части свиты осадочно-вулканогенные последовательности сдвоены: осадочные быковская и куянтавская подсвиты являются аналогами друг другу, а литологические различия слагающих их пород объясняются лишь латеральной фациальной изменчивостью. Вулканогенная калпакская подсвита представляет собой нижнюю часть более мощной каранской подсвиты. С учетом внесенных исправлений в стратиграфическую последовательность и корректировку мощностей отдельных таксонов на территории Ямантауского антиклинория принято четырехчленное деление (снизу вверх): первая (кузьелгинская) и вторая (казавдинская) подсвиты соответствуют контрастной риолит-базальтовой ассоциации; третья (быковская) подсвита; четвертая (каранская или главная базальтовая) подсвита; пятая (шакитарская и ямантауская подсвиты объединенные или верхняя осадочная) подсвита [60, 61, 62]. Данное членение принято и авторами настоящего отчета.

На территории листа наблюдается разрез машакской свиты, начиная с ее нижней границы (контакт с юшинской свитой) до средней части каранской подсвиты. Верхи каранской подсвиты, а также вышележащие подразделения (шакитарская и ямантауская подсвиты) эродированы.

Первая (кузьелгинская) и вторая (казавдинская) подсвиты объединенные ($RF_2 m\check{s}_{1+2}$) по причинам масштаба исследований. Несмотря на контрастный риолит-базальтовый состав подразделений при картировании масштаба 1 : 50 000 в большинстве случаев границы отображены как предполагаемые. Эффузивы подсвит характеризуются относительно пониженным полем силы тяжести, областями кажущегося электрического сопротивления 2 000–5 000 Ом·м и повышенным магнитным полем. Дешифрируемость средняя. Подразделения отличаются от подстилающих юшинских отложений более светлым контрастным фотоизображением.

Почти непрерывный разрез подсвит обнажен на склонах г. Дунаусуган. В нижней части первой подсвиты залегают серые риолит-порфиры с плитчатой, реже призматической отдельностью. Залегание пород пологое $120^\circ \angle 10-20^\circ$. В средней и верхней частях породы массивные, чаще отмечается призматическая отдельность, встречаются глыбы с флюидалной полосчатостью. Мощность подразделения составляет около 100 м. В привершинной части водораздела риолиты замещаются афировыми базальтами второй подсвиты. Контакт задернован или завален

коллювием. Залегание покрова основных эффузивов аналогично риолитам (аз. пад. $120^\circ \angle 15-20^\circ$), мощность составляет около 50 м.

Наиболее полно основные эффузивы второй подсвиты представлены в разрезе урочища «Васильевская поляна». Здесь на юго-восточном склоне хребта разрез начинается со средней части риолитового потока. Риолиты обладают преимущественно массивным обликом с субвертикальной призматической отдельностью. В верхней части подсвиты преобладают плитчатые обильно-порфиновые породы. Мощность первой подсвиты составляет не более 50 м. Выше по разрезу выделяется несколько покровов базальтов, разделенных маломощными горизонтами миндалекаменных, эпидотизированных пород с пластово-глыбовой отдельностью. Внутренние части покровов сложены массивными афировыми базальтами с крутопадающей призматической отдельностью, а краевые – миндалекаменными разностями, часто – шлаковидными, интенсивно гематитизированными. Мощность второй подсвиты достигает 200 м.

На правом берегу р. Нарка в нижней части южного склона г. Нараташ первые коренные выходы представлены базальтами казавдинской подсвиты. В них хорошо выражена субвертикальная призматическая отдельность (аз. пад. $140^\circ \angle 80^\circ$). Вулканические породы нижней части представлены базальтовыми порфиритами с редкопорфировой структурой и гиалопилитовой структурой основной массы. На вулканиках залегает небольшой по мощности (до 5 м) слой крупнозернистых светло-серых кварцевых песчаников основания третьей подсвиты.

Контакт с перекрывающими терригенными отложениями быковской подсвиты считается согласным и проводится по появлению в разрезе терригенных пород. Суммарная мощность объединенных подсвит изменяется от 200 до 300 м.

Нижние горизонты подразделения вмещают медную минерализацию.

Третья (быковская) подсвита ($RF_2m_3^s$) согласно перекрывает основные эффузивы и залегает в пониженных участках водораздела от г. Каинтюбе до г. Караташ. На территории подсвиты обнажена плохо. Как правило, она образует слабовыраженные разрушенные коренные выходы и элювиальные развалы. Частного разреза составить не удалось. Судя по элювиальным развалам, в строении подразделения принимают участие углеродисто-кварцевые алевролиты, серицит-хлорит-кварцевые сланцы, кварцевые песчаники или конгломераты. Песчаники и конгломераты образуют скальные выходы. В районе хребта Юша конгломераты играют резко подчиненную роль, образуя маломощный (0,5–3 м) прослой. Их значение резко возрастает в северном и северо-западном направлении, в частности на горе Нараташ. Здесь разрез представлен конгломератами с редкими прослоями вишневого и серых песчаников и гравелитов. Залегание слоев горизонтальное, мощность достигает 300 м.

Конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки (0,05–0,3 м) кварцитов или кварцевых песчаников при слабой сортировке. Кластика составляет более 60 % объема породы, цемент псаммитовый базальтовый.

Кровля подсвиты проводится по основанию потока базальтов четвертой подсвиты.

Терригенные породы благоприятны для локализации золотого оруденения.

Четвертая (каранская) подсвита ($RF_2m_4^s$) слагает господствующие вершины. Наиболее полный разрез на площади листа составлен на склоне г. Каинтюбе, где подсвита залегает на «быковских» терригенных породах с нормальным контактом и состоит из нескольких покровов, границы между которыми трассируются маломощными горизонтами шлаковидного и миндалекаменного строения. Здесь снизу вверх залегают:

1. Базальты массивные афировые однородные	48 м
2. Базальты узловатые обильно-миндалекаменные с блоково-глыбовой отдельностью эпидотизированные, местами гематитизированы	5 м
3. Базальты обильно-миндалекаменные с четкой флюидальной полосчатостью с маломощными прослоями лавокластитов	8 м
4. Базальты с глыбово-блоковой отдельностью и многочисленными миндалинами	12 м
5. Базальты афировые мелкозернистые с призматической отдельностью, реже отмечаются маломощные горизонты с плитчатой и столбчатой отдельностью. В нижней части слоя измененные диабазы с бластодиабазовой структурой и массивной текстурой. В верхней части преобладают массивные афировые базальты с интерсертальной структурой	55 м
6. Базальты шлаковидные обильно-миндалекаменные	2 м
7. Базальты мелкозернистые часто окварцованные	25 м
8. Базальты обильно-миндалекаменные пятнистые гранобластовые	2 м
9. Базальты зелено-серые афировые мелкозернистые	8 м
10. Базальты миндалекаменные	3 м
11. Базальты афировые, тонкозернистые массивные	32 м

Суммарная мощность подсвиты составляет 200 м.

В риолитах, слагающих первую подсвиту, часто отмечается полосчато-линзовидная текстура, порфировая и порфиroidная структура с фельзитовой структурой основной массы. В составе описаны кварц (60 %), калиевый полевой шпат (до 5 %), биотит (15–20 %), серицит (10 %), кальцит (5–7 %), рудные минералы (магнетит) (2–3 %). Породы, как правило, серицитизированы.

Базальты второй подсвиты характеризуются массивной текстурой и вторичной нематогранобластовой структурой, состоят из плагиоклазов (35 %), амфибола (15 %), хлорита (35 %) и сфена (5–10 %). Основная масса представлена микролитами плагиоклаза длиной менее 0,05 мм, шириной – менее 0,02 мм, в интерстициях которых находится хлоритизированное стекло, сосюритовый агрегат, волокнистый амфибол, агрегаты сфена (диаметр – до 0,1 мм). Присутствует пелитоморфное рудное вещество. Часть плагиоклазовых вкрапленников замещена соизмеримыми по размерам зернами клиноцоизита и пренита. В измененных разностях первичный минеральный парагенезис замещен вторичными минералами со следующим типичным составом: актинолит (35–45 %), хлорит (15–25 %), сосюрит (15–25 %), пренит (2–5 %), сфен (до 15 %), альбит (до 5 %), кварц (до 5 %). Основная роль в породе принадлежит длиннопризматическим кристаллам актинолита (длина – до 0,2 мм при ширине 0,01–0,05 мм) и тонкозернистому сосюритовому агрегату. В интерстициях расположены мелкие чешуйки хлорита. Характерной особенностью базальтов является высокое содержание агрегатов сфена, образующегося на месте первичных зерен титаномагнетита. Размер их составляет 0,01–0,03 мм.

Алевролиты третьей подсвиты линзовидно-сланцеватые, лепидогранобластовые и сложены преимущественно зернами кварца (20–85 %), пластинками серицита (10–30 %) и чешуйками хлорита (до 50 %). Углеродистое вещество содержится в породах в количестве 1–3 % и тонко рассеяно. Песчаники массивные разнозернистые, псаммитобластовые или гранобластовые состоят главным образом из кварца (85–97 %). Среди второстепенных минералов встречены серицит (1–5 %), хлорит (до 3 %), магнетит (до 5 %) и сфен (до 1 %).

Базальты четвертой подсвиты состоят из плагиоклазов (от 0 до 40 %), амфиболов (25–40 %), хлоритов (10–40 %), эпидота (10–30 %), пренита (до 5 %), кварца (до 10 %), сфена (5–10 %). В породе выделяется тонкозернистая основная масса и редкие миндалины, которые составляют от 1–3 % (обр. 2034) до 20 % (обр. 2034/3) и имеют размеры 0,05–0,2 мм. Миндалины большей частью заполнены кварцем. В нижней части потоков развиты измененные диабазы с бластодиабазовой структурой и массивной текстурой (обр. 2034/7). Плагиоклаз в породе сохранился в небольшом количестве в виде реликтов (до 10 %), а основная масса сложена призматическими кристаллами актинолита (35–40 %), сосюритом (15–25 %), пренитом (3–7 %) и хлоритом (25–35 %). В верхней части преобладают массивные афировые базальты с интерсертальной структурой (обр. 2034/8), в которых плагиоклаз сохранился значительно лучше и слагает 20–40 % объема породы. Наряду с плагиоклазом, также важную роль играют актинолит (20–25 %), хлорит (25–30 %), пренит (до 10 %) и сфен (до 10 %). Основная масса породы состоит из удлиненных микролитов плагиоклаза (длиной до 0,15 мм при ширине 0,01–0,02 мм), которые частично замещены пренитом. В интерстициях между ними располагается хлорит. Сфен образует мелкие тонкозернистые агрегаты по титаномагнетиту (0,01–0,03 мм). Миндалины в шлифе распределены крайне неравномерно. Наиболее крупные достигают размера более 1 мм, они имеют заливообразные границы и неправильную форму, сложены хлоритом и пренитом в примерно равных количествах.

Главной петрохимической особенностью вулканогенных пород машакской свиты является их контрастный состав. Фигуративные точки кислых пород полностью располагаются в поле риолитов с высокими содержаниями K_2O и суммы РЗЭ, высокими значениями отношений K_2O/Na_2O и La_N/Lu_N . По соотношению и сумме щелочей они близки к риолитам внутривулканических континентальных обстановок. Базальты относятся к представителям толеитовой серии. Для них характерны выдержанные петрохимические показатели различных уровней разреза: умеренно высокое содержание TiO_2 , низкая глиноземистость, умеренные содержания щелочей при постоянном преобладании натрия над калием. Вверх по разрезу отмечается снижение глиноземистости и слабое уменьшение суммы щелочей. Базальты попадают в поля внутривулканических и рифтогенных обстановок. По распределению редкоземельных элементов базальты практически не отличаются между собой. Для них характерно довольно высокое содержание РЗЭ при постоянном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми. По большинству геохимических характеристик машакская свита близка к толеитам трапповой формации. Вместе с тем, с образованиями континентальных рифтов их сближает присутствие в вулканогенной толще кремнекислых эффузивов, их калиевая специализация, увеличение суммарного содержания щелочей вверх по разрезу. Высокое содержание редкоземельных элементов и преобладание легких РЗЭ

над тяжелыми указывает на внутриплитный или континентально-рифтогенный характер вулканизма и образование пород при частичном плавлении неистощенной верхней мантии [5, 26].

Мощность машакской свиты в целом достигает 800 м.

Возраст цирконов из дацитов нижней подсвиты определен U-Pb и Rb-Sr методами составляет от 1 330–1 346 до 1 380–1 381 млн лет [54].

Машакская свита нерасчлененная (RF₂mš) выделена по причине слабой обнаженности и недостаточной изученности на левобережье р. Бол. Инзер юго-восточнее д. Гадыльшино. Площадь распространения невелика. Нижняя часть разреза не обнажена, в составе верхней части присутствуют основные вулканы (потоки базальтов) и терригенные породы (кварцевые песчаники и алевролиты с прослоями гравелитов и конгломератов). Тем не менее, здесь предполагается стратиграфический контакт с кварцевыми песчаниками перекрывающей зигальгинской свиты. В региональном плане он считается несогласным с размывом.

Суммарная мощность нерасчлененных отложений достигает 1 500 м.

Аюсапканская и белетарская свиты объединенные (RF₂as+bl) распространены крайне ограниченно на юго-востоке территории. Площадь выхода на дневную поверхность не превышает 2 км².

Аюсапканская свита описана юго-восточнее площади в долине р. Аюсапкан [28]. Разрез представлен чередованием мощных (до 30 м) пластов зеленовато-желтых массивных слюдястых кварцитов и невыдержанных пачек переслаивания кварц-мусковитовых сланцев и кварцитов. Состав кварцитов однообразен. Кварц в виде псаммит-алевролитовых зерен неправильной, зубчатой регенерационной формы с волнистым погасанием (до 98 %), мусковит – призматически-удлиненный (15 %), хлорит и гранат – в единичных зернах. Акцессорные минералы: циркон, турмалин, рутил и апатит. Акцессорные минералы: циркон, рутил и монацит. Осадки метаморфизованы в зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма [59, 79].

По параметрам распределения микроэлементов свита весьма схожа с кзылташской свитой, отличаясь от нее более высокими концентрациями V, Cu, Zn, P и более низкими – Li, Ba, Ge, В. Тип специализации подразделения халько-сидерофильный.

Перекрывается свита сланцами и амфиболитами белетарской свиты. Граница контрастная, четкая проводится по основанию пласта темно-серых сланцев. Мощность подразделения достигает 250 м, а на площади листа не превышает 100 м. Возраст подразделения определяется положением в разрезе среднего рифея. Геодинамические условия формирования подразделения принадлежат шпировой формации [18].

Белетарская свита выделена А. И. Ивановым в 1949 г. в районе г. Белятур [28]. Нижняя часть разреза представлена чередованием зеленых массивных амфиболитов, массивных кварцитов и темно-серых полосчатых углеродисто-хлорит-кварцевых сланцев. Основную часть разреза составляют темно-зеленые амфиболиты по метабазальтам (?) с прослоями сланцев. В кровле описана пачка переслаивания мусковит-хлорит-кварцевых сланцев и массивных светло-серых кварцитов. Выше, с нормальным (?) стратиграфическим контактом залегают кварциты зигальгинской свиты. Мощность подразделения в стратотипической местности достигает 500 м, на территории – не превышает 100 м.

Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях регионального метаморфизма [79]. Возраст подразделения определяется положением в разрезе – ниже зигальгинской свиты. Геодинамические условия соответствуют недифференцированной базальтовой формации [18].

Суммарная мощность объединенных свит не превышает 200 м.

Зигальгинская свита (RF₂zg) слагает предвершинные части хребтов Караташ, Малый Ямантау, Нары и Караташ, где она представлена однородными кварцевыми песчаниками с редкими, маломощными прослоями хлоритовых сланцев и линзами мелкогалечниковых конгломератов. Состав подразделения обособляет ее в пределах разреза всего рифея и придает маркирующий характер.

На площади листа свита слагает ядро Айгирской антиклинали, зажатой между главным Караташско-Зюраткульским и второстепенным надвигами. Обнаженность разреза подразделения для ранжирования стратона недостаточная. Кварцевые песчаники характеризуется областями локальных минимумов силы тяжести и высокого кажущегося электрического сопротивления (1 000–2 000 Ом·м). Дешифрируемость хорошая: на фоне мягких форм рельефа перекрывающей зигазино-комаровской свиты кварцевые песчаники создают структурное расчлененное фотоизображение господствующих хребтов.

Главную роль в строении свиты играют белые, светло-серые, серые, редко розовато-серые слоистые, иногда косослоистые мелко-, среднезернистые кварцевые песчаники, составляющие

от 80 до 97 % общей мощности отложений. Поверхности напластования ровные, часто со знаками ряби и трещинами усыхания. В составе песчаников преобладают зерна кварца (96–98 %) с незначительной примесью (2–3 %) серицита, хлорита, гидроокислов железа. В искусственных шлихах резко преобладает циркон (79,4 %), имеется лейкоксен (19,4 %), и постоянными компонентами являются рутил и турмалин (0,4 %). Цемент составляет не более 5–10 % объема породы и представлен серицитом, хлоритом, углеродисто-глинистым веществом. В основании отмечаются маломощные (от 0,1 до 3 м) линзы конгломератов. Псефитовые обломки (от 0,01 до 0,8 м) хорошо окатаны и состоят из кварцитов, кварца и темных филлитовидных сланцев. Цемент песчаный кварц-серицит-хлоритовый.

В песчаниках свиты отмечаются надкларковые концентрации Cd, Bi, La, Zn при дефиците Be, Cr, B, Ti, Co, Mn, Ni, V, Sr. От песчаников вышележащей зигазино-комаровской свиты они отличаются пониженными содержаниями Zn, Sc, Ni, Ti, Co, Ga, Y, Ba, Pb, V, Mn (в 1,5–6 раз).

Геодинамическая обстановка формирования свиты характеризуется в первую очередь высокой зрелостью терригенного материала. Субкварцевый состав кластики связан как с длительностью формирования отложений, так и, вероятно, с процессами химического выветривания областей питания. Данные условия типичны для шлировой формации. Нехарактерна высокая мощность отложений, сопоставимая с формациями склонов и подножия бассейнов. По этой причине осадки отнесены к терригенной формации интенсивно прогибающегося внутриплитного бассейна.

Контакт с перекрывающей зигазино-комаровской свитой согласный постепенный и проводится по резкому нарастанию в разрезе прослоев сланцев и алевролитов. Зафиксированная мощность достигает 800 м.

Зигазино-комаровская свита (RF₂zk) выделена О. П. Горяиновой и Э. А. Фальковой [23] в Зигазино-Комаровском железорудном районе в качестве основного продуктивного горизонта «верхней железорудной серии». Тогда же она была расчленена на серегинскую, амбарскую и туканскую подсвиты.

На территории подразделение слагает склоны и подножия хребтов Нары, Малый Ямантау и Караташ, где характеризуется областями значений кажущегося электрического сопротивления менее 200–500 Ом·м и дифференцированными полями силы тяжести. Ранжирование свиты на площади листа в процессе ГСР-50 носит во многом формальный характер. По точному замечанию А. В. Ключихина, «по набору (свойств) эти подсвиты практически не различимы». Отсутствуют четкие диагностируемые признаки стратонов, обнаженность неудовлетворительная. По этим причинам подразделение на площади листа не расчленено.

Первая (серегинская) подсвита предполагается на склонах хребтов, где согласно залегает на зигальгинской свите. Однако в пределах площади листа выходы на дневную поверхность известны лишь по береговым обрывам р. Мал. Инзер в районе с. Каташкин. Причем нормальное сложение пород здесь нарушено разноамплитудной изоклиальной складчатостью. В нижней части разрез представлен серыми и темно-серыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и темно-серыми углеродисто-глинистыми сланцами. В верхней части развиты темно-серые глинистые, углеродисто-глинистые сланцы и голубовато-серые тонкослоистые алевролиты. Сланцы, доминирующие в разрезе подсвиты, состоят из углеродистого и пелитового материала в различных соотношениях с примесью алевритовых зерен кварца, чешуек серицита, мусковита и хлоритов. От песчаников подстилающей зигальгинской свиты псаммиты отличаются некоторым повышением «полимиктовости» пород. Содержание обломков кварца – до 96 % от объема кластики, полевых шпатов (микроклина) – до 3 %, сланцев – до 5 %. Согласный контакт с перекрывающей средней подсвитой на территории не обнажен, но считается согласным. Условно мощность подсвиты принята в 400–450 м [17].

Средняя (амбарская) подсвита описана в единичных обнажениях, где она представлена зеленовато-серыми глинистыми, серицит-глинистыми сланцами, алевролитами, реже – песчаниками [75, 86]. Для состава характерны линзы седиментационных конглобрекций, встречаются единичные прослои доломитов и известняков. Сланцы тонко-, микрослоистые состоят из чередования пелитового и алевритового материала с игольчатым рутилом, агрегатом лейкоксена и табличками хлоритов. Алевролиты массивные бластоалевритовые кварцевые. Содержание кварца – 88–97 %, присутствуют полевые шпаты (до 3 %) и обломки пород (до 10 %). Цемент базальный кварц-гидрослюдисто-серицитовый. Песчаники отличаются от алевролитов лишь размерностью кластики. Конгломератобрекчии состоят из обломков сланцев в алевритовом матриксе и отражают условия седиментационного перемешивания слаболитифицированного материала [86]. Взаимоотношения с перекрывающей туканской подсвитой считаются согласными постепенными, выраженными в увеличении роли песчаников и изменении окраски сланцев с зеленоватой на серую и темно-серую. Мощность подразделения достигает 300 м [17].

Верхняя (туканская) подсвита выделена на ограниченной площади на восточном крыле Инзерской синклинали, где зигазино-комаровская свита контактирует с перекрывающей авзянской свитой [86]. Разрез представлен ритмичным чередованием светло-зеленоватых массивных или слоистых мелкозернистых кварцевых или полевошпат-кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых, углеродисто-глинистых сланцев. В составе обломочной части песчаников преобладает кварц (70–99 %), в подчиненном количестве присутствуют полевые шпаты (до 15 %) и обломки пород (до 15 %). Цемент поровый кварц-серицитовый, аксессуары представлены цирконом, рутилом, апатитом. Контакт с перекрывающей авзянской свитой контрастный, проводится по появлению карбонатных прослоев. Мощность подсвиты достигает 250 м.

На фоне общего для всех подсвит кварцевого состава материала следует отметить, что вверх по разрезу содержание полевых шпатов и обломков пород увеличивается. Для туканской подсвиты характерно высокое содержание микроклина, который в рифейском разрезе появляется впервые.

Невыдержанная ритмика подразделения, наличие основных терригенных разностей (от пелитов до псаммитов) свидетельствуют о пассивных стабильных обстановках. Достигнутые глубины незначительны (прослой карбонатных пород). Цикличное выпадение материала в толще воды нарушается эпизодами резких погружений (воздыманий), запечатленных линзами конглобрекций – следствием перемешивания слаболитифицированного осадка. Вероятно, свита принадлежит пелитовой формации инундационного этапа развития бассейна.

Суммарная мощность зигазино-комаровской свиты варьирует от 900 до 1 000 м.

Углеродистые сланцы подразделения выступают благоприятной средой для локализации золото-черносланцевой формации и бурожелезнякового оруденения.

Авзянская свита распространена на площади листа в виде широкой полосы на юго-восточном крыле Инзерской синклинали, протягиваясь с юга от устья р. Митязя до верховьев р. Тюльмень на севере. Стратотип свиты расположен юго-восточнее площади листа в Восточно-Башкирской подзоне на левом берегу р. Бол. Авзян в районе пос. Верхний Авзян. В разрезе подразделения господствуют карбонатные отложения, что выделяет его из всего разреза среднего рифея. Снизу вверх выделено шесть подсвит: катаскинская, малоинзерская, ушаковская, куткурская, реветская и тюльменская. Стратотипы четырех из них расположены на площади листа. Позже, при составлении региональной легенды геологических карт масштаба 1 : 50 000, предложено выделять три подсвиты: нижнюю (катаскинская и малоинзерская), среднюю (ушаковская и куткурская) и верхнюю (реветская и тюльменская). Учитывая мощности подсвит, степень обнаженности и возможность диагностирования стратонев в различных частях площади, авторы настоящей записки придерживаются именно этого ранжирования.

Первая (катаскинская) и вторая (малоинзерская) подсвиты объединенные ($RF_{2av_{1+2}}$) по причинам масштаба картирования. Подразделения распространены на крайнем востоке Инзерской синклинали, где с востока ограничены второстепенным надвигом. Первая подсвита представлена преимущественно карбонатными отложениями (известняками и доломитами), вторая – терригенными породами (сланцами и алевролитами). Доломиты и известняки плотные ($2,75 \text{ г/см}^3$), слабомагнитные, средняя магнитная восприимчивость составляет $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Сланцы и алевролиты обладают средневзвешенной плотностью в $2,72 \text{ г/см}^3$ и магнитной восприимчивостью в $20 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. Фотоизображение отличается от зигазино-комаровской свиты более контрастным изрезанным рисунком.

Первая (катаскинская) подсвита является самой нижней из рассматриваемых стратонев авзянской свиты. Стратотип расположен на площади листа севернее ж.-д. ст. Катаскин. Обнаженность данного участка, как и площади распространения всего подразделения, неудовлетворительная – редкие разрозненные коренные выходы, отчасти дополненные шурфами. Предполагается, что здесь проходит нормальный стратиграфический контакт авзянской свиты с подстилающей зигазино-комаровской свитой [75]. Данное утверждение неверное. Терригенное «зигазино-комаровское» переслаивание слагает висячий тектонический блок, надвинутый на авзянскую свиту. Дефект мощностей контактирующих подразделений остается неопределенным. Тем не менее, «выше» чередования песчаников, алевролитов и сланцев через задернованный участок залегают доломиты, алевролиты и мелкозернистые кварцевые песчаники, находящиеся, вероятно, в переслаивании между собой [75]. Мощность прослоев 0,1–0,2 м. Мощность этой слабообнаженной нижней части разреза не превышает 20 м. Выше располагаются серые, темно-серые массивные или слоистые доломиты мощностью до 130 м. Верхняя часть разреза в стратотипе по данным А. В. Маслова [42] представлена следующим образом (снизу вверх):

1. Известняки темно-серые тонкокристаллические с прослоями плоскообломочных карбонатных седиментационных брекчий и маломощными прослоями сланцев черных тонкоплитчатых неслоистых низкоуглероди-

стых глинистых	15 м
2. Сланцы темно-серые низкоуглеродистые глинистые с прослоями известняков афанитовых строматолитовых и плоскообломочных карбонатных брекчий	10 м
3. Известняки	4 м
4. Доломиты темно-серые тонкокристаллические	6 м
5. Равномерное чередование сланцев низкоуглеродистых глинистых, доломитов и плоскообломочных седиментационных карбонатных брекчий. В сланцах наблюдаются пропластки алевритового материала мощностью от 2–3 до 5–7 мм. В верхней части появляются прослои буровато-серых алевролитов с массивной или неотчетливой градационной слоистостью	25 м

Выше разрез закрыт. Южнее стратотипа в пределах Туканской железорудной зоны подсвета изучена при поисковых работах. Нижняя часть разреза мощностью до 130 м представлена темно-серыми и голубовато-серыми слоистыми известняками, доломитизированными известняками и доломитами; верхняя мощностью до 300 м – переслаиванием известняков с темно-серыми, черными углеродисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми, карбонат-глинистыми сланцами и алевролитами. В верхней части разреза (рудной толщи) расположены залежи бурых железняков.

Контакт с малоинзерской подсветой проводится по подошве глинистых сланцев. Суммарная мощность подразделения изменяется от 250 до 450 м.

В известняках собраны водоросли *Collenia* и микроскопические водоросли *Osagia* sp. Twenh. [33]. Точки сборов не определены.

Вторая (малоинзерская) подсвета сложена серыми, темно-серыми, черными углеродисто-глинистыми, слюдисто-хлоритово-кварцевыми сланцами, кварцевыми, полевошпат-кварцевыми алевролитами и песчаниками с редкими прослоями и линзами доломитов и известняков.

Сведений о точном расположении стратотипа нет. Вероятно, за него следует принимать разрез по береговым обрывам р. Катаскин, в котором через задернованный интервал в 25 м выше первой подсветы, по данным А. В Ключихина, залегают (снизу вверх):

1. Равномерное чередование черных графитистых сланцев и кварцевых алевролитов (мощность прослоев 0,1–0,15 м)	15 м
2. Задерновано	2 м
3. Известняки серые массивные глинистые, доломитистые с редкими маломощными (0,1–0,15 м) прослоями мергелей	3,5 м
4. Задерновано	11,5 м
5. Неравномерное переслаивание песчаников темно-серых массивных тонкозернистых полевошпат-кварцевых (0,03–0,35 м), алевролитов серых слоистых полевошпат-кварцевых (0,02–0,3 м), сланцев черных углеродисто-глинистых (0,05–0,3 м)	21,5 м
6. Задерновано	2 м
7. Тонкое (до 5 мм) переслаивание черных углеродисто-глинистых сланцев и серых кварцевых алевролитов с редкими прослоями (до 0,2 м) серых полевошпат-кварцевых песчаников	12,5 м
8. Сланцы черные углеродисто-глинистые с редкими прослоями черных алевритистых песчаников	49 м
9. Тонкое (до 5 мм) переслаивание черных углеродисто-глинистых сланцев и серых кварцевых алевролитов	6 м
10. Сланцы зеленовато-серые глинистые, алевритистые листоватые	7 м
11. Сланцы черные углеродисто-глинистые, иногда – алевритистые	70 м

Выше по разрезу задерновано. Суммарная мощность фрагмента 200 м. Согласно, постепенный контакт с перекрывающей ушаковской подсветой проводится по появлению карбонатных пород.

В районе железорудного месторождения Куш-Елга подсвета разделена на два горизонта. Нижний (подрудный) сложен темно-серыми, черными углеродистыми сланцами с тонкими прослоями доломитизированных известняков. Сланцы превращены в охристую глиноподобную породу. Мощность горизонта 70 м. Верхний (рудный) горизонт представлен преимущественно сланцами и алевролитами с пластами бурых железняков. В зальбандах рудных залежей сланцы превращены в рыхлую глиноподобную породу белого, зеленоватого, розоватого, желтоватого или буроватого цвета. Мощность горизонта 250 м. Бурожелезняковое оруденение по площади листа распространено неравномерно.

Мощность подсветы на территории листа изменяется от 230 до 250 м.

Кроме железа в объеме второй подсветы зафиксированы проявления магнетита, сланцы выступают благоприятной средой для локализации свинцово-цинковой стратиформной формации.

В доломитах объединенных первой и второй подсвет отмечаются избыток относительно кларка широкого круга микроэлементов: Ag, Bi, Zn, Sn, Zr, Ba, Cr, Sc, V, Ti, Pb, Cu, Mo, Be, Y, Li, Mo, и при этом дефицит Sr. По сравнению с вышележащими известняками третьей и четвертой подсвет они обогащены Zr, Pb, Y, Ti (в 2–5 раз), Cr, Ni, Zn, Sn, Co, V (в 6–13 раз). Алевро-

литы характеризуются надкларковыми концентрациями Ag, Bi, Mn, Pb, Zn при дефиците Co, Y, V, Cr, Li, Cu, Sc, Be, Ni, Sr.

Суммарная мощность объединенных стратонов 500–650 м.

Третья (ушаковская) и четвертая (куткурская) подсвиты объединенные (RF_{2av₃₊₄}) залегают согласно на малоинзерской подсвите. Состав ухаковской подсвиты представлен главным образом темно-серыми толстослоистыми доломитами, реже – известняками с прослоями слюдистых и слюдисто-кремнисто-карбонатных темно-серых сланцев, а куткурской подсвиты – слюдисто-хлоритовыми и слюдисто-хлорито-кварцевыми сланцами в чередовании с алевролитами. Доломиты обладают одной из самых высоких плотностей (2,82 г/см³), средняя магнитная восприимчивость составляет 4·10⁻⁶ ед. СГС. Алевролиты обладают средневзвешенной плотностью в 2,65 г/см³ и магнитной восприимчивостью в 16·10⁻⁶ ед. СГС. Фотоизображение не отличается от подстилающих отложений авзянской свиты, но совместно они создают слабоструктурное изображение.

Стратотип ухаковской подсвиты расположен в районе пос. Авзян. Частный разрез на площади листа составлен в бассейне р. Катаскин, где выше подстилающей малоинзерской подсвиты, через задернованный интервал, залегают (снизу вверх):

1. Доломиты серые массивные или слоистые глинисто-известковистые	6 м
2. Задерновано	4 м
3. Доломиты зеленовато-серые слоистые песчаные	3 м
4. Задерновано	40 м
5. Доломиты серые массивные глинисто-известковистые песчаные	47 м

Выше располагаются сланцы перекрывающей куткурской подсвиты. Суммарная мощность разреза 100 м, а по площади в целом она изменяется от 80 до 100 м.

В доломитах подсвиты, по данным Г. Б. Яковлева, собраны водоросли *Collenia*.

Частный разрез куткурской подсвиты составлен в 1 км. западнее ст. Катаскин, где непосредственно выше подстилающих ухаковских доломитов снизу вверх залегают:

1. Сланцы серо-зеленые глинистые, алевролитистые с тонкими (до 0,05 м) прослоями алевролитов серых тонкослоистых кварцевых	4 м
2. Алевролиты серые слоистые кварцевые с прослоями (0,05–0,1 через 0,1–0,5 м) зеленовато-серых глинистых сланцев	18 м
3. Неравномерное переслаивание зеленовато-серых сланцев и кварцевых алевролитов при равном участии	23 м
4. Алевролиты зеленовато-серые тонкослоистые кварцевые	60 м

Далее разрез закрыт, суммарная мощность составляет 105 м. Согласно с перекрывающими доломитами реветской подсвиты на площади листа не обнажен. Мощность подразделения варьирует от 110 до 150 м.

В сланцах четвертой подсвиты известны проявления бурых железняков и баритов.

Известняки объединенных третьей и четвертой подсвит характеризуются избыточными относительно кларка концентрациями Ba, Ag, Zr, Sc, La, Cu, Mn, Sn, Zn и дефицитными – B, Y, V, Co, Sr, Ni. С залегающими выше известняками объединенных пятой и шестой подсвит они весьма схожи по геохимическим характеристикам, отличаясь лишь немного повышенным Sr (в 2 раза) и существенно более высоким Ba (в 20 раз). Следует отметить, что концентрации Ba в данном подразделении одни из наиболее высоких среди всех изученных стратонов и сопоставимы с таковыми лишь в зильмердакской свите верхнего рифея и зиганской свите верхнего венда. В песчаниках отмечается избыток Cd, Bi, Sc, Zn, V, Ba, Pb, La, Y, Cr при дефиците Co, Mn, Ni, Sr.

Мощность объединенных стратонов 200–250 м.

Пятая (реветская) и шестая (тюльменская) подсвиты объединенные (RF_{2av₅₊₆}) венчают разрез авзянской свиты. Как физические свойства слагающих их пород, так и дешифрируемость объектов на дистанционной основе, близки к подстилающим отложениям. Высокая плотность доминирующих доломитов достигает 2,81 г/см³, средняя магнитная восприимчивость составляет 12·10⁻⁶ ед. СГС.

Стратотип реветской свиты расположен на площади листа на левом берегу р. Мал. Инзер в районе с. Ревять. По данным А. В. Маслова [42], здесь на зеленовато-серых алевролитах четвертой подсвиты, через задернованный участок снизу вверх залегают:

1. Доломиты розовато-серые среднеплитчатые с редкими постройками строматолитов	20 м
2. Доломиты розовато- и коричневатые-серые комковатые тонко- и неравномернозернистые, отдельными	

интервалами псевдобрекчированные.....	33 м
3. Доломиты серые крупно- и грубоплитчатые массивные мелко- или тонкозернистые с маломощными интервалами комковатых разностей.....	56 м
4. Доломиты строматолитовые слоистые их разности.....	27 м
5. Доломиты серые массивные тонкозернистые.....	18 м
6. Неравномерное чередование доломитов желтовато-серых и светлых тонкозернистых комковатых. Здесь же в виде прослоев мощностью не более 0,8 м присутствуют тонко-, горизонтальнослоистые доломиты.....	52 м
7. Доломиты розовато-серые комковатые тонкозернистые.....	38 м

Выше разрез задернован. Суммарная не полная мощность составляет 244 м.

Частный разрез как продолжение разреза подстилающей куткурской подсвиты составлен авторами в 1,5 км западнее ст. Катаскин. Здесь через закрытый интервал снизу вверх в сплошном коренном обнажении вскрыты:

1. Доломиты серые комковатые, массивные однородные, редко – волнистослоистые, в нижней части – брекчированные с линзой вторичного крупнокристаллического кварца.....	33 м
2. Доломиты серые комковатые, реже – волнистослоистые (до 1,5 м) с прослоями доломитов волнистослоистых с тонкими (до 0,2 м) прослоями малиновых карбонатных алевролитов.....	8 м
3. Доломиты серые массивные, комковатые однородные, в средней части – тонковолнистые плитчатые брекчированные.....	34 м
4. Доломиты светло-серые массивные, комковатые брекчиевидные с тонкими (до 0,05 м) прослоями и линзами малиновых глинисто-карбонатных алевролитов.....	9 м

Верхняя часть разреза подразделения не обнажена, мощность фрагмента 84 м.

Нормальный стратиграфический контакт с перекрывающей тюльменской подсвитой проводится по появлению в разрезе алевролитов, песчаников и сланцев. Мощность подсвиты не превышает 250 м. В доломитах подразделения встречены водоросли *Collenia*.

Тюльменская подсвита описана В. И. Козловым в среднем течении р. Тюльмень у подножия хр. Белятур, где выше доломитов реветской подсвиты и ниже кварцевых песчаников зильмердакской свиты описано чередование кварцевых алевролитов и серицит-хлорит-кварцевых сланцев, в нижней части с прослоями доломитов (от 0,03 до 40 м), а в верхней – с прослоями кварцевых песчаников (до 0,05 м). Выше располагаются пестроокрашенные серицит-хлорит-кварцевые сланцы с прослоями кварцевых песчаников. Контакт с перекрывающей зильмердакской свитой по его представлению с выраженным размывом. По этой причине мощность изменяется от 0 до 100 м [33]. Обследование стратотипической местности дало отрицательный результат. Каких-либо коренных выходов подсвиты в береговых обрывах р. Тюльмень и ее правого притока р. Арталыш не обнаружено. Везде стратиграфический интервал закрыт делювиальными шлейфами хр. Белятур (глыбы кварцевых песчаников сцементированных «жирным» суглинком). Тем не менее, «переходные отложения» от реветских доломитов к зильмердакским песчаникам авторами вполне допускаются, с учетом того, что близкие отложения отмечены и О. Л. Горяиновой и Э. А. Фалькавой в 1940 г. в разрезе д. Бутаево (южнее площади листа). Мощность подсвиты принимается от 0 до 100 м.

Для алевролитов отмечаются пониженные концентрации большинства микроэлементов: Zr, Mo, Sc, La, Zn, Li, Ti, Mn, Cu, Be, Cr, Sn, Ga, B, V, Sr, Ni, Co. При этом наиболее ощутим дефицит элементов сидерофильной группы: V (Кк 0,02), Ti, Ni (Кк 0,04), Co (Кк 0,05), Cr (Кк 0,06). Надкларковые концентрации характерны только для Ag. В известняках отмечается незначительный избыток Ag, Zr, Sn, Mn, Cu, Zn при дефиците Ti, B, Y, Cr, P, Sr, V, Co, Ni.

Мощность объединенных пятой и шестой подсвит составляет 300–350 м.

Состав свиты в полных разрезах свидетельствует о мелководной, динамически разнородной обстановке континентальной ступени. Известняки, доломиты и пестроокрашенные сланцы составляют с субэвапоритовой формацией [19, 21].

Авзянская свита нерасчлененная (RF₂av) по причине слабой обнаженности и изученности на правобережье верхнего течения р. Тюльмень. В процессе геохимической съемки по потокам рассеяния здесь не обнаружено ни одного коренного выхода. На задернованных пологонаклонных поверхностях и увалах располагаются курумы и развалы валунов и глыб кварцевых песчаников зигальгинской свиты, слагающей господствующие хребты. В этой ситуации с учетом структурного плана примыкающей с востока площади авзянская свита здесь не расчленена. В строении предполагаемого разреза участвуют известняки, доломиты, углеродисто-глинистые сланцы, кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты. Суммарная мощность составляет 1 000–1 250 м.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Из всего разреза верхнего протерозоя отложения верхнего рифея на площади листа распространены наиболее широко. Его подразделения слагают обширные поля на крыльях Инзерской синклинали, как правило, хорошо обнажены и доступны и по этой причине изучены достаточно полно. В объеме верхнего рифея выделены: зильмердакская, катавская, инзерская, миньярская и укская свиты [57].

Зильмердакская свита имеет наибольшее распространение среди подразделений верхнего рифея. Свита слагает господствующие хребты Зильмердак, Белягуш, Сухие горы, Бирьян и др. и уверенно дешифрируется на дистанционной основе по контрастному структурному фотоизображению. Песчаники, слагающие основную часть разреза, переменной плотности – 2,62–2,64 г/см³, в переслаивании с алевролитами и аргиллитами – 2,73 г/см³, со стабильной низкой магнитной восприимчивостью в $1 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС.

Стратотип расположен на площади листа на правобережье р. Бол. Инзер выше с. Зуяково, где свита представлена разнозернистыми, преимущественно субкварцевыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов, кварцевых алевролитов и различных хлоритизированных аргиллитов. Однако здесь она представлена не полно, состояние разреза существенно нарушено во время строительства ж. д. Уфа–Магнитогорск. По этим причинам в качестве парастратотипа предложено рассматривать разрез по береговым обрывам р. Мал. Инзер от приустьевой части р. Ревять вниз по течению, который всесторонне и детально изучен [33, 42]. Согласно особенностям состава свита расчленена на четыре подсвиты: бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую.

Первая (бирьянская) подсвита (RF₃ZL₁) представлена разнозернистыми аркозовыми или кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами, в меньшей степени сланцами с линзами конгломератов и прослоями доломитов. Стратотип расположен севернее площади листа на левом берегу р. Инзер, выше устья р. Биян [48], парастратотип – на левобережье р. Мал. Инзер, опорный разрез на р. Тульмень в 7 км выше пос. Ямашта [34]. Анализируя разрезы В. И. Козлов в составе подсвиты выделил четыре слоя (снизу вверх):

1. Песчаники желтые, розовато-серые разнозернистые кварц-полевошпатовые с прослоями гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Фрагментами разрез имеет выраженную прямую ритмику мощностью до 2,5 м 130 м
2. Переслаивание розовых, вишнево-красных, желтых песчаников и алевролитов с прослоями алевролитистых сланцев. Нижняя и верхняя части слоя преимущественно алевролитовые. В верхней части фиксируется прямая элементарная ритмика мощностью до 1,5 м 200 м
3. Песчаники розовато-серые, вишнево-красные разнозернистые кварц-полевошпатовые с прослоями гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов 160 м
4. Чередование песчаников красноцветных кварц-полевошпатовых и алевролитов. В верхней части слоя (35 м) переслаивание сероцветных доломитов, песчаников и алевролитов 310 м

Выше с нормальным контактом располагаются кварцевые алевролиты перекрывающей нугушской подсвиты.

Среди типоморфных для свиты песчаников выделены аркозовые, полевошпат-кварцевые мезомиктовые и олигомиктовые разности, часто переслаивающиеся между собой или обладающие постепенными взаимными переходами между собой. Аркозовые полевошпат-кварцевые разности наиболее широко развиты в нижней и средней частях разреза. Среди обломочного материала (90–98 % породы) содержание кварца колеблется от 45 до 75 %, полевого шпата – от 15 до 45 %, обломков гранитов – до 1 %, кремней (редкие зерна), листочков и чешуек мусковита и биотита – до 1–2 %, зерен глауконита – до 1 %. Акцессорные минералы представлены цирконом, турмалином, рутилом и сфеном. В отдельных прослоях отмечается значительная примесь гематита (до 5–10 %), а некоторые прослойки (до 1 мм) сложены гематитом, сфеном и лейкоксеном. Полевые шпаты представлены микроклином, ортоклазом, реже – плагиоклазом. В олигомиктовых разностях содержание зерен кварца достигает 90 %, полевых шпатов – до 15 %. Мономинеральные кварцевые песчаники имеют ограниченное распространение, преимущественно в низах разрезов подсвиты. Текстуры псаммитов, как правило, косослоистые, реже – массивные, на плоскостях напластования – трещины высыхания и знаки ряби.

Цементирующая масса конгломератов представлена описанными выше песчаниками. Размер кварцевых обломков – от 0,01 до 0,1 м, большей частью они угловато-окатанные, иногда почти угловатые. Сортировка обломочного материала, как правило, крайне неравномерная.

В верхней части разреза подсвиты присутствуют прослои доломиты и доломитистые песчаники. Доломиты пелитоморфные с прослойкой неравномерной примесью терригенного материала или (редко) с тонкими слоями черного углеродистого материала. В маломощных про-

слоях в них отмечаются микрофитоолиты: *Volvatella longa* Z. Zhur. и *V. bulla* Z. Zhur. [33]. Состав обломочного материала в песчаниках аналогичен описанным выше бескарбонатным разностям. Доломит развивается по цементу, корродирует или полностью замещает обломочный материал, в зависимости от этого, содержание доломита колеблется от 1–2 до 70 %. Отмечаются песчаники с базальным, базально-поровым и контактовым доломитовым цементом.

Одной из характерных особенностей подсветы является наличие в песчаниках тончайших (от 1–2 до 5–8 мм) естественных шлихов или «рудных прослоев», обогащенных зернами магнетита, сфена, ильменита, рутила и циркона. Прослой местами образуют тонкое ритмичное чередование с «безрудными» вмещающими песчаниками. Общая мощность таких микропачек от 0,1 до 0,8–1,25 м. Мощность прослоев и содержание полезных компонентов по простиранию не выдержано [33].

Для песчаников характерны надкларковые концентрации Cd, Bi, La, Sc, Pb, Ba, Y, Zn и дефицит Ti, B, Mn, Ni, Co, Sr. От песчаников второй подсветы они отличаются лишь значительно более низкими содержаниями Ba (в 2,5 раза). В алевролитах отмечается избыток относительно кларка Cd, Bi, Sc, Pb при дефиците V, Li, B, Cr, Ni, Mn, Sr, Co.

Суммарная мощность подсветы составляет 800 м, изменяясь по площади листа от 500 до 1 000 м.

Песчаники подсветы на контакте с известняками подстилающей авзянской свиты благоприятны для локализации барит-свинцово-цинковой формации.

Вторая (нугушская) подсвета (RF_3zL_2) представлена преимущественно кварцевыми алевролитами и аргиллитами с прослоями песчаников. Стратотип расположен гораздо южнее площади листа. В парастратотипе в объеме подсветы выделены две пачки: нижняя сложена однообразными зеленовато-серыми слоистыми среднезернистыми кварцевыми песчаниками со знаками ряби и трещинами усыхания на плоскостях напластования и мелкими тонкими «лепешками» аргиллитов мощностью до 20 м; верхняя – однообразными зеленовато-серыми тонкослоистыми кварцевыми алевролитами в переслаивании с аргиллитами и редкими прослоями кварцевых песчаников мощностью до 200 м. Контакт с перекрывающимися песчаниками лемезинской подсветы без признаков перерыва и несогласий.

Алевролиты мелко- и крупнозернистые кварцевые (до 80 %), слюдяные (от 5 до 35 %, реже – 45 %). В незначительных количествах присутствуют полевые шпаты, единичные зерна глауконита, обломков кремней, титаномагнетита и гематита. Из аксессуаров диагностированы циркон, турмалин, барит, апатит, рутил и сфен. Цемент пленочный, пленочно-поровый или базальный (10–35 %, редко – 45 % породы) гидрослюдистый, гидрослюдисто-хлоритовый, распределен неравномерно. Аргиллиты состоят из тонко- и дисперсно-чешуйчатого агрегата гидрослюды с примесью чешуек биотита и мусковита (5–45 %), кварца и полевого шпата (от 1 до 25–30 %) алевритовой размерности. В глинистой основной массе наблюдаются включения гематита и титановых лейкоксенезированных минералов, иногда образующих тонкие нитевидные слои.

Песчаники сливные среднезернистые кварцевые (95–100 %), в незначительном количестве присутствуют полевые шпаты (до 2–3 %), единичные обломки микрокварцитов и гидрослюдистых агрегатов; аксессуарные минералы представлены цирконом, рутилом и анатазом. Цемент пленочный гидрослюдистый, гидрослюдисто-хлоритовый и гидрослюдисто-железистый.

Суммарная мощность подразделения колеблется от 100 до 300 м.

Третья (лемезинская) подсвета (RF_3zL_3) сложена разномасштабными белыми кварцевыми песчаниками, в верхней части разреза с тонкими прослоями алевролитов и сланцев, образует в рельефе резко очерченные гребни. Привязка стратотипа затруднена. На левобережье р. Лемеза подсвета слагает обширные поля. В парастратотипе на правом борту долины р. Мал. Инзер, выше нугушских алевролитов снизу вверх вскрываются [42]:

1. Песчаники светло-серые горизонтально- и косослоистые среднезернистые кварцевые с трещинами усыхания 20 м
2. Песчаники светло-зеленовато-серые с крупными криволинейными слепками и трещинами усыхания среднезернистые кварцевые с пластинками зеленых аргиллитов 30 м
3. Песчаники темно-серые тонкослоистые мелкозернистые кварцевые с трещинами усыхания 10 м
4. Неравномерное чередование песчаников серых мелкозернистых с пластинками черных аргиллитов, песчаников зеленовато-серых средне- и крупнозернистых с гнездами ожелезнения и песчаников светло-серых мелкозернистых с нитевидными прослоями глинистых сланцев 40 м

Мощность фрагмента разреза 100 м. Контакт с перекрывающей бедершинской подсветой постепенный, в виде нарастания мощности и частоты встречаемости прослоев алевролитов и аргиллитов.

Песчаники мономинеральные кварцевые (95–99 %) и состоят из обломочного материала (95–99 %) и регенерационно-кварцевого цемента (1–5 %). Помимо кварца отмечены обломки (3–5 %) кварцитов, глинистых сланцев, кремнистых и гранитных жильных пород и окатанные зерна полевого шпата, единичные зерна циркона, турмалина, рутила и иногда апатита, редкие листочки и чешуйки мусковита и биотита. Цемент в большинстве разностей кварцево-регенерационный неравномерно распределенный. В отдельных разностях наблюдается поровый или базальный тип цементации. Распределение пылевато-железистого гематита неравномерное. Большой частью он оконтуривает зерна в виде тонкой сплошной, либо прерывистой пленки. Редко в песчаниках встречается хорошо окатанная галька белого кварца.

Относительно кларка в песчаниках отмечается избыток Cd, Bi, Sc, Zn, La, Ba, Pb при дефиците Cr, Ti, Be, Mn, V, Ni, Co, Sr. Среднее содержание Ba в них одно из самых высоких среди изученных геологических комплексов. Для алевролитов характерны надкларковые содержания Cd, Bi, Sc, Ag и дефицит Sn, Ga, Cu, Be, V, B, Cr, Mn, Ni, Co, Sr. От алевролитов четвертой подсвиты они отличаются несколько более низкими концентрациями Ti, Mn, V, Cr (в 1,5–2,0 раза).

Мощность подразделения на площади листа меняется от 150 до 250 м.

Четвертая (бедерьшинская) подсвита (RF₃ZL₄) обнажена плохо. Коренные выходы на дневную поверхность встречаются по долинам крупных водотоков. Основная часть разреза представлена чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов, редко – доломитов. Подсвита расчленена на три пачки [33]. Нижняя пачка мощностью от 50 до 100 м сложена чередованием пестроцветных кварцевых алевролитов, песчаников и аргиллитов с подчиненными прослоями доломитов. Средняя – сложена преимущественно доломитами с прослоями алевролитов, реже – песчаников и глинистых сланцев, мощностью от 15 до 140 м. Верхняя пачка мощностью 100–150 м представлена кварцевыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями углеродистых аргиллитов и доломитов. Выше залегают вишневые известняки катавской свиты. Контакт согласный без признаков несоответствий.

Алевролиты, слагающие основную часть разреза, тонкослоистые. Тектурные особенности обусловлены или послойной сортировкой обломочного материала или обогащением прослоев железистым материалом, или концентрацией минералов тяжелой фракции. Кластика (55–90 % породы) от угловатой до окатанной представлена кварцем (75–95 %), полевым шпатом (5 %, редко – до 15 %) с примесью слюд и обломков пород (1–2 %, редко – 10 %). Из аксессуаров присутствуют зерна циркона, турмалина, апатита, рутила, сфена и лейкоксена. В отдельных прослойках наблюдаются микрозерна гематита (до 10–15 %) и ильменита. Полевые шпаты представлены микроклином, ортоклазом и плагиоклазом в равных количествах. Цемент от порового и пленочного до базального гидрослюдистый, гидрослюдисто-хлоритовый, реже – гидрослюдисто-железистый и железистый. Нередко алевролиты содержат зерна доломита (от 0 до 30–50 % и более), и в этих случаях породы диагностируются как алевролиты с доломитовым цементом или доломиты с алевритовой примесью. Для аргиллитов характерно присутствие тонкораспыленного углеродистого материала, который часто концентрируется в тонких прослоях (0,5–1 мм, реже – 2–3 мм). Песчаники разнозернистые с окатанным или полуокатанным обломочным материалом (75–85 % породы), представленным кварцем (85–98 %), полевым шпатом (до 10–15 %), единичными листочками и чешуйками мусковита и биотита, обломками пород. Цемент пленочный, поровый, пленочно-поровый и базальный гидрослюдистый, гидрослюдисто-хлоритовый, хлоритовый, железистый и гидрослюдисто-железистый, редко – доломитовый.

Алевролиты четвертой подсвиты характеризуются избытком Cd, Bi, Sc, Ba при дефиците Cr, Ga, Sn, V, Be, B, Cu, Mn, Ni, Co, Sr. В песчаниках отмечаются избыточные концентрации Cd, Bi, Zn, La, Ba, Sc, Y и дефицитные Ti, Mn, V, Ni, Co, Sr. Следует отметить, что песчаники всех подсвит зильмердакской свиты обнаруживают устойчивую геохимическую специализацию на Ba, Zn, Pb.

Суммарная мощность подсвиты на территории листа меняется от 250 до 400 м.

Песчаники подсвиты на контакте с известняками перекрывающей катавской свиты выступают благоприятной средой для локализации барит-свинцово-цинковой формации.

Зильмердакская свита нерасчлененная (RF₃ZL) по причинам плохой изученности, слагает тектонический блок на левобережье р. Лемеза, ниже д. Ишкушта (хр. Бол. Бирьян). Территория обнажена слабо, структурные объекты не дешифрируются, генеральное залегание слоев не определено, выделение каких-либо составных частей разреза не представляется возможным. В элювиальных высыпках кварцевые, полевошпат-кварцевые или аркозовые песчаники, реже – гравелиты, мелкогалечниковые конгломераты, алевролиты и аргиллиты. Суммарная мощность может достигать 2 500 м.

В отличие от геодинамического аналога зигальгинской свиты подразделение отличается существенно более низкой зрелостью осадка, особенно его нижней части, и увеличенной в три раза мощностью. Возможно данные закономерности взаимосвязанные. Пониженная зрелость осадка может свидетельствовать о сокращенном времени его сортировки и относительно интенсивном прогибании бассейна. Появление гранитных массивов в областях питания вполне очевидно.

Катавская свита (RF_3kt) сложена пестроокрашенными, преимущественно вишневыми тонкослоистыми известняками. Благодаря составу и окраске она хорошо диагностируется в разрезе верхнего рифея. Подразделение распространено на крыльях Инзерской синклинали Авдырканской и Яшкуртской антиклиналей и обнажено у подножьях хр. Салдыс, Беягуш, Сухие горы, Зильмердак и др., по береговым обрывам главных водных артерий и их притокам. Дешифрируется свита уверенно, слагая мягкие депрессионные формы рельефа, зажатые между расчлененными положительными формами зильмердакской и инзерской свит. Известняки, слагающие основную часть разреза, плотностью $2,72 \text{ г/см}^3$ и переменной от 0 до $4 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС магнитной восприимчивостью.

Стратотип расположен севернее площади листа по береговым обрывам р. Катав, левому притоку р. Юрюзань [11]. В настоящее время, в связи с эксплуатацией месторождения известняков, многие участки стратотипа разрушены. В. И. Козловым предложен в качестве парастратотипа разрез по правому берегу р. Мал. Инзер в 1,8 км ниже д. Реветь. Здесь непосредственно выше зильмердакской свиты снизу вверх обнажены [33, 42]:

1. Известняки красновато-коричневые пелитоморфно-тонкозернистые глинистые крупно- и грубоплитчатые со строматолитами: *Inzeria tjomusi* и *Jurusania cylindrical*..... 80 м
2. Известняки бордовые, красно-коричневые горизонтальнополосчатые пелитоморфно-тонкозернистые глинистые с тонкими прослоями сланцев шоколадного цвета глинистых..... 200 м
3. Известняки пестроцветные пелитоморфно-тонкозернистые глинистые с маломощными прослоями сланцев глинистых и алевролитов мелкозернистых пестроцветных..... 10 м
4. Известняки темно-серые, серые тонко-, горизонтальнополосчатые пелитоморфно-тонкозернистые глинистые..... 12 м
5. Известняки серые с зеленоватым оттенком пелитоморфно-тонкозернистые глинистые с тонкими пологоволнистыми прослоями зеленовато-серых алевролитов..... 3 м
6. Неравномерное чередование известняков зеленовато-серых (до 0,15 м) и алевролитов (до 0,05 м), количество прослоев которых вверх по разрезу сокращается..... 10 м
7. Известняки темно-серые грубоплитчатые мелкозернистые..... 3 м
8. Известняки зеленовато- и голубовато-серые пелитоморфно-тонкозернистые глинистые с прослоями алевролитов зеленовато-серых..... 2 м

Выше залегают зеленовато-серые алевролиты и мелкозернистые песчаники инзерской свиты. Контакт согласный контрастный без признаков перерыва. Мощность свиты составляет 320 м. На площади листа в целом мощность колеблется в широких пределах, от 0 м в приустьевой части р. Реват, где подразделение полностью эродировано предвендским размывом, до 400 м на крыльях Инзерской синклинали.

Нижняя часть разреза, включая контакт с зильмердакской свитой, детально изучен в районе поселков Бриш, Бриштамак и Ассы в центральной части Инзерской синклинали в связи с поиском барит-полиметаллического оруденения. Во всех пересечениях фиксируется близкая ситуация: на серых алевролитах зильмердакской свиты согласно залегают красные, желтые, белые строматолитовые известняки катавской свиты, в которых и локализована баритовая минерализация.

О. П. Горяинова и Э. А. Фалькова [23], А. И. Олли [48] и другие исследователи на контакте катавской и инзерской свит выделяют самостоятельную подинзерскую (симскую или кислярскую) свиту (толщ) сложенную пелитоморфными темно-серыми часто глинистыми известняками. В бассейне р. Зилим ее мощность достигает 200 м. Г. Б. Яковлев [17], В. О. Филипов [66], В. И. Козлов [33] включают подинзерские слои в состав катавской свиты, отмечая при этом, что там, где мощность инзерской свиты максимальна, позднеинзерские отложения отсутствуют или имеют наименьшую (до 30 м) мощность. В районе г. Миньяра, при минимальной мощности инзерской свиты, «подинзерские» отложения достигают 70 м.

В результате проведенных работ в бассейне р. Лемеза, обнаженный согласный контакт проводится по постепенному, но быстрому (в интервале до 10 м) замещению катавских пестроокрашенных известняков инзерскими кварцевыми алевролитами и песчаниками. На правобережье р. Бол. Инзер, на контакте без признаков перерыва, описаны серые пелитоморфные «подинзерские» известняки, замещающиеся вверх по разрезу «инзерскими» кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность известняков здесь не превышает первых метров.

В этой связи считаем, что выделение отдельного самостоятельного подразделения нецелесообразно, а известняки в кровле катавской свиты следует рассматривать в ее составе как фаціальное разнообразие отложений.

Слагающие основную часть разреза известняки сургучно-красные, серые, зеленовато-серые тонкослоистые, ленточные мелкозернистые, кристаллическизернистые глинистые, доломитовые состоят из изометрических зерен кальцита (57–87 % породы), доломита (5–25 %) и примеси глинистого вещества. Доломиты глинистые серые массивные кристаллическизернистые состоят из зерен доломита (75–80 %), глинистого вещества (15–20 %), окислов железа и кварца (до 5 %). Коричневато-красные или розовато-серые тонкослоистые кварцевые алевролиты состоят из хорошо окатанных обломков кварца (70–85 %), полевых шпатов (10–20 %), мусковита (до 1 %), турмалина, циркона и сфена. Полевые шпаты представлены плагиоклазом и микроклином. Цемент пленочно-поровый кварцево-железисто-хлоритовый, кальцитовый с примесью гематитово-глинистого пылевидного вещества и скоплениями хлорита; хлорит мелкочешуйчатый и выполняет крупные поры.

В основании свиты в разрезе хр. Каратау присутствуют пластовые строматолиты: *Marginella malgica* Kom. et Semikh. и *M. zipandica* Kom. [33]. На левом берегу р. Зилим в 2,3 км ниже д. Толпарово собраны микрофитолиты *Nubecularites uniformis* Z. Zhur. (определения З. А. Журавлевой). Примерно с этого стратиграфического уровня М. А. Гарисом определен возраст глауконита в 965 млн лет [13].

Геохимически известняки катавской свиты специализированы на Ba и Zn, помимо этого в надкларковых концентрациях присутствуют Bi, Ag, Zr, Sc, La, Sn, Ti, Cu, Ga, при этом отмечается дефицит Cr, V, B, Y, Sr, Co. Для алевролитов характерен избыток Cd, Bi, Pb и дефицит Li, Mo, Be, Sn, Ga, Y, B, Cu, Mn, V, Cr, Sr, Ni, Co. По составу они практически идентичны алевролитам залегающей выше инзерской свиты. Отличие состоит лишь в несколько повышенном Mn (в 2 раза) и пониженных по сравнению с инзерской свитой содержаниях V (в 1,5 раза) и Y (в 2 раза).

Палеогеографическая позиция ограничена мелководным, пассивным бассейном где формируются прибрежно-морские пестроцветные фитогенные и хемогенные карбонаты.

На контакте с подстилающими песчаниками зильмердакской свиты известняки включают пункты минерализации и рудопроявления баритов.

Инзерская свита (*RF₃in*) представлена песчаниками, алевролитами и аргиллитами и распространена преимущественно в центральной части одноименной синклинали (пос. Инзер), где и расположен стратотип подразделения [22]. Однако прямых указаний на конкретное расположение объекта нет. По этой причине окрестности поселка следует рассматривать как стратотипическую местность. Кварцевые песчаники со средней плотностью (2,64 г/см³) обладают переменной от 0 до 20·10⁻⁶ ед. СГС магнитной восприимчивостью. Дешифрируется подразделение уверенно по сглаженному или тонкоструктурному фотоизображению положительных форм рельефа.

В. И. Козлов в качестве парастратотипа предлагает разрез по береговым обрывам р. Мал. Инзер в 2 км юго-восточнее пос. Инзер, где зафиксирован непосредственный контакт инзерских отложений с подстилающими катавскими известняками. В основании располагается полициклическое переслаивание серых, зеленовато-серых слоистых кварцевых, реже известковистых песчаников, алевролитов и розовых аргиллитов мощностью до 70 м. На правобережье р. Лемеза в основании разреза отмечается относительно тонкое (до 0,1 м) полициклическое чередование алевролитов, аргиллитов и песчаников при некотором преобладании первых мощностью до 30 м. Выше залегают кварцевые песчаники с редкими прослоями аргиллитов мощностью более 200 м.

В стратотипической местности, выше «существенно псаммитовой», нижней части разреза располагается типичное для подразделения тонкое полициклическое, иногда флишоидное чередование алевролитов (до 60 % объема), песчаников, аргиллитов с тонкими прослоями известняков мощностью до 600 м. В этой верхней части разреза зафиксированы прослои со значимым количеством глауконита. Нормальный контакт с перекрывающей миньярской свитой проводится по подошве доломитов. В бассейне р. Зилим свита эродирована в предвендское время и из разреза выпадает полностью. В этой связи мощность подразделения для площади листа в целом принята от 0 до 800 м.

Песчаники и алевролиты кварцевые, в подчиненном количестве встречаются зерна полевых шпатов (ортоклаз, микроклин и плагиоклаз). Глауконит наблюдается в виде струек, тонких прослоев или в рассеянном состоянии. Из аксессуарных минералов диагностированы циркон, рутил, турмалин, магнетит и ильменит. Цемент кварцевый или карбонатный. В свите встречаются залежи бурого железняка и сидерита [17].

Уровень концентрации микроэлементов двух вышеупомянутых подразделениях также весьма близок. Различия состоят лишь в более низких содержаниях Mn в породах инзерской свиты. Особенно ярко это проявлено в песчаниках (Сф ниже в 4,5 раза), где помимо Mn отмечается снижение концентраций Cr, Co, Cu (в 2–2,5 раза). Относительно кларка песчаники обогащены Cd, Bi, Sc, Zn, La, Ba, Y, Pb и обеднены Ti, Mn, Cr, Co, B, Ni, Sr. Для алевролитов характерен избыток Cd, Bi, Sc и дефицит Mo, Li, Sn, Ga, V, B, Cu, Cr, Ni, Mn, Co, Sr. Возраст свиты устанавливается по K-Ar определениям глауконита, равным 865–930 млн лет [13].

Состав подразделения обнаруживает близкие свойства с зигаино-комаровской свитой. То же полициклическое переслаивание, тот же субкварцевый состав терригенных пород. Отличия заключаются, пожалуй, лишь в существенно псаммитовом составе нижней части разреза. На этом основании свита позиционирована с пелитовой формацией инундационного развития бассейна.

Миньярская свита (RF₃mn) слагает небольшие площади в ядрах синклиналей второго порядка и обнажена в районе пос. Инзер. Стратотип расположен севернее площади листа в пределах г. Миньяр [22]. Позднее, при детальном изучении состава подразделения отмечено, что свита делится на две подсвиты: нижнюю – карбонатную и верхнюю – терригенно-карбонатную. Последнюю Ю. Р. Беккер в 1961 г. предложил рассматривать как самостоятельный стратон – укскую свиту [6]. В результате в составе миньярской свиты остались исключительно карбонаты.

Дешифрируемость подразделения средняя. На фоне положительных изрезанных форм отображения подстилающей инзерской свиты, подразделение имеет сглаженные пониженные формы с безструктурным фотоизображением. Средняя плотность доминирующих доломитов – 2,82 г/см³, магнитная восприимчивость – от 0 до 2·10⁻⁶ ед. СГС.

На площади листа почти полный разрез подразделения обнажен по берегам р. Бол. Инзер выше хутора Сарайкин [42], где снизу вверх залегают:

1. Известняки темно-серые тонкослоистые, косослоистые пелитоморфные со знаками ряби с прослоями и линзами псефитовых разностей. Иногда в подошве прослоев фиксируются трещины усыхания	35 м
2. Известняки светло-серые, темно-серые пелитоморфные в нижней части строматолитовые	25 м
3. Известняки черные с многочисленными тонкими кальцитовыми прожилками (текстура «molar tooth»)	35 м
4. Доломиты от светло-серых до черных полосчатые мелкозернистые в верхней части с «molar tooth»	25 м
5. Доломиты серые строматолитовые с прослоями темно-серых разностей	180 м
6. Доломиты серые тонкополосчатые с линзами и прослоями кремнистых алевропелитов	20 м
7. Доломиты серые тонкополосчатые средне- и крупнозернистые строматолитовые в средней части прослой синседиментационных брекчий	25 м
8. Доломиты темно-серые разнозернистые с «molar tooth» строматолитовые	40 м
9. Доломиты серые мелкозернистые с линзами кремнистых алевропелитов	30 м
10. Переслаивание доломитов серых с прослоями синседиментационных брекчий и сланцев глинистых (до 0,1 м)	5 м
11. Доломиты серые и темно-серые строматолитовые с прослоем доломитов серых и темно-серых полосчатых	30 м
12. Доломиты мелко- и среднезернистые с многочисленными прослоями и линзами кремнистых алевропелитов	90 м
13. Доломиты серые тонкополосчатые с прослоями глинистых сланцев	10 м
14. Доломиты серые массивные строматолитовые	10 м
15. Доломиты полосчатые с линзами кремнистых алевропелитов и единичными прослоями глинистых сланцев	120 м
16. Доломиты серые тонкополосчатые, с прослоями и линзами синседиментационных брекчий и конкрециями кремнистых алевропелитов	100 м

Суммарная мощность отложений в разрезе составляет 780 м.

Ю. Р. Беккер расчленил подразделение на две подсвиты: нижнюю или миньскую, состоящую из известняков и доломитов мощностью до 100 м; и верхнюю или бианкскую – доломиты, алевролиты, аргиллиты с линзами и прослоями кремнистых алевропелитов (кремней) мощностью до 430 м. В приведенном разрезе нижней подсвите соответствуют слои № 1–4 (120 м), верхней – слои № 5–17 (680 м). В кровле располагаются серые, темно-серые массивные или параллельнослоистые конгломератовидные известняки. Согласный контакт с перекрывающей укской свитой проводится по подошве пачки переслаивания терригенных пород. В бассейне р. Зилим свита из разреза верхнего рифея выпадает полностью. В этой связи мощность подразделения принята от 0 до 800 м.

Доломиты как основной литотип свиты массивные, реже – слоистые разнозернистые мозаичные состоят из зерен доломита (75–80 %), кальцита (5–10 %), глинистого вещества (10–

15 %), единичных чешуек мусковита. В виде отдельных включений встречаются кварц, сидерит, хлорит. Известняки слоистые алевроитовые, реже – псаммитовые глинистые, доломитовые. Зерна кальцита изометрической, ромбической неправильной формы плотно прилегают друг к другу. Отмечаются единичные кластические зерна кварца и мусковита. Синседиментационные брекчии состоят из неокатанных или полуокатанных обломков известняков (до 80 %), сцементированных глинистым известняком. На гранях обломков наблюдаются скопления окислов железа, пластинок гетита и гидрогетита.

В разрезе у д. Толпарово собраны микрофитоциты: *Radiosus sphaericus* Z. Zhur., *R. badius* Z. Zhur., *R. minjaricus* Zabg., *R. elongatus* Z. Zhur., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *Globosites gentilis* Z. Zhur. [33]. По данным М. А. Гаррис [13], изотопный возраст глауконита определен К-Аг методом составляет 680–790 млн лет.

Для доломитов характерны надкларковые содержания Ag, Zr, Sn, Zn при дефиците Cr, Ga, Ti, B, Y, Co, Mn, V, Ni. По уровню концентрации микроэлементов они практически идентичны с известняками укской свиты. Различие состоит лишь в повышенных содержаниях Sr (в 3,5 раз) в миньярских доломитах.

Доминирующие в разрезе доломиты, часто фитогенные ограничивают условия осадконакопления мелководным бассейном на регрессивной стадии своего развития, в котором накапливается прибрежно-морская органогенно-обломочная формация.

Укская свита (RF_{3uk}) впервые выделена С. М. Домрачевым в 1952 г. Позже она детально изучена Ю. Р. Беккером [6], которым описан стратотип по береговым обрывам р. Юрюзань в районе г. Усть-Катав. На территории листа свита распространена на крыльях Авдырканской антиклинали.

Опорный разрез известен на правобережье р. Баса в районе с. Кулмас, где на «миньярских» известняках снизу вверх залегают:

1. Алевролиты зеленовато-серые тонко-параллельнослоистые глинистые с гравийными зернами слабо ожелезненных алевролитов. В основании прослой гравелитов разнозернистых с песчаным интенсивно ожелезненным цементом мощностью до 0,2 м 5 м
2. Песчаники серые, темно-серые параллельнослоистые кварцевые, слюдястые с тонкими прослоями зеленого глауконита 2 м
3. Песчаники зеленовато-серые параллельнослоистые разнозернистые кварцевые с прослоями алевролитов зеленых глинистых, в нижней части интервала прослой глауконита 6 м
4. Алевролиты зеленовато-серые тонкоплитчатые глинистые листоватые с прослоями песчаников зеленовато-серых кварцевых 4 м
5. Песчаники зеленовато-серые косоволнистослоистые кварцевые разнозернистые с прослоями алевролитов глинистых зеленовато-серых 16 м
6. Алевролиты серые, желтые с поверхности карбонатные, глинистые. В основании песчаники серые кварцевые на карбонатном цементе косослоистые с прослоями глинистых алевролитов 12 м

Суммарная мощность описанного фрагмента 45 м.

Основную верхнюю часть разреза слагают известняки серые пелитоморфные с примесью алевроитового материала (1–2 %). Часто фиксируются строматолитовые разности мощностью от 1–2 до 10–15 м в ассоциации с комковатыми или брекчиевидными разновидностями. Доломиты мощностью от 1–2 до 3–7 м наблюдаются в единичных прослоях. Мощность карбонатной части разреза достигает 300 м.

Песчаники основания разреза разнозернистые и состоят из обломков кварца (65–95 %), осадочных и метаморфических пород (от 1 до 7 %), полевого шпата (до 1–2 %) и зерен глауконита (от 1 до 15 %, редко – 30–35 %). В аксессуарной примеси описаны: циркон, турмалин, рутил, биотит, мусковит. Неравномерный цемент (15–40 % объема породы) от базального до пленочного глинистый или карбонатный, редко – железистый. Кварцевый или глауконит-кварцевый состав алевролитов близок к песчаникам.

Известняки укской свиты относительно кларка карбонатных пород обогащены Ag, Zr, Sn, Zn и обеднены Cr, Ga, Sr, B, Mn, Ti, Y, Co, V, Ni, практически не различимы по геохимическим параметрам с доломитами миньярской свиты. Для песчаников характерен избыток Cd, Bi, Pb, Zn, Ba, La, Cr, Mn при дефиците Ti, Co, Ni, Sr.

Контакт свиты с перекрывающими вендскими осадками на территории проводится по глубоким задернованным распадкам. В региональном плане он считается несогласным с размывом. Стратиграфический перерыв фиксируется нижневендскими конгломератами, залегающими на разных уровнях верхнего рифея. Глубина размыва значительная и превышает, при минимальных мощностях эродированных подразделений, более 1 000 м. В этой связи мощность свиты определена от 0 до 300 м.

Возраста глауконита из основания свиты 620–640 млн лет [13].

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Отложения венда развиты на западе площади, где участвуют в строении крыльев Авдырканской и Яшкуртской антиклиналей. Возраст глауконитов из подразделений системы меняется от 615–625 млн лет [8] до 570 млн лет [13]. В объеме венда выделена ашинская серия, состоящая из толпаровской, суировской толщ и бакеевской свиты нижнего венда, урюкской свиты нижне-го-верхнего венда и басинской, куккараукской и зиганской свит верхнего венда.

Ашинская серия (Vaš) выделена на крыльях Яшкуртской антиклинали на правобережье р. Лемеза. Мощность вендских отложений здесь существенно сокращена и изменяется от 0 до 250 м. Обнаженность плохая – единичные развалы и коренные выходы кварцевых, кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов, развалы конгломератов и гравелитов. Очевидна интенсивная раннепалеозойская эрозия. По этой причине условия для расчленения разреза или позиционирования выходов с тем или иным стратонем венда невозможно.

В целом геодинамический комплекс серии, как и в других районах Южного Урала, делится на тиллитовую формацию и терригенную молассу. Первой соответствуют нижневендские подразделения, второй – верхний венд [9].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Толпаровская толща (V_{tl}) впервые описана в 1984 г. Б. М. Келлером, А. Ф. Вейсом и В. М. Горожаниным в районе с. Толпарово в ранге свиты [31], которому стратон, согласно стратиграфическому кодексу не отвечает. Позже состав подразделения и площади его распространения существенно уточнены В. М. Горожаниным [14, 15].

Полного непрерывного разреза подразделения из-за низкой степени обнаженности составить не удалось. В режиме стратотипа предложен разрез по береговым обрывам нижнего течения р. Мал. Реват и устья р. Реват. Здесь выше переслаивания кварцевых песчаников и алевролитов четвертой (бедерьшинской) подсвиты зильмердакской свиты снизу вверх залегают:

1. Конгломераты несортированные хаотичные валунно-галечниковые. Обломки с различной степенью окатанности от совершенной до не окатанных, различного состава, в том числе: граниты, известняки, доломиты, кварциты и др. Среди обломков встречаются сильно выветрелые разности. Возраст гранитов 1 660 млн лет [31]. Матрикс (до 30 %) песчано-гравийный не сортированный полимиктовый. Вверх по разрезу постепенно размер обломков падает. В основании слоя гравелиты серые кварцевые с неравномерной окатанностью на кварцево-глинистом цементе. Вероятно, эту часть разреза Ю. Р. Беккер описывал как кылыштинскую свиту [8, 9].....10 м

2. Песчаники «мусорные» коричневые, серые массивные разномасштабные кварцевые, иногда с рассеянной хорошо окатанной галькой кварца (до 0,15 м в диаметре) с тонкими редкими прослоями алевролитов с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов хорошо окатанных кварцевых или неокатанных несортированных ожелезненных.....до 450 м

Выше залегают тонкослоистые алевропелиты перекрывающей суировской толщи. Контакт согласный постепенный, проводится по доминированию в разрезе алевропелитов и исчезновению прослоев микститов (последний прослой редкогогалечниковых конгломератов). Суммарная мощность толщи здесь достигает 500 м.

В 5 км южнее, в долине р. Ташлыклы, разрез существенно сокращен и представлен желтовато-серыми массивными разномасштабными кварцевыми песчаниками мощностью до 200 м. В верхней части появляются тонкослоистые алевролиты с прослоями (до 0,5 м) и линзами редкогогалечниковых несортированных лимонитизированных гравелитов и конгломератов мощностью до 50 м. Последние близки и аналогичны описанным прослоям в слое № 2 разреза р. Мал. Реват. Залегают толща с размывом на песчаниках инзерской свиты. Суммарная мощность не превышает 300 м.

Южнее, на правобережье р. Толпар, толща представлена тонкослоистыми алевролитами с единичными прослоями (прослоем) редкогогалечниковых несортированных конгломератов мощностью до 3 м. Здесь подразделение залегают на доломитах миньярской свиты верхнего рифея. Непосредственный контакт закрыт. В элювиальных высыпках – бурые алевролиты с окатанными гальками кварцевых песчаников. Контакт с перекрывающими тонкослоистыми алевропелитами согласный и проводится по исчезновению в разрезе микститов. Суммарная мощность подразделения не превышает 50 м.

Южнее р. Толпар и севернее р. Реват, в устье р. Сергаказган, толща из разреза нижнего венда выпадает полностью. Таким образом, распространение подразделения ограничено полосой, вероятно, северо-западного простирания шириной до 15 км. Мощность толщи в целом принята от 0 до 500 м.

Конгломераты и песчаники геохимически не охарактеризованы. Алевролиты кровли по геохимическим параметрам практически идентичны с перекрывающими суировскими алевролитами и характеризуются избытком относительно кларка глинистых пород Cd, Bi, Sc, Pb, Zn и дефицитом Mo, Mn, Li, Cu, Sn, Cr, V, Ga, B, Co, Ni, Sr. К ним приурочен пункт минерализации Nb, Ta с содержанием Ta до 317 г/т.

Нижневендский возраст подразделения принят по положению в разрезе – основание венда и ниже суировской толщи. Состав и положение в разрезе венда позволяют сопоставлять отложения с известными на Южном Урале тиллитоподобными осадками шельфовой зоны, относящимися к лапланской гляциосистеме [41, 68, 69].

Суировская толща (V_{1sr}) впервые в 1984 г. описана по береговым обрывам р. Толпар западнее д. Суир-Аисово, где и расположен ее стратотип [31]. В настоящее время в процессе строительства автодороги разрез дополнительно вскрыт искусственными выработками, и, несмотря на дискретность обнажений, сводный состав реконструирован достаточно полно (снизу вверх):

1. Тонкое переслаивание аргиллитов черных, бурых глинистых листоватых и алевролитов темно-серых тонковолистостойких кварцевых, глинистых с линзами песчаников зеленовато-серых мелкозернистых параллельнослоистых кварцевых 350 м
2. Конгломераты валунно-галечниковые доломитовые серые, окатанные обломки доломитов сцементированы поровым пелитоморфным доломитом. Здесь же развалы конглобрекции гравийно-галечниковой доломитовой. Неокатанные или слабоокатанные серые, темно-серые с обломками слоистых доломитов сцементированы базальным пелитоморфным доломитом 0–50 м

Выше располагаются серые косослоистые разнозернистые кварцевые песчаники и гравелиты урюкской свиты. Суммарная мощность подразделения на площади листа изменяется от 50 до 400 м.

В алевролитах относительно кларка глинистых пород отмечается избыток Cd, Bi, Pb, Sc, Zn и дефицит Sn, Cu, Cr, Ga, V, B, Mn, P, Ni, Co, Sr. Помимо этого по результатам ICP-MS в отдельных пробах отмечается существенное обогащение практически всеми редкоземельными элементами: La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb. Кларки концентраций варьируют от 4 до 7. Песчаники характеризуются избытком Cd, Bi, Zn, Sc, Li, Pb, Ba, La при дефиците P, Mn, Ti, B, Co, Ni, Sr. Уровень накопления редкоземельных элементов в них ниже, чем в алевролитах.

Возраст толщи определяется положением в разрезе – ниже урюкской свиты и выше толпаровской толщи. Сборы микрофоссилий ограничили возраст подразделения верхним рифеем, при этом отсутствие вендской органики объясняется режимом осадконакопления – опреснением бассейна на фоне нивального климата [31]. В результате изотопных исследований В. М. Горожанина сделан вывод об изоляции бассейна покровным оледенением от атмосферы типичном для накопления тиллитосодержащих отложений. Доломиты в кровле слоя интерпретируются как «венчающие карбонаты» – маркеры замещения нивального климата на аридный. Изотопное датирование Rb-Sr методом глинистых фракций не позволило дать однозначный ответ о возрасте подразделения по причине широкого развития процессов постседиментационных преобразований [15].

НИЖНИЙ–ПОЗДНИЙ ОТДЕЛЫ

Урюкская свита (V_{1-2ur}) впервые описана А. И. Олли в 1948 г. южнее площади листа по береговым обрывам р. Урюк в районе с. Ялмаш, где подразделение представлено преимущественно кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Самостоятельно свита на площади листа закартирована на правобережье р. Зилим, в бассейнах рек Реват, Толпар. Здесь она с нормальным стратиграфическим контактом залегает на суировской толще. В других случаях подразделение объединено с подстилающей бакеевской свитой по причинам масштаба картирования. Частный разрез составлен по искусственным горным выработкам строящейся автодороги, где снизу вверх обнажены:

1. Песчаники серые косослоистые разнозернистые, гравелитистые кварцевые 66 м
2. Песчаники серые косослоистые разнозернистые, гравелитистые кварц-полевошпатовые с тонкими прослоями гравелитов и галечниковых конгломератов 10 м
3. Алевролиты серые тонко-параллельнослоистые глинистые с тонкими редкими прослоями серых волнистостойких песчаников 9 м
4. Песчаники серые параллельнослоистые разнозернистые кварц-полевошпатовые с прослоями алевролитов серых слоистых листоватых 4,5 м

5. Песчаники серые косослоистые разнозернистые, гравелитистые кварцевые	15 м
6. Ритмичное чередование конгломератов серых разнозернистых, гравелитов волнистослоистых разнозернистых, песчаников серых косослоистых разнозернистых кварц-полевошпатовых	16,5 м
7. Песчаники зеленовато-серые косослоистые разнозернистые кварцевые с прослоями алевролитов светло-серых слоистых глинистых	11 м
8. Закрытый интервал	6,5 м
9. Песчаники розовые, вишневые косоволнистослоистые разнозернистые кварцевые, алевролиты вишневые тонкослоистые плитчатые. В основании гравелиты желто-зеленые массивные мелкозернистые	28 м
10. Чередование алевролитов вишневых слоистых листоватых с песчаниками вишневыми косоволнистослоистыми разнозернистыми кварц-полевошпатовыми	19 м
11. Песчаники вишневые волнистослоистые разнозернистые кварц-полевошпатовые с прослоями песчаников вишневых волнистослоистых выветрелых	26,5 м
12. Песчаники вишневые параллельно-волнистослоистые разнозернистые аркозовые с прослоями песчаников тонкослоистых. На плоскостях напластования конгломераты (плоская галька аргиллитов)	8 м

Суммарная мощность описанного фрагмента 220 м.

Нижняя часть разреза (132 м, слои № 1–7) сложена серыми разнозернистыми, часто гравелитистыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. Литологические различия обладают взаимными переходами прямого ритма осадконакопления. Обращают на себя внимание прослои тонкослоистых глинистых алевролитов (слой № 3), свидетельствующих о преемственности геодинамических обстановок в «суировское» и «раннеурюкское» время. В слое № 3 предполагается силл габбро криволукско-миссаелгинского комплекса (550–560 млн лет).

Неполная верхняя часть разреза (88 м, слои № 8–12) сложена розовыми, вишневыми разнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями вишневыми алевролитов. На плоскостях напластования типичны конгломератовидные включения плоских аргиллитовых галек. Общая рассчитанная мощность данной части разреза на территории листа достигает 300 м.

Разнозернистые песчаники состоят из обломков кварца (не менее 60 %), полевых шпатов (10–35 %), обломков пород (до 10 %); среди второстепенных минералов диагностированы биотит, хлорит, мусковит. Обломки пород представлены алевролитами, песчаниками, микрокварцитами, гранитами, сланцами. Поровый цемент (до 40 % объема породы) кварцевый, хлорит-кварцевый и гидрослюдистый. Псефиты с хорошо окатанной кластикой, сцементированной песчаником.

По сравнению с кларком глинистых пород алевролиты урюкской свиты обогащены Cd, Bi, Pb, Sc и обеднены Li, Ti, Cr, Mn, Be, B, Co, Ni, Sr. В песчаниках отмечается избыток Cd, Bi, Sc, Zn, Pb, La, Ba при дефиците Cr, Mn, Ti, Co, Ni, B, Sr. И песчаники, и алевролиты, по сравнению с аналогичными породами перекрывающей басинской свиты, обеднены сидерофильными элементами: Ni, Co, V, Cr, Mn (в 2–4 раза).

Верхняя граница подразделения с басинскими терригенными циклическими породами считается согласной не контрастной. Суммарная мощность свиты достигает 400 м.

Нижне-верхневендский возраст подразделения вытекает из датирования силла криволукско-миссаелгинского комплекса. По данным Ю. Р. Беккера свита относится к молассовой формации, областью питания которой являлись Центрально-Башкирское поднятие для нижней части разреза и Тараташский выступ – верхней [9].

Бакеевская и урюкская свиты объединенные ($V_{1-2}bk+ur$) по причинам масштаба картирования и малой мощности подразделений.

Бакеевская свита впервые описана Беккером в 1975 г. южнее площади листа, северо-восточнее пос. Бакеево, по береговым обрывам на р. Зилим. Здесь на укских известняках залегают железистые, часто глауконитсодержащие кварцевые песчаники в переслаивании с алевролитами и аргиллитами. С позиции традиционных представлений свита является рудоносным горизонтом ашинской серии [7, 8, 40]. Состав весьма изменчив. В стратотипе снизу вверх залегают:

1. Песчаники серые, темно-серые, бордовые, охристые сильно гематитизированные; содержание Fe_2O_3+FeO превышает 18 %	50 м
2. Тонкое переслаивание алевролитов серых, зеленовато-серых в нижней части с глауконитом, аргиллитов и песчаников. Изотопный возраст глауконита 609 ± 13 млн лет (K-Ar метод)	18 м
3. Чередование бордовых гематитовых руд мощностью от 0,005 до 0,25 м с содержанием $Fe_2O_3 - 41,26$ %; $FeO - 8,6$ %; $P_2O_5 - 0,11$ % и серых и зеленовато-серых песчаников с гематитом и лептохлоритом	6 м
4. Тонкое переслаивание зеленовато-серых алевролитов и алевролитов	6 м
5. Тонкое переслаивание песчаников серых, зеленовато-серых, алевролитов и аргиллитов	60 м

Суммарная мощность разреза составляет 140 м, из которых 60 % объема занимает тонкое чередование алевролитов и аргиллитов близкое и аналогичное суировскому переслаиванию. По данным Богатыревой и др. (1979 г.) мощность разреза в стратотипической местности не пре-

вышает 40 м. Южнее стратотипа фиксируется уменьшение в составе подразделения доли песчаников, при заметном увеличении содержаний алевролитов и аргиллитов. Возраст свиты определен находками эдиакарской фауны [9], микрофоссилиями и абсолютными датировками.

На территории листа свита не обнажена. На площадях ее распространения в бассейнах рек Лемеза, Инзер и др. заложены глубокие распадки. Лишь в единичных случаях зафиксировано тонкое переслаивание алевропелитов. Высыпок гематитовых руд или глауконитовых песчаников не отмечено. Следует полагать, что состав подразделения близок в верхней части стратотипа, а мощность, судя по графическим построениям, не превышает 50 м.

Состав *урюкской свиты* в объединенных подразделениях близок и аналогичен составу, описанному при характеристике самостоятельного стратона. Отличия заключаются в отсутствии прослоев псефитов и явном преобладании серых и малиновых полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников. Нижняя граница согласная и проводится по смене «бакеевских» тонкослоистых алевролитов гравелитистыми песчаниками [19]. Контакт с перекрывающими басинскими песчаниками считается согласным без признаков перерыва или структурных несоответствий.

Суммарная мощность подразделений достигает 220 м.

ПОЗДНИЙ ОТДЕЛ

Басинская свита (V_2bs) среди подразделений венда распространена наиболее широко. Стратотип расположен на площади листа по береговым обрывам р. Баса ниже д. Кулмас (Олли, 1940). Здесь она расчленена на четыре пакета.

Первый сложен ритмичным чередованием серых, зеленовато-серых косослоистых мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников, аргиллитов и алевролитов. На плоскостях напластования знаки ряби. Мощность пакета 100–150 м. Второй пакет представлен серыми, зеленовато-серыми тонкоплитчатыми сланцеватыми аргиллитами с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность около 300 м. Третий – зеленовато-серые грубозернистые или гравелитистые песчаники мощностью от 100 до 150 м. Четвертый пакет состоит из переслаивания серых, зеленовато-серых мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, мощностью от 100 до 250 м. Перекрывается подразделение куккараукской свитой без признаков стратиграфического перерыва.

Преобладающие песчаники имеют относительно широкие вариации состава от кварцевых до кварц-полевошпатовых или кварц-граувакковых разновидностей. Отмечены известковистые разновидности за счет цемента. Содержание обломков кварца – от 60 до 90 %, полевых шпатов – от 5 до 30 %, обломков пород – до 15 %. Алевролиты сохраняют особенности состава и строения песчаников. Аргиллиты зеленовато-розовато-серые и вишневые, тонкослоистые, с незначительной (1–3 %) алевритовой примесью, распределяющейся послойно или в виде сгустков и узлов неправильной формы. Минеральные ассоциации тяжелой фракции содержат до 30 минералов, в том числе циркон, турмалин, сфен, апатит, магнетит, пироксены, амфиболы, эпидот, хромшпинелиды, гранат, рутил, ставролит.

В алевролитах свиты отмечаются надкларковые концентрации Cd, Bi, Sc, Pb, Zn при дефиците V, Mo, Cu, Ga, Be, Sn, Ni, B, Co, Sr. Для песчаников характерен избыток Cd, Bi, Sc, Zn, V, Mn, La, Ba, Pb и дефицит Zr, Ga, Be, Ni, Y, Co, V, Ti, B, Sr.

Суммарная мощность свиты меняется от 400 м на западном крыле Авдырканской антиклинали, до 800 м – на восточном, в районе с. Суир-Айсово.

Геодинамические условия формирования подразделения близки к урюкским, но отличаются относительно выраженной ритмикой осадконакопления. Вероятно, это связано с некоторым углублением молассового бассейна. Принципиальные отличия заключаются в областях питания. Незрелые акцессории, среди которых диагностированы пироксены, амфиболы и хромшпинелиды, указывают на появление приближенных областях питания основных (ультраосновных) магматитов.

Куккараукская свита (V_2kk) обладает своеобразным выдержанным составом. Кварц-полевошпатовые разнозернистые песчаники, гравелиты и конгломераты хорошо диагностируются на крыльях Авдырканской антиклинали.

В стратотипе в 2,6 км восточнее с. Куккараук, юго-западнее площади листа, выше басинских песчаников с нормальным стратиграфическим контактом залегают коричневатокрасные слоистые мелкозернистые песчаники мощностью до 35 м. Основная средняя часть разреза состоит из светлых валунно-галечниковых разнозернистых полимиктовых конгломератов на песчано-гравийном цементе мощностью до 200 м. В кровле располагаются коричневатокрасные слоистые, косослоистые разнозернистые (от гравийных до мелкозернистых) кварц-полевошпатовые

песчаники (до 100 м). Отличие состава подразделения на площади листа заключаются в деградации верхней части разреза вплоть до полного выпадения. В основании залегают песчаники разнозернистые с прослоем конгломератов, состоящих из слабоокатанных и угловатых галек песчаников и аргиллитов. Мощность нижнего пакета 140–150 м.

Среди конгломератов верхнего пакета располагаются прослой и линзы грубозернистых или гравийных песчаников. В составе галек диагностированы граниты, кварцевые и полевошпатовые порфиры, кристаллические сланцы, кварциты, яшмы, кварц и разнообразные осадочные породы. Мощность пакета от 20 до 190 м. Выше по разрезу располагается зиганская свита, контакт с которой считается согласным без признаков перерыва. Мощность свиты на юге территории до 150 м, на р. Басе – 170 м и на р. Бол. Инзер – до 300 м.

По минералого-петрографическому составу и текстурно-структурным особенностям все песчаники, гравелиты и цемент конгломератов близки между собой. Для них характерны «полимиктовый» состав, массивное сложение, псаммо-псефитовая структура, регенерационный цемент, составляющий обычно 15–30 % породы и состоящий из гранулированного кварца, микрочешуйчатого серицита, пылевидного рудного минерала, окислов железа и реликтовых гидрослюд. Относительно кларка песчаники куккараукской свиты обогащены Cd, Bi, Zn, La, Sc при дефиците Ti, Be, P, B, Ni, Co, Sr.

Зиганская свита (V_{2zg}) венчает разрез венда и представлена мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В верхней части разреза располагается пачка мелкогалечных конгломератов; в средней – прослой гравелитов. Стратотип описан А. И. Олли в 1940 г. по береговым обрывам р. Зиган юго-западнее площади листа. Здесь он подразделяет на 4 подсвиты, из которых первая и третья сложены песчаниками, а вторая и четвертая – преимущественно аргиллитами. Перекрывается подразделение девонской такатинской свитой с выраженным стратиграфическим несоответствием. Мощность подразделения достигает 400 м.

Свита распространена преимущественно на крыльях Авдырканской антиклинали. Обнаженность слабая, фрагменты разреза фиксируются по береговым обрывам р. Бол. Инзер. Частный разрез верхней части подразделения составлен на правом берегу правого притока р. Куньелга, в котором снизу вверх вскрываются:

1. Песчаники коричневые, серые разнозернистые массивные нечетко-косослоистые, редко – параллельно-слоистые кварц-граувакковые плитчатые с прослоями (до 5 м) алевролитов серых глинистых300 м
2. Конгломераты массивные, реже – слоистые несортированные разногалечниковые (от 0,03 до 0,15 м в диаметре) на песчано-алевритовом поровом цементе. Кластика состоит из хорошо окатанных обломков кварца, кварцитов и кварц-полевошпатовых песчаников. Линзы, редкие тонкие прослои гравелитов и линзы кварц-граувакковых песчаников25 м

Выше разрез закрыт, через распадок – выходы песчаников такатинской свиты.

Типовые зиганские песчаники на 80 % сложены зернами (0,2–1,5 мм) хорошей окатанности. В составе отмечается большое количество (до 40 % объема) граувакковой примеси – микрокварцитов, серицит-кварцевых, кварцевых и кварц-хлоритовых сланцев, кремнистых пород и др. Минералы (до 40 % объема) представлены в основном кварцем, реже – плагиоклазом, ортоклазом и микроклином, редкими листочками и пластинками биотита, хлорита, мусковита, единичными зернами турмалина и глауконита. Цемент поровый или базальный хлорит-гидрослюдистый с гидроокислами железа. Песчаники и алевролиты обнаруживают устойчивую геохимическую специализацию на Ba, Zn, Pb. Уровень концентрации Ba один из самых высоких среди изученных осадочных комплексов. Помимо этого в них отмечаются надкларковые содержания V, Li (в алевролитах), Ag (в песчаниках), Bi, Sc. Для алевролитов характерен дефицит Ti, Be, Ni, Co, B, Sr, для песчаников – Cu, Ga, Sn, Be, Ni, Cr, B, Co, Sr. Зиганские песчаники отличаются от куккараукских повышенным уровнем концентраций V, Ni, Ba (в 2–3 раза).

Суммарная мощность свиты на площади листа достигает 400 м.

Песчаники кровли подразделения вмещают проявления баритовой жильной формации.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Отложения палеозоя распространены на западе территории, где слагают Ашинско-Алимбетовский моноклинорий. В объеме эратемы выделены подразделения девона и карбона (Симско-Зиганский район Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ), перми и триаса (Акбулакско-Корпачевская СФЗ). Достаточно полная стратификация палеозоя проведена В. Е. Руженцевым в 50–60-е годы прошлого века. За основу выделения таксонов положен био-стратиграфический метод. По этой причине в первоначальной терминологии подавляющее

большинство стратонов описаны как слои или горизонты, позже переведенные в свиты (филипповский горизонт – филипповская свита и т. д). В этой связи стратиграфические подразделения, обладая полной фаунистической характеристикой, имеют широкие вариации состава и мощностей. Кроме этого, наиболее детально свиты изучены в стратотипических местностях, чего нельзя сказать о площади листа.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения выделены в основании палеозойского разреза Михайловско-Вайгачского подзоны Бельско-Елецкой СФЗ преимущественно на крыльях Авдырканской антиклинали, где обнажаются по береговым обрывам рек Инзер, Зилим, Лемеза и их притоков. Осадки залегают со стратиграфическим несогласием преимущественно на зиганской свите верхнего венда. Структурные несоответствия проявлены плохо. Залегание пород девона вполне укладывается в тектонический план докембрия.

При составлении Гостеолкарты-200 первого поколения на основании биостратиграфического метода, девон расчленен на ярусы, причем границы между ними, в связи с неравномерностью сборов органических остатков, проведены весьма условно. Позднее отложения всесторонне изучены большой группой исследователей. Результатом явилось проведение в 2011 г. международной конференции [4], материалы которой и легли в основу данного раздела. Весь разрез девона расчленен на ряд горизонтов (свит), мощность которых изменяется от долей до десятков метров. Понятно, что данные мощности не могут быть отражены на геологических картах и требуют объединений. К сожалению, отсутствие легко опознаваемых «маркирующих» слоев и степень обнаженности системы на площади листа (разрозненные коренные выходы) не позволяют корректно сделать данную работу. В этой ситуации все подразделения, за исключением нижней такатинской свиты, обладающей индивидуальным составом, объединены.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Такатинская свита (D₁tk) впервые выделена Э. Х. Алксне и А. И. Олли в 1936 г. как пятая (силурийская) толща ашинской серии. Позже в 1945 г. Д. В. Наливкиным и Б. М. Келлером (1946 г.) подразделение фигурирует под собственным названием. За стратотип принимаются коренные выходы в береговых обрывах р. Таката, левого притока р. Зилим без конкретного указания местоположения. Здесь подразделение залегает на зиганской свите верхнего венда и согласно перекрывается карбонатными отложениями среднего девона. Состав весьма однообразен – кварцевые косослоистые песчаники с прослоями и линзами мелкогалечниковых конгломератов. Мощность достигает 200 м.

На площади листа подразделение закартировано практически во всех пересечениях основания девона. Состав весьма однообразен. Серые, желтовато-серые кварцевые разномерные песчаники с редкими прослоями гравелитов или мелкогалечниковых конгломератов в основании. Перекрывается свита пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами ваяншинской свиты. Граница выдержанная согласная. Мощность варьирует от 100 до 400 м.

Кварцевые песчаники массивные разномерные плохо сортированные матричные. Содержание обломков кварца, реже – микрокварцитов достигает 97 %. Полевые шпаты представлены микроклином и слюдизированными плагиоклазами. Среди акцессорных минералов отмечается глауконит, циркон, турмалин, сфен, рутил и лейкоксен. В мелкозернистых разностях цемент базальный слюдисто-глинистый. Состав гравелитов и мелкозернистых конгломератов близок к песчаникам. Относительно кларка в кварцевых песчаниках свиты отмечается избыток Cd, Bi, Zn, Sc, Pb, La и дефицит Be, Ga, Ni, B, Co, Sr. От песчаников объединенных бакеевской и урюкской свит они отличаются более низкими концентрациями Ba, Sc, V (в 1,5–2 раза).

Сборы органических остатков в большинстве разрезов западного склона Урала отсутствуют. Поэтому возраст свиты определяется не совсем уверенно. По мнению Е. В. Чибриковой [67] он соответствует подвязовским (ваяншинским) слоям нижнего девона. С. Н. Краузе в процессе палеогеографической реконструкции пришел к выводу, что такатинская свита соответствует иргизлинскому горизонту эмского возраста [38, 75]. Данную позицию поддерживается и А. Г. Иванушкин, которым в районе с. Зуяково в основании и средней части разреза обнаружены остатки морских позвоночных: *Errolosteus* sp., *Wijdeaspis* sp. и *Arthrodira* семейства *Homostiididae*, *Taemas* группы *Murrumbidgee*. Род *Errolosteus* описан в известняках эмса Австралии. Тем не менее, автор допускает вероятность расширения стратиграфического интервала формирования свиты до силура и даже ордовика. Фрагменты терригенного разреза этого возраста эпизо-

дически фиксируются в основании палеозойского разреза, но обладают крайне малыми мощностями [30]. Авторы настоящей записки не обладают дополнительными фаунистическими данными и в соответствии с «Легендой Южно-Уральской серии...» возраст подразделения принимают иргизлинским эмского яруса нижнего девона.

Геодинамические условия формирования подразделения определены достаточно уверенно [18]. Косослоистые, разнонаправленные текстуры, высокая зрелость осадка, незначительная и переменная мощность, положение в основании палеозойского разреза позиционируют свиту с базальным горизонтом шпировой формации. Отсутствие в составе примеси обломков подстилающих пород, свидетельствует о том, что область питания удалена и, вероятно, располагалась вне пределов Уральского кряжа.

НИЖНИЙ-ПОЗДНИЙ ОТДЕЛЫ

Ваняшкинская, вязовская, койвенская, бийская, чувовская, чешская свиты, ряузьянская и зилимская серии объединенные ($D_{1-3} \text{v} \text{p} \neq \text{zm}$) распространены там же, где и такатинская свита. Подразделения выделены на основе биостратиграфического метода и по этой причине все они, за редким исключением, идеально или хорошо фаунистически охарактеризованы.

Ваняшкинская свита впервые выделена А. К. Белоусовым (1937 г.) под названием пестроцветной толщи на р. Ай. На площади листа подразделение установлено в районе с. Габдюково и с. Зуяково. Здесь свита залегает с постепенным переходом на «такатинских» песчаниках, а перекрывается «вязовскими» известняками. Разрез представлен переслаиванием пестроокрашенных мелкозернистых полевошпатово-кварцевых, иногда известковистых песчаников, светло-серых известковистых алевролитов и желтовато-серых мергелей. Мощность варьирует от 2,5 до 15 м. Фаунистическая характеристика на площади листа отсутствует. В других районах по палинологическим данным подразделение соответствует иргизлинскому горизонту эмского яруса.

Вязовская свита (горизонт, остракодовые слои) на площади листа установлена И. Д. Семидоцким (1937 г.) и С. М. Домрачевым (1947 г.). Стратотип расположен севернее площади в Юрюзано-Айской синклинали. Разрез мощностью до 5 м представлен буровато-серыми глинистыми или песчанистыми известняками с прослоями глинистых известковистых алевролитов и листоватых аргиллитов. В районе с. Габдюково в аргиллитах найдены крупные щитки *Arthrodira* семейства *Homostiidae*. В основании присутствуют остракоды: *Aparchitellina domratchevi* Pol., *Polenovula crassa* Pol., *Clavofabellina abunda abunda* (Pol.), *Uctovia antiqua* Rozhd., *Evlanellela fregis* Pol., *Healdianella* aff. *parsonia* (Wils.). Выше по разрезу определены остракоды: *Eukloedenella akbutaensis* Rozhd., *Cavellina indistincta* Pol., *Carbonita grandis* Pol., *Healdianella* aff. *parsonia* (Wils.). В районе с. Зуяково Г. Г. Зенковой выделен богатый комплекс остракод, где наряду с вышеперечисленными формами, определены: *Aparchitellina grabra* Rozhd., *Knoxiella inserica* Pol., *Healdianella costata* Pol. Контакт подразделения с перекрывающими «койвенскими» песчаниками считается согласным. Южнее р. Инзер свита не описана. Или нет приемлемых выходов на дневную поверхность, что при малой мощности стратона является решающим фактором, или она размыта в предкойвенское время [30]. Во втором случае перерыв в осадконакоплении является локальным, так как отложения данного статиграфического интервала известны гораздо южнее в разрезах бассейна р. Белая. Суммарная мощность свиты на площади листа принимается до 15 м.

Койвенская свита (горизонт или кальцеоловые слои) впервые выделена К. В. Марковым в 1907 г. Для подразделения характерно двучленное строение разреза. Нижняя часть (2–3 м) сложена переслаиванием серых или желтых битуминозных известковистых песчаников, алевролитов и запесоченных аргиллитов; верхняя (до 4 м) – переслаивание мергелей, аргиллитов и глинистых криноидных известняков. В разрезах бассейна р. Инзер (с. Зуяково) горизонт сложен серыми и темно-серыми битуминозными известковистыми песчаниками. Над кровлей вязовских известняков обнаружен прослой аргиллитов, переполненный остатками девонских медуз *Palaeonectris concentrica* Var., известных в эйфельских отложениях Германии. В вышележащих слоях собраны строматопораты: *Atelodictyon uralicum* Bogoyavl., *Clathrocoilona abeona* Yavor.; брахиоподы: *Emanuella* aff. *subumbona* (Hall), *Streptorhynchus* sp. и двустворки *Paracyclas* sp. В известняках присутствует многочисленная фауна кораллов: *Favosites goldfussi* (d'Orb.), *Rhizophyllum glossophylloides* Soshk., *Digonophyllum versiforme* (Mark.), *Mansuyphyllum* ex gr. *soetenicum* (Schlut.); губок *Chaetetes tenuis* (Frech.); брахиопод: *Schizophoria striatula* Schloth., *Nugushella polita* (Tjzh.), *Athyris pelapayensis* (Arch. et Vern.), *Gypidula* sp.; гастропод: *Euomphalus* sp., *Macrocheilus* sp. и криноидей *Cupressocrinites rossicus* Antr. Согласный контакт

с перекрывающимися бийскими известняками постепенный проводится по появлению характерной органики. Мощность достигает 10 м.

Бийская свита (конхидиевые слои; Тяжева, 1955) как самостоятельный стратон предложена Б. П. Макровским для известняков с *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.). Стратотип расположен севернее площади по береговым обрывам р. Бия. В разрезах р. Инзер свита сложена темно-серыми, в верхней части светло-серыми тонкозернистыми толстослоистыми полидетритокриноидными известняками с табулятами *Favosites goldfussi* (d'Orb.) и брахиоподами *Gypidula pseudoarata* Tjzh. мощностью до 5 м. Выше по разрезу с нормальным стратиграфическим контактом располагается чеславская свита. «Выпадение» из разреза афонинской и чувовской свит, вероятно, связано или с малыми мощностями подразделений (менее 1 м), или с отсутствием сборов характерной органики на фоне близости состава подразделений с подстилающими и перекрывающимися осадками.

Чеславская свита (слои, горизонт) описан по береговым обрывам р. Ай в районе с. Чеславка (Домрачев, 1952). На площади листа к подразделению отнесены светло-серые массивные пелитоморфные, нередко доломитизированные известняки, описанные в бассейне р. Зилим и располагающиеся выше органогенно-обломочных «бийских» известняков. Органические остатки в объеме подразделения на территории листа не известны. Перекрывается подразделение с нормальным контактом ряужакской серией. Суммарная мощность разреза не превышает 20 м.

Ряужакская серия объединяет отложения девона от пашийского до мендымского горизонтов. Пашийский горизонт выделен в 1935 г. А. К. Белоусовым на Среднем Урале. В строении принимают участие немые пестроокрашенные кварцевые песчаники, алевролиты, иногда с прослоями мергелей и известняков, конкрециями и стяжениями бурых железняков. Пашийский горизонт залегает на разных стратиграфических горизонтах девона, что свидетельствует о переменной амплитуде предпашийского перерыва. Пашийские песчаники тесно связаны с вышележащими комковатыми глинистыми известняками, глинисто-известковистыми сланцами и мергелями кыновского горизонта. Последний, как самостоятельный стратон, выделен К. В. Марковым на Среднем Урале, где занимает пограничное положение. Нижняя его часть соответствует верхней половине живетского яруса, верхняя часть сопоставляется с низами франского яруса. При малых мощностях от нескольких сантиметров до 15 м и отсутствии фаунистических остатков горизонты часто рассматриваются совместно как нерасчлененные отложения.

Саргаевский горизонт впервые выделен А. П. Блудоровым в 1932 г. на правом берегу р. Ряужак, где представлен темно-серыми, почти черными битуминозными известняками с тонкими прослоями черных углеродистых сланцев мощностью до 10 м. С подстилающими кыновскими известняками он связан постепенным переходом.

Доманиковый горизонт впервые описан А. Кайзерлингом при исследованиях на Южном Тимане на р. Доманик. Богатая коллекция разнообразной фауны из этого района, изученная Ф. Ф. Чернышевым, позволила выделить подобные отложения на Южном Урале, а в дальнейшем они были установлены по всему западному склону Урала и востоку Русской платформы. Своеобразие этих непохожих на все остальные отложений состоит в том, что они сложены темно-серыми и черными глинистыми и известково-глинистыми битуминозными сланцами в переслаивании с темно-серыми битуминозными известняками, углеродисто-глинистыми сланцами и черными кремнями. На «западном склоне» Южного Урала доманиковые отложения в естественных обнажениях известны в нескольких разрезах. Наиболее полно они изучены и детально расчленены с выделением конодонтовых зон в разрезе Ряужак (Абрамова и др., 1990, 1999). Мощность доманика здесь составляет 9,7 м. На р. Инзер мощность оценить довольно трудно. А. Н. Абрамова полагает, что она равна 40 м.

Мендымский горизонт выделен Б. П. Марковским в 1935 г. в бассейне р. Зилим. Привязка типового разреза уточнена А. Н. Абрамовой (1999 г.). Он расположен в окрестностях пос. Мендым, в 1,1 км выше устья безымянного притока р. Мендым. Выделяют два типа разрезов мендымского горизонта: так называемой «брахиоподовой» (аскынский тип) и «гониятитовой» (инзерский тип) фаций. В зоне сочленения двух фаций расположены разрезы на реках Ряужак, Аскын и Зилим. Во многих разрезах нижняя часть мендымского горизонта представлена типичной «доманиковой фацией», которая в верхней части сменяется светло-серыми, плотными, толстослоистыми, часто окремненными известняками. Мощность горизонта изменяется от 3 м в районе с. Мендым (южнее площади листа) до 15 м в окрестностях с. Зуяково. Суммарная мощность ряужакской серии достигает 80 м.

В *зилимскую серию* объединены отложения аскынского, барминского, макаровского, мурзакаевского, кушелгинского, лютвинского горизонтов. Аскынский горизонт описан Б. П. Марковским в 1937 г. южнее площади листа по береговым обрывам рек Зилим и Сиказа, где он пред-

ставлен светло-серыми и белыми массивными или слоистыми органогенными известняками с большим количеством фауны. Мощность отложений варьирует от 2 до 10 м. Барминский горизонт впервые описан Д. В. Наливкиным (1926 г.) по береговым обрывам р. Бол. Барма как брахиоподовые ракушняки в основании фаменского яруса. В составе резко доминируют светло-серые известняки, переполненные разнообразными брахиоподами. Мощность варьирует от 0,5 до 1,75 м. Макаровский горизонт выделен Б. П. Марковским (1937 г.) на р. Сиказа, где он сложен светло-серыми тонко- и среднеслоистыми органогенными известняками мощностью до 8,5 м. Мурзакаевский горизонт описан этим же автором в 1935 г. в районе с. Мурзакаево. Отложения представлены светло-серыми и серыми слоистыми известняками с прослоями и линзами черных кремнистых алевропелитов, согласно залегающими на отложениях макаровского горизонта. Мощность изменяется от 2 до 18 м. Кушелгинский горизонт выделен Б. П. Марковским в 1937 г. на р. Бол. Кушъялга в бассейне р. Зилим, где он сложен темно-серыми и серыми слоистыми известняками, в основании с брахиоподовыми ракушняками. С подстилающими отложениями он связан постепенным переходом. В некоторых разрезах известняки залегают на макаровских с перерывом. Мощность варьирует от 1 до 20 м. Лытвинский горизонт выделен Д. В. Наливкиным в 1930 г. в Пермском крае в верховьях реки Лытва. На примыкающей с запада территории в бассейне р. Зилим в объеме горизонта выделяются абиюсканские и зиганские слои. Первые сложены темно-серыми, преимущественно комковатыми известняками с прослоями криноидных разностей и линзами кремнистых алевропелитов мощностью до 15 м; вторые – темно-серыми органогенно-обломочными слабо доломитизированными тонкоплитчатыми известняками мощностью до 3 м с обильной фауной фораминифер, брахиопод, остракод и конодонтов, среди которых определены *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl. Выше залегают каменноугольные известняки или кварцевые песчаники. Контакт без признаков перерыва и структурных несоответствий. Мощность серии на площади листа не превышает 50 м.

Суммарная мощность объединенных подразделений изменяется по площади листа от 200 до 300 м.

Алевролиты данного геологического комплекса характеризуются геохимической «стерильностью». Уровень концентрации микроэлементов весьма низок, за исключением Ag, которое находится в избытке. Отмечается дефицит широкого круга элементов: Sr, La, Cu, Zn, Zr, Y, Ba, Mn, Sc, Ni, Li, V, B, Be, Ti, Ga, Co, Cr. В известняках отмечается избыток Ag, Sc, Zr, Cu, Ba, Sn, Zn при дефиците Cu, Sr, Li, Mo, Sn, Sc, Ba, Zr, Be, Ni, Y, B, Ga, Cr, V, Co, Ti. В объеме стратона известны месторождения горючих сланцев.

Условия формирования подразделений девона ограничены мелководным шельфом. Если нижняя такатинская свита принадлежит шпировой формации, то все остальные укладываются в глинисто-карбонатную формацию. Фациальные условия последней зависят большей частью от рельефа дна бассейна, в западинах которого накапливаются пелитовые осадки, а на остальной части разнообразные карбонаты.

Тактинская, ваяшкская, вязовская, койвенская, бийская, чувсовская, чеславская свиты, ряузьякская и зилимская серии объединенные ($D_{1-3}tk+zm$) по причинам масштаба картирования и выделены на западном крыле Яшкуртской антиклинали на правобережье р. Лемеза. Обнаженность подразделений здесь плохая. Не выявлено ни одного коренного обнажения. Предполагаемый состав нерасчлененных стратонов не отличается от вышеописанных девонских отложений: известняки, доломиты, мергели; прослой глинистых и углеродисто-глинистых, карбонатно-глинистых аргиллитов, алевролитов, песчаников; в основании кварцевые песчаники. Рассчитанная мощность достигает 200 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения карбона распространены на северо-западе площади, где совместно с девонскими осадками обрамляют Башкирский антиклинорий и вскрываются в ядре Алатауской антиклинали и на крыльях Усаглинской синклинали. Выходы на дневную поверхность описаны по береговым обрывам рек Лемеза, Инзер, Басы. Несмотря на относительно широкое распространение, расчленение системы на местные стратиграфические подразделения затруднено. С одной стороны отсутствуют ярко выраженные маркирующие горизонты, с другой – нет значимых участков с приемлемой обнаженностью для составления опорных разрезов (фрагментов разрезов). Как правило, в разрозненных выходах описаны однотипные органогенно-обломочные известняки, являющиеся литотипом системы. Их средневзвешенная плотность изменяется от 2,65 до 2,7 г/см³, а средняя магнитная восприимчивость – от 0 до $10n \cdot 10^{-6}$ ед. СГС. По этой причине в физических полях подразделения карбона не картируются. Дешифрируемость удовлетвори-

тельная – расчлененное структурной фотоизображение, позволяющее уверенно диагностировать каменноугольные осадки. Органических остатков обнаружено достаточно много, они и позволяют картировать составные части системы, в объеме которой выделены: доломито-известняковая толща и алатауская свита объединенные, терригенно-карбонатная толща.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Доломито-известняковая толща и алатауская свита объединенные (C₁di+al) по причинам масштаба картирования.

Доломитово-известняковая толща выделена в процессе картирования масштаба 1 : 1 000 000. В нее объединены осадки нижнего отдела карбона. Обнажения известны по береговым обрывам р. Басы и р. Лемеза. В основании разреза, по данным Г. Б. Яковлева, относящегося к турнейскому ярусу, располагаются темно-серые глинистые сланцы и глинистые комковатые плитчатые пелитоморфные известняки, сменяющиеся вверх по разрезу серыми органо-генно-обломочными алевритистыми разностями. В ряде случаев отмечены конкреции кремнистых алевропелитов. В известняках собраны нижнетурнейские *Productus* ex gr. *niger* Goldf. [17]. Точки сборов пространственно не привязаны и на геологической карте не отражены. Проведенные целенаправленные собственные исследования основания толщи показали, что непосредственно выше девонских глинисто-карбонатных отложений располагаются доломитистые и брекчиевидные известняки визейского яруса. В этой ситуации считаем контакт стратиграфически неоднородным; нормальный – в бассейне р. Зилим, или с размывом – в бассейнах рек Инзер, Лемеза, Усаклы, где турнейские осадки не обнаружены.

Визейская часть разреза толщи от радаевского до алексинского горизонта сложена органо-генно-обломочными детритовыми, водорослевыми, фораминиферовыми, иногда криноидными сгустково-комковатыми и тонкозернистыми известняками с линзами и прослоями кварцевых песчаников, кремнистых алевропелитов и доломитов с обильной фауной от фораминифер: *Endothyra* ex gr. *similis* Raus. et Reitl., *Archaesphaera* sp., *Pseudoammodiscus* sp., *Eoendothyranopsis* sp., *Eogloboendothyra* sp.?, *Eoparastaffella* sp., *Paralisella* sp. и др. радаевского горизонта до фораминифер: *Parastaffella schlykovaе* Durk., *P. spectata* Durk., *Archaediscus* ex gr. *karreri* Brady, *Paraarchaediscus* cf. *convexus* (Grozd. et Leb.), *Palaeotextularia* sp., *Omphalotis* sp. алексинского горизонта. Вверх по разрезу известняки замещаются массивными светло-серыми разностями и белыми доломитами с подчиненными прослоями органо-генно-детритовых известняков. Серпуховская органика не найдена. Нормальный контакт с башкирскими известняками проводится по появлению характерной фауны.

Алатауская свита описана Д. В. Наливкиным в бассейне р. Зилим, где она представлена разнозернистыми кварцевыми песчаниками с прослоями тонкого переслаивания алевролитов и аргиллитов. В стратотипе мощность подразделения достигает 10 м. На площади листа частный разрез составлен А. И. Олли в 1936 г. восточнее с. Кизги, где свита залегает на темно-серых слоистых литвинских известняках девона и представлена массивными или слоистыми разнозернистыми кварцевыми песчаниками. Фаунистическая характеристика слабая. По данным С. В. Краузе и Е. В. Чибриковой в песчаниках собран комплекс спор косвинского горизонта верхнего турнея. Контакт с визейскими (радаевскими) известняками нормальный без признаков перерыва. Мощность изменяется от 0 до 20 м. Как самостоятельный объект картирования свита в масштабе карты не отражается. Более того, развалы кварцевых песчаников в полях распространения доломито-известняковой толщи встречаются достаточно часто (левобережье р. Басы выше с. Усаклы, междуречье рек Лемеза–Инзер). Вероятно, прослой и линзы кварцевых песчаников в пределах визейской части разреза являются признаками локальных стратиграфических перерывов осадконакопления. Песчаники характеризуются избытком Cd, Bi, Zn, Cr, Cu и дефицитом Ni, Ga, Co, V, B, Sr. В известняках отмечаются надкларковые концентрации Ag, Zn, Sn, Cu при дефиците Ga, Cr, Y, Ti, Sr, B, Mn, V, Co, Ni. От известняков нижней части терригенной толщи они отличаются лишь существенно более низкими содержаниями Sr (в 3 раза).

Анализ суммарной мощности объединенных подразделений на площади листа показывает, что она меняется от 100 до 200 м.

Известняки вмещают месторождения железа и являются благоприятной средой для локализации марганцевого оруденения.

СРЕДНИЙ–ПОЗДНИЙ ОТДЕЛЫ

Терригенно-карбонатная толща протягивается узкой меридиональной полосой на крыльях Усаклинской синклинали и выходит на поверхность в виде разрозненных обнаже-

ний в береговых обрывах рек Лемеза, Инзер, Басы. На площади толща расчленена на две подтолщи.

Нижняя подтолща ($C_2\text{т}_1$) наиболее полно обнажена в карьере на правом берегу р. Басы. Нижняя часть разреза сложена массивными, иногда брекчиевидными известняками с прослоями песчаников, аргиллитов. Верхняя представлена аргиллитами и песчаниками с прослоями известняков, сменяющихся вверх по разрезу пелитоморфными и органогенными известняками с прослоями и линзами глинистых доломитов и кремнистых алевропелитов. В кровле залегают пелитоморфные известняки с конкрециями кремней.

В известняках собраны многочисленные органические остатки, среди которых определены фораминиферы от акавасского горизонта башкирского яруса: *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. acutiformis* Kir., *Plectostaffella bogdanovkensis* Reitl., *Millerella* sp., *Semistaffella* sp., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. timanica* Raus., *P. sofronizkyi* Saf. (?), *Profusulinella* sp.; до фораминифер зилимского горизонта московского яруса: *Eoschubertella* ex gr. *obscura* (Raus.), *Schubertella gracilis* Raus., *S. polymorpha* Saf., *Fusiella praecursor* Raus., *F. praetypica* Saf., *Staffellaeformes staffellaeformis* (Kir.), *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *Aljutovella* spp. Кроме фораминифер в верхней (московской) части разреза определены многочисленные конодонты ташлиского горизонта: *Declinognathodus donetianus* Nemirovskaya, *D. marginodosus* (Grayson), *Idiognathoides lanei* Nemirovskaya, *I. ouachitensis* (Harlton), *I. tuberculatus* Nemirovskaya, *I. sinuatus* Harris et Hollingsworth, *Idiognathodus aljutovens* Alekseev et al., *Neognathodus atokaensis* Grayson.

Нормальный контакт с перекрывающей верхней подтолщей проводится по основанию кремнисто-глинистых аргиллитов. Мощность подразделения на площади листа изменяется от 300 до 550 м.

Известняки характеризуются избытком Ag, Zr, Sc, Sn, Zn и дефицитом Cr, Y, Mn, B, Ti, V, Co, Ni. Кремнистые алевролиты отличаются отсутствием надкларковых концентраций и широким набором дефицитных элементов: Pb, Cu, Mo, Zr, Sc, Zn, Sr, Li, Be, Sr, B, Y, Mn, Ni, Ga, Co, V, что свидетельствует об их геохимической «стерильности».

Верхняя подтолща ($C_3\text{т}_2$) представлена темно-серыми аргиллитами, кремнистыми алевролитами с прослоями известняков и доломитов с включениями фосфоритовых желваков. Подразделение обнажено плохо. Ранее оно изучалось горными выработками [17] или бурением [73]. Органических остатков не найдено. Тем не менее, подтолща «зажата» между фаунистически охарактеризованными подразделениями и ее стратиграфический интервал (верхний карбон) вполне очевиден.

Перекрывается свита с размывом и стратиграфическим перерывом пермскими терригенно-карбонатными отложениями с характерной органикой. Глубина размыва верхней подтолщи достигает 500 м и в этом случае она из разреза палеозоя выпадает полностью. Максимальная мощность подразделения в бассейне р. Лемеза достигает 500 м.

Мощность толща в целом составляет 1 000 м.

Геодинамическая позиция каменноугольных отложений характеризуется мелководным бассейном с экологически благоприятными условиями, в которых формируются органогенно-обломочные известняки, близкие по своим свойствам к рифогенным отложениям и соответствующие терригенно-карбонатной формации.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения перми принадлежат Акбулакско-Корпачевской структурно-фациальной зоне Предуральской СФМЗ. На площади листа распространены только отложения приуральского (нижнего) отдела системы, в объеме которого выделены: нерасчлененные ускалыкская, курмаинская, карамурунская, сарабильская, малоикская, кондуrowsкая и актастинская свиты; байгенджинская свита; нерасчлененные филипповская и иренская свиты; нежинская свита. Обнаженность подразделений слабая, выходы на дневную поверхность редки. На дистанционной основе пермские отложения формируют сглаженное безструктурное фотоизображение депрессионных форм. Лишь псефитовая байгенджинская свита отражена положительным структурным фоторисунком. Средневзвешенная плотность отложений изменяется в широких пределах от 2,25 г/см³ для гипсов иренской свиты до 2,65 г/см³ у известняков нежинской свиты. Известковые терригенные породы занимают промежуточное положение. Средняя магнитная восприимчивость – от 0 до $10\text{п}\cdot 10^{-6}$ ед. СГС. В физических полях подразделения перми выделяются плохо.

ПРИУРАЛЬСКИЙ ОТДЕЛ

Ускалыкская, курмаинская, карамурунская, сарабильская, малоикская, кондуоровская и актастинская свиты нерасчлененные (P₁us-ak) по причинам малой мощности и масштаба картирования. Залегают в виде узкой полосы на крыльях Усаклинской синклинали и Алатауской антиклинали. Выходы на поверхность описаны на правом берегу р. Инзер в районе с. Азово. Разрез представлен переслаиванием алевролитов, аргиллитов, мелкозернистых карбонатных песчаников с прослоями органогенных известняков. В нижней части разреза прослои карбонатных конгломератов и тонкие прослои фосфоритов. Контакт с каменноугольными отложениями стратиграфически несогласный с размывом. Севернее территории в разрезе у г. Сима в основании располагаются известняковые брекчии, состоящие из обломков и глыб карбона, достигающих 40 м в диаметре. Средняя и верхняя части разреза представлены переслаиванием зеленовато-серых мелкозернистых известковистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков, обнажены плохо.

В нижней части нерасчлененных свит на правом берегу р. Басы собраны фораминиферы (шиханский горизонт?): *Pseudofusulina lutuginiformis* Raus., *Rugosofusulina shaktauensis* Sul., *R. ex gr. prisca* Ehrenb. et Moeller; в средней и верхней – фораминиферы тастубского и стерлитамакского горизонтов: *Pseudofusulina moelleri* Schellw., *P. urdalensis* Raus., *P. plicatissima* Raus. et Korzh. и др. [17].

Уровень концентрации многих микроэлементов в описываемом подразделении ощутимо выше, чем в карбонатных породах других геологических комплексов, что предопределяет широкий набор избыточных элементов: Sc, Ba, Ag, Zr, Cr, Sn, V, Cu, Zn, Ti, Ga, Pb, Mo, Be и узкий – дефицитных: B, Sr. Наиболее ощутим избыток Sc (Кк 14,2), Ba (Кк 11,9), Cr (Кк 5,97). Возможно, именно избытком хрома в данном подразделении объясняются многочисленные аномалии в литохимических потоках рассеяния в северо-западной части листа.

Перекрывается свита терригенными породами байгенджинской свиты с характерной фауной. Контакт считается согласным. На правом берегу р. Лемеза нерасчлененные подразделения из разреза выпадают, и вышележащие пермские отложения залегают непосредственно на каменноугольных осадках. В этой связи мощность подразделения принята от 0 до 300 м.

Байгенджинская свита распространена в ядре Алатауской антиклинали и на крыльях Усаклинской синклинали. Разрозненные обнажения зафиксированы в береговых обрывах рек Лемеза, Инзер, Басы. В ее составе преобладают переслаивающиеся грубозернистые желтовато-зеленовато-серые песчаники, гравелиты разномзернистые конгломераты, алевролиты, аргиллиты с подчиненными прослоями пелитоморфных, реже органогенно-обломочных известняков и мергелей. Свита разделена на две подсвиты.

Нижняя подсвита (P₁bg₁) представлена темно-серыми и зеленовато-серыми известковыми аргиллитами и алевролитами с прослоями зеленовато-серых песчаников и органогенно-обломочных известняков. На междуречье рек Инзер и Лемеза в разрезе встречены прослои и линзы известковых конгломератов. Здесь отмечены валуны и отдельные глыбы (до 2 м в диаметре) известняков с девонской и каменноугольной органикой. В разрезе р. Басу в нижней части наблюдается горизонт глыбовых конгломератов мощностью до 20 м. В составе конгломератов встречаются хорошо окатанные гальки кварцитов, яшм, песчаников, реже – эффузивов, и менее окатанные гальки, а также обломки и глыбы известняков с фауной карбона и перми. Перекрывается подтолща псефитами верхней подтолщи. Мощность подразделения в 400 м весьма выдержанная. Лишь на севере площади распространения (р. Лемеза) подтолща из разреза выпадает полностью.

Алевролиты нижней подсвиты характеризуются надкларковыми концентрациями Cd, Bi, Sc, Pb при дефиците Cu, Li, Y, V, Ni, Sr, Co, B, Sn, Be, Ga. В песчаниках отмечается избыток Cd, Bi, Sc, Cr, Zn, V, La, Ba, Mn и дефицит P, Be, Sr, Y, Co, B. От песчаников верхней подсвиты их отличают более высокий уровень концентрации Zn и Sr (в 2 раза).

В известняках собраны фораминиферы бурцевского и иргинского горизонтов артинского яруса: *Pseudofusulina concavitas* Viss., *P. vissarionovi* Raus., *P. lutugini* Schellw., *P. torakerensis* Raus.

Верхняя подсвита (P₁bg₂) слагает ядро Алатауской антиклинали. Частный разрез составлен на правом берегу р. Лемеза, где снизу вверх залегают:

1. Конгломераты несортированные полимиктовые. Хорошо окатанная галька кварцевых песчаников, известняков, доломитов, черных кремнистых алевропелитов преимущественно 0,05–0,08 м в диаметре не ориентирована. Встречаются глыбы до 1 м в диаметре. Цемент (до 50 % объема породы) карбонатный.....17 м
2. Чередование конгломератов мелкогалечниковых и гравелитов мощностью до 0,3 м. Состав кластики и цемента аналогичен слою № 1. Встречаются разрозненные окатанные глыбы известняков20 м

3. Песчаники массивные гравелитистые граувакковые литокластические карбонатные с прослоями и линзами гравелитов и алевролитов40 м

Мощность фрагмента разреза 77 м. Выше через задернованный интервал залегают галогенные и карбонатные породы филипповской свиты.

Песчаники верхней подсвиты относительно кларка обогащены Bi , Cr , V при дефиците Be , Co , Ti , B , Y , Sr .

Органических остатков в объеме подразделения не найдено. Учитывая возраст подстилающих осадков (иргинский горизонт) и перекрывающих отложений (кунгурский ярус) возраст верхней подтолщи принимается верхнеартинским (саргинский горизонт). Мощность подсвиты достигает 500 м.

Суммарная мощность свиты в целом, судя по графическим построениям, меняется от 500 до 900 м.

Филипповская и иренская свиты нерасчлененные ($P,fl-ir$) распространены на северо-западе листа, на крыльях Алатауской антиклинали, где выходят на поверхность в береговых обрывах рек Лемеза и Инзер. По данным бурения в пределах восточной периферии Волго-Уральской антеклизы разрез представлен главным образом галогенными и карбонатными породами. В нижней части развита соленосная пачка, представленная чередованием ангидритов и каменной соли с прослоями мергелей, глин и доломитов. Выше залегают гипсово-ангидритовая пачка, сложенная массивными гипсами и ангидритами с прослоями глин, доломитов и мергелей. Венчает разрез глинисто-карбонатная пачка сложенная глинами, мергелями и гипсами.

Частный разрез составлен на правом берегу р. Лемеза, где снизу вверх обнажены:

1. Тонкое чередование гипса белого, желтого и известняка коричневого пелитоморфного глинистого. Мощность прослоев от 1–2 мм до 0,02–0,05 м. Соотношение гипса колеблется от 50 до 80 %43 м
2. Чередование известняков белых, желтых массивных пелитоморфных глинистых и гипсов белых, желтых. Мощность прослоев от 1–2 мм до 0,2–0,3 м. Содержание гипса вверх по слою снижается от 50 до 10 %103 м
3. Известняки коричневые, светлые массивные пелитоморфные плитчатые и тонкоплитчатые20 м

Мощность фрагмента, относящегося к кровле иренской свиты, составляет 166 м.

Близкий по составу фрагмент кровли нерасчлененных свит описан в районе пос. Красноусольск, где в нижней части разреза залегают пачка чередования серых гипсов, желтовато-серых доломитов, зеленовато-серых аргиллитов и мелкозернистых кварцевых песчаников, а в верхней – белые или желтые слабозагрязненные глинами гипсы с пачкой доломитов и известняков в кровле. Контакт с перекрывающей нежинской свитой нормальный без признаков размыва.

Известняки данного подразделения характеризуются избытком Ag , Zr , Ba , Sn , Cu при дефиците Zn , Ga , Ti , Cr , B , Y , Co , Ni , V , Mn . При этом уровень концентрации многих элементов заметно ниже, чем обычно в известняках изученных подразделений. Содержания Li , Be , Sc , Ga , Y , Bi ниже предела чувствительности ПКСА. По сравнению с известняками нежинской свиты в них несколько повышен Sr и заметно понижены Mn (в 17 раз), Cr , Mo , Ba (2–2,5 раза).

Органических остатков на площади листа не обнаружено. Тем не менее, с учетом нормальных контактов с перекрывающими и подстилающими отложениями, возраст объединенных подразделений принимается кунгурским. Мощность нерасчлененных свит достигает 250 м.

Нежинская свита ($P,n\check{z}$) распространена ограниченно на северо-западе листа, где участвует в строении осадочного чехла Волго-Уральской антеклизы и залегают на нижнепермских отложениях, с которыми она связана постепенным переходом. Возможность дешифрирования подразделения остаются неопределенными. В одном случае, на левобережье р. Лемеза, структурное контрастное изображение, а на правом берегу – бесструктурный ровный фоторисунок.

Полные разрезы вскрыты многочисленными скважинами в пределах антеклизы. Сводный разрез представлен чередованием известковистых граувакковых песчаников, аргиллитов и мергелей, с прослоями розовато-серых известняков, доломитов и конгломератов. Все породы окрашены в красно-бурый цвет. Конгломераты залегают в виде линз и прослоев, состоят из галек кремнистых алевропелитов, граувакковых песчаников, известняков сцементированных известково-глинистым цементом. Аргиллиты песчанистые, нередко известковистые, часто с включениями бурого железняка. Мергели залегают в виде прослоев и линз. По простиранию литологические разности быстро замещают друг друга. Породы содержат бедные остракоды, характерные для уфимского яруса [16].

На территории известны единичные выходы свиты на правом берегу р. Лемеза. Здесь к подразделению отнесены красноцветные, бурые, коричневые или серые известняки в переслаива-

нии с известковистыми мелкозернистыми песчаниками. Органических остатков не обнаружено. Перекрывающие пермские отложения на территории не известны. Неполная мощность, судя по графическим построениям, достигает 500 м.

Известняки нежинской свиты относительно кларка карбонатных пород обогащены Ag, Ba, Zr, Sc, Mo, Sn, Cu при дефиците Zn, Sr, Cr, B, Y, Ti, V, Co, Ni. Для песчаников характерен узкий спектр избыточных элементов: Ag, Mn, Ba и достаточно широкий дефицитных: Sn, Sc, Mo, Zr, Sr, Ga, Zn, B, Cr, Y, Ni, Co, V, Ti, что объясняется существенной ролью в них карбонатной составляющей.

Геодинамическая позиция пермских отложений характеризуется мелководным бассейном и молассовой формацией. Нижняя часть разреза, до филипповской свиты принадлежит типичной морской молассе, а верхняя – соленосной молассе.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Блюментальская серия (T₁bl) распространена крайне ограниченно на северо-западе листа, где залегает с размывом на нежинской свите. На сопредельных территориях в основании разреза располагаются конгломераты, сменяющиеся вверх красноцветными песчаниками с многочисленными линзами конгломератов и редкими прослоями и линзами аргиллитов и алевролитов. На площади серия представлена лишь нижней частью. Обнажения неизвестны. В высыпках – галька кремнистых алевролитов; в основании разреза – галька и валуны кварцевых, кварц-полевошпатовых песчаников и кварца. Перекрывающие осадки на площади листа неизвестны. Фаунистическая характеристика отсутствует. Вероятно, данная часть разреза принадлежит нижнему индустриалу. Мощность серии на площади листа не превышает 100 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА–КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА, НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ МИОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ

Коры выветривания (M_Z-N₁). По восточной рамке листа (частично южной) закартированы широкие поля мезозойско–миоценовых кор выветривания. Судя по тексту объяснительной записки к листу N-40-XVII (Тирлянский) «...образования кор выветривания в горной части Южного Урала издавна фиксируются на месторождениях бурожелезняковых руд...», и далее «...вследствие слабой буровой изученности оценка масштабов развития коры выветривания на сегодня далека от совершенной...». Как метод картирования авторами предложены «...материалы гравиразведки и электроразведки...», на которых коры «...выделяются обычно вместе с перекрывающими их рыхлыми кайнозойскими (!) образованиями...». По представлению авторов «...наиболее широко коры (элювий) развиты на склонах хребтов, закрытых чехлом плиоцен–четвертичных образований значительной мощности... до 150–200 м». Химико-физическая, индивидуальная литолого-минералогическая характеристики отложений не приведены, данные о возрасте отсутствуют. В этой связи, оставляя «за скобками» не учтенную авторами идентичность кор выветривания и элювия, со всей очевидностью можно констатировать тот факт, что отображение кор, при отсутствии детальных геофизических работ, площадного бурения и прямых наблюдений невозможно.

Генезис «бурых железняков» описан в соответствующем разделе записки и, несомненно, связан с процессами окисления (выветривания) исходных сидеритовых, реже сульфидных руд. В этой связи на полотнах карт отложения коры выветривания, представленные бурыми глинами и суглинками, показаны немасштабным знаком в районах скопления рудопроявлений и месторождений бурожелезняковой формации.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ПЛЕЙСТОЦЕН

Отложения плейстоцена представлены двумя разделами – эоплейстоценом и неоплейстоценом. Аллювиальные отложения первого из них на площади листа распространены ограниченно и известны лишь в Южно-Горноуральском районе Уральской СФцЗ. Неоплейстоценовые отложения различного генезиса широко развиты на всей территории листа.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Увельский горизонт. *Аллювий седьмой надпойменной террасы (α^7Eluv)* выделяется в достаточной степени условно. Отложения развиты фрагментарно на реликтовых эрозионных террасоподобных площадках в долинах рек Инзер, Лемеза, Зилим на относительной высоте 120–140 м. По аналогии с сопредельными территориями (листы N-40-XVII, XXII), отложения условно отнесены к увельскому горизонту эоплейстоцена. В большинстве случаев аллювий представлен маломощными размытыми галечниками с песчаным заполнителем. Иногда сохраняется в виде скопления супесей и песков желтовато-серого цвета с хорошо окатанной кварцевой галькой. Мощность отложений не превышает 1–2 м. Залегают аллювий на размытой поверхности цоколя, представленного различными по составу коренными породами. Перекрывается маломощным чехлом покровных делювиальных суглинков. Поверхности террасоподобных площадок, как правило, отделены от современного днища долин крутым склоном, покрытым коллювиальными и делювиальными отложениями.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Делювий (dl). В полной мере судить о степени распространенности данных отложений весьма сложно, так как в подавляющем большинстве случаев они не выходят на дневную поверхность, будучи перекрыты более молодыми отложениями. Они не являются рельефообразующими и поэтому крайне сложно поддаются картированию. Исключение составляют лишь пологие седловины, расположенные гипсометрически выше эрозионных врезов среднеоплейстоценово-голоценового возраста, заполненные, вероятнее всего, раннеоплейстоценовым делювием. Отложения представлены красно-бурыми, красно-коричневыми, красными глинами с редким щебнем интенсивно выветрелых пород различного состава и железисто-марганцовистыми конкрециями. Иногда в нижней части разреза отмечаются линзы, обогащенные галькой. Залегают на выветрелых коренных породах различного возраста и состава, перекрываются средне- и верхнеоплейстоценовыми делювиальными, коллювиальными, десерпционными образованиями. Максимальная мощность вскрыта бурением у северо-восточной окраины д. Родинский и составляет 22 м (скв. № 3). Разрез представлен следующим образом (сверху вниз):

1. Почвенно-растительный слой.....	0,6 м
2. Суглинок светло-коричневый с небольшим количеством щебня и дресвы песчаников и алевролитов (dII–III).....	10 м
3. Суглинок, глина красновато-бурая с редким щебнем выветрелых песчаников (dl).....	22 м
4. Щебень выветрелых песчаников	3 м

Лозьвинский горизонт. *Морена (тилл) (glIz?)*. Данный генетический тип четвертичных отложений выделяется на территории листа впервые и является достаточно спорным. Отложения, локализованные в межгорных понижениях среднегорья Южного Урала, картировались и ранее, но интерпретировались предшествующими исследователями как плиоценовый аллювий. Наиболее представительный разрез в пределах листа вскрыт бурением у северо-восточного подножья хребта Белятур (скв. 7) [86] и представлен следующим образом (сверху вниз):

1. Глина коричневая с большим количеством (до 40 %) обломков кварца и филлитов.....	1,6 м
2. Крупные глыбы пород различного состава	4,5 м
3. Песчано-щебнисто-галечные отложения. Щебень и галька состоит из кварца, кварцитов, реже – диаба-	

зов. Цемент – красно-коричневые глинисто-песчаные отложения. Галька средней и хорошей окатанности диаметром 3–10 см.....	5,3 м
4. Валун и галька кварца, кварцитов в глине желто-серой и красно-коричневой.....	1,6 м
5. Песчано-щебнисто-галечно-глыбовые образования в глине красно-коричневой. Галька и глыбы кварцевых песчаников. Глыбы полуокатаны.....	7,2 м
6. Песчано-глинистые отложения серовато-зеленые с редкими слабоокатанными обломками кварца, песчаника и филлитов диаметром 5 см.....	3,1 м
7. Глинисто-песчано-валунно-глыбовые отложения. Глыб и валунов – 70 %, песка – 10 %, глины красновато-коричневой – 15–17 %; наблюдается мелкая (до 1 см) галька песчаников средней окатанности.....	3,7 м

Ниже вскрыты в различной степени выветрелые разрушенные коренные породы.

Разрез можно интерпретировать по-разному. По мнению авторов записки, два верхних слоя представляют собой коллювиальные и десерпционные отложения позднего неоплейстоцена, а нижележащие образования могут являться мореной. Практически аналогичные по составу отложения вскрыты скважинами 8 (С-15), 15 (У-4), 21 (С-20) вдоль подножья северо-западного склона г. Дунасунган (юго-западная оконечность хр. Юша). Общая мощность рыхлых отложений в скважинах варьирует от 9 до 21 м. Предположительно ледниковые отложения здесь также перекрыты либо грубообломочными коллювиальными, коллювиально-десерпционными верхне-неоплейстоценовыми образованиями, либо существенно глинистым делювием.

В палиноспектрах описываемых отложений доминирует пыльца хвойных (86–92 %), преимущественно сосны. Содержание пыльцы травянистых растений варьирует от 4 до 14 %. По заключению Воронцовой М. А. подобные споро-пыльцевые комплексы не дают четкой временной привязки [86]. Доминирование пыльцы хвойных может указывать на горно-таежные ландшафты. По данным некоторых исследователей (Васильчук А. К., Васильчук Ю. К., 2010) пыльца сосны является абсолютной доминантой в палиноспектрах современных ледников арктической зоны.

Собственными маршрутными исследованиями зафиксированы скопления валунов малой и средней степени окатанности в нижних частях северо-западного склона хр. Нары и юго-восточных склонов гор Россыпная и Круглая шишка (левый и правый борт долины р. Тюльмень). Размер валунов достигает 1,5 м. Они представлены кварцевыми песчаниками, приурочены к нижним выположенным частям склонов. Выше по склонам часто отмечаются курумы, состоящие из абсолютно неокатанных остроугольных глыб кварцевых песчаников. Участки развития вышеописанных валунов также отнесены нами к ранне-неоплейстоценовой морене. То, что валуны находятся на поверхности, очевидно, обусловлено препарированием псефитовой составляющей данных отложений. Песчано-глинистый заполнитель вымывается в процессе деградации морены, а перекрывающий морену существенно глинистый делювий частично вмывается в крупнообломочную фракцию. Отнести вышеописанные предположительно ледниковые отложения к евлахтинской свите позднего неоплейстоцена, на наш взгляд, было бы неправильно, поскольку, с одной стороны зафиксированы факты перекрытия их более молодыми склоновыми образованиями, с другой стороны здесь не развиты типичные формы рельефа (валы, холмисто-западинный рельеф), описанные в стратотипе евлахтинской свиты [37]. Еще раз следует подчеркнуть, что и генетический тип и возраст данных образований остается неопределенным. Интерпретация данных отложений как аллювий плиоцена представляется спорной. Данный вопрос, несомненно, требует дальнейшего изучения.

Среднее звено

Ницинский и лепинский горизонты. Аллювий третьей надпойменной террасы (α^3 IIpc+Iр). Фрагменты третьей надпойменной террасы известны в долинах рек Бол. Инзер, Инзер, Лемеза, Зилим, Басу. Разрез аллювиальных отложений, как правило, имеет двучленное строение. Верхняя часть представлена супесями, глинами, песками желтовато-коричневого цвета с линзами щебнисто-галечного материала, нижняя – галечниками (иногда – крупными) и зеленовато-серыми глинами.

На левом берегу р. Инзер напротив д. Айтмембетово (Староайтмембетово) в отложениях третьей надпойменной террасы Н. А. Преображенским обнаружены обломки бивня и зуб позднего измельчавшего *Elephas trogontherii* М. Pawl., а также обломки трубчатых костей *Cervus metahjdia* sp. Эта фауна хазарского фаунистического комплекса датирует средне-неоплейстоценовый возраст аллювия третьей террасы [17]. Отложения перекрыты маломощными делювиальными суглинками, мощность, по данным П. Н. Швецова, достигает 12 м. Палинологические спектры соответствуют смешанным лесам бедного видового состава с повышенным содержанием спор, особенно грибов (22–24 %) [78, 86].

Среднее–верхнее звенья

Элювий и делювий нерасчлененные (e,dll–III) распространены ограниченно в северо-западной части площади, где сплошным чехлом покрывают плоские водоразделы в денудационной равнины Предуралья, локализованные в интервале высот 240–340 м. Отложения представлены глинами, суглинками бурыми, буровато-серыми с дресвой и мелким щебнем. Мощность в пределах площади не превышает 6 м. Палинологические характеристики отсутствуют. Возраст отложений принят весьма условно, исходя из общих представлений об истории формирования рельефа.

Делювий (dll–III) широко распространен в северо-западной и восточной частях листа, где приурочен к пологим склонам долин современной гидросети в пределах денудационной равнины Предуралья, а также в пределах межгорных впадин в районе приподнятых горных массивов Южного Урала. На более крутых склонах долин в центральной части площади собственно делювиальные отложения фациально замещаются делювиально-коллювиальными. Отложения залегают либо на коренных породах, либо перекрывают нижненеоплейстоценовый делювий (скв. 3), средненеоплейстоценовый аллювий третьей надпойменной террасы, местами на них может налегать верхненеоплейстоценовый коллювий. Отмечается налегание делювия на аллювиальные отложения первой надпойменной террасы. В обнажении № 12 сверху вниз наблюдаются:

1. Почва темно-серая мелкокомковато-пылеватая.....0,3 м
2. Суглинок буровато- и серовато-коричневый, средний мелкокомковатый (d).....2,2 м
3. Валуну и галька (~60 %) кварцевых песчаников и алевролитов зеленовато-серых с незначительным (10 %) количеством гравия того же состава в описанном выше суглинке (30 %). Окатанность плохая и средняя, диаметр гальки – 0,5–10 см, валунов – до 0,6 м.....2,5 м

Граница слоев № 2 и 3 (делювия и аллювия) находится на высоте 5–6 м над урезом воды и гипсометрически соответствует поверхности первой надпойменной террасы. Делювиальные отложения вскрыты скважинами № 3, 25, 26, максимальная зафиксированная мощность 10 м. Разрез представлен в основном коричневыми, светло-коричневыми суглинками с примесью дресвы и щебня и коричневыми глинами. Отложения вмещают месторождение кирпичных суглинков. Возраст подразделения принимается исходя из его взаимоотношений с террасовым комплексом и общих представлений об истории формирования рельефа территории.

Верхнее звено

Стрелецкий и ханмейский горизонты. *Аллювий второй надпойменной террасы (α^2 IIst+hn)* наиболее широко развит на северо-западе листа вблизи контакта района остаточных гор западного склона Урала и денудационной равнины Предуралья в долинах рек Лемеза и Инзер. В районе приподнятых горных массивов вторая надпойменная терраса имеет фрагментарное распространение в долинах рек Лемеза, Бедярыш, Тюльмень, Бол. и Мал. Инзер.

Отложения представлены серыми, буровато-серыми, бурыми супесями, суглинками, глинами, песчано-гравийно-галечным материалом. Псаммитовые разности в большинстве случаев тяготеют к верхней части разреза. Аллювий второй террасы обнажается на дневной поверхности и лишь иногда перекрыт голоценовыми палюстринными образованиями или верхненеоплейстоценовым делювием и коллювием. Максимальная мощность отложений 8 м [17].

В палинологическом спектре отложений второй надпойменной террасы в верхнем течении р. Инзер отмечается повышенное количество спор (42–61 %), среди которых большую часть составляют грибы. Наряду с этим присутствуют споры кочедыжниковых и мхов. Пыльца хвойных растений составляет 18–28 % при явном доминировании пыльцы сосны. Также отмечается присутствие пыльцы покрытосеменных древесных (березы, липы) и травянистых с обедненным видовым составом. По количеству форм грибов спектры имеют сходство со средненеоплейстоценовыми. Однако, учитывая незначительное содержание и обедненный состав пыльцы травянистых, М. А. Воронцовой возраст отложения определен как верхненеоплейстоценовый [86].

Североуральский надгоризонт. *Коллювий и делювий нерасчлененные (c,dllsv)* широко распространены в районе приподнятых горных массивов Южного Урала, где слагают склоны переменной крутизны островных гор первой генерации (хребты Салдыс, Белягуш, Мал. Бирьян, Черный, Аюгузаклаган).

Отложения представлены суглинками и глинами с глыбами, щебнем и дресвой «местных» коренных пород, щебнем с суглинистым заполнителем. Цвет глин и суглинков бурый, коричневатобурый, коричневый. Количество обломочного материала варьирует от 40 до 70 %. Отмечается

ется некоторая зональность в строении данного комплекса – на верхних более крутых частях склонов преобладает грубообломочный материал, в нижних выположенных частях возрастает количество мелкообломочного материала. Отложения вскрыты скважинами № 15, 16 [86] и шурфами № 18, 19 [75]. Подразделение залегает на коренных породах, иногда перекрывает нерасчлененные плейстоценовые элювиальные и делювиальные образования или нижнеэоплейстоценовую морену (?). Максимальная зафиксированная мощность 10 м.

Полярноуральский горизонт. *Коллювий (cIIIpu)* развит в западной части территории листа в пределах района остаточных гор западного склона Урала, где покрывает 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. Коллювий залегает на разновозрастных коренных породах, состав которых предопределяет состав обломков, иногда покрывает средне-позднеэоплейстоценовый элювий и делювий. 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 5 м.

Элювий и делювий нерасчлененные (e,dIII) развиты в центральной и западной частях территории листа. Приурочены к наиболее молодым плиоценовым поверхностям выравнивания, в значительной мере переработанным денудационно-эрозионными процессами в ранне-среднеэоплейстоценовое время. Элювиальные и делювиальные фации связаны постепенными переходами и не имеют четких границ. Отложения покрывают сплошным чехлом пологовыпуклые водораздельные поверхности днищ межгорных впадин в районе приподнятых горных массивов Южного Урала, а также низкие холмы и увалы в районе остаточных гор западного склона 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 4 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

Элювий и делювий нерасчлененные (e,dP) широко распространены в центральной и восточной частях территории, где приурочены к наиболее древним денудационным поверхностям выравнивания олигоцен–миоценового возраста. 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 средне-верхнеэоплейстоценовым делювием, верхнеэоплейстоцен–голоценовым коллювием и десерпцием. Состав подразделения представлен суглинками и глинами с железо-марганцевыми бобовинами, в различной степени насыщенными дресвой и щебнем коренных пород. Цвет глин и суглинков преимущественно красно-коричневый, красно-бурый, красный, хотя во многих случаях зависит от коренного субстрата. Мощность варьирует от первых метров до 15 м. Максимальные значения приурочены к палеоврезам, заполненным делювиальными фациями.

Палиноспектры описываемых отложений обнаруживают сходство как с эоплейстоценовыми, так и с неоплейстоценовыми, что может свидетельствовать о весьма длительном периоде их формирования [75, 86]. В связи с отсутствием точных датировок, существуют разночтения в определении возраста и генезиса данного подразделения. На сопредельной с юга территории (лист N-40-XXII) оно закартировано как нижнеэоплейстоценовая кора выветривания, на территории листа N-40-XVII – как плиоцен–четвертичный элювий и делювий.

В рамках работ ГК-1000/3 площади листа N-40 (Уфа), на основе анализа данных о составе и условиях залегания этих отложений на достаточно обширной территории они были проинтерпретированы как элювий и делювий плейстоценового возраста, что представляется нам наиболее логичным.

Отложения вскрыты скважинами № 11, 13, 24, 28, 29, 32 [86] и шурфами № 17, 22, 23 [75]. Подразделение вмещает месторождения кирпичных глин.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, СРЕДНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Коллювий и делювий нерасчлененные (c,dII–H) приурочены к склонам долин современной гидросети на участках, где долины имеют V-образный профиль. Наиболее широким распространением пользуются в центральной части площади, в районах остаточных гор западного

склона Урала и приподнятых горных массивов Южного Урала. В их формировании, наряду с процессами плоскостного смыва, немаловажную роль играют 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 м в верхних частях склонов до 11 м у подножий и в тальвегах долин. Отложения вскрыты скважинами № 14, 31, шурфом № 10. Описываемое подразделение залегает преимущественно на коренных породах, иногда на нижнеоуплейстоценовом делювии (скв. 14), местами в него врезаны верхнеоуплейстоцен–голоценовые аллювиально-делювиальные образования. Отмечается налегание среднеоуплейстоцен–голоценового делювия и коллювия на аллювий первой (обн. 4) и третьей (обн. 27) террас. Палинологически подразделение не охарактеризовано. Возраст подразделения определен исходя из его взаимоотношений с террасовым комплексом и общих представлений об истории формирования рельефа.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Коллювий и десерпций нерасчлененные (с,drlllsv–H) распространены в восточной части листа на крутых склонах среднегорных хребтов осевой части приподнятых горных массивов Южного Урала, локализованных в интервале высот от 800 до 1 300 м и осложненных нагорными террасами (хребты Байрамгул, Нары, Юша, Белятур, Караташ, Мал. Ямантау). Собственно десерпционные отложения приурочены к верхним, наиболее крутым частям склонов, мощность их не превышает нескольких метров (скв. 20). Они представлены отломниками, глыбами местных скальных пород, щебнем, дресвой в суглинках серо-коричневых, желто-бурых. Здесь широко распространены «свежие» курумы и крупноглыбовые развалы местных коренных пород.

Гипсометрически ниже развиты древние стабилизовавшиеся курумники, слабосцементированные мелкоземистым материалом и скрепленные корнями деревьев. Формирование их происходило, по-видимому, в периоды похолодания под действием морозного выветривания, гравитации, перемещении 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. В нижних еще более пологих частях склонов коллювиально-десерпционные отложения фациально замещаются коллювиально-делювиальными и делювиально-солифлюкционными. Нерасчлененные коллювиально-десерпционные отложения вскрыты скважинами № 7, 8, 9 [86]. Максимальная мощность зафиксирована в нижней части юго-восточного склона хр. Юша (скв. 9) и составляет 18 м [86]. Возраст отложений принят условно исходя из общих представлений об истории формирования рельефа.

Залегает данное подразделение преимущественно на коренных породах, в отдельных случаях перекрывает предположительно ледниковые отложения нижнего неоплейстоцена (скв. 7, 8).

Делювий и солифлюксий нерасчлененные (d,slllsv–H) слагают нижние относительно пологие части склонов основных хребтов, как правило, ниже нагорных террас. Они представлены суглинками, глинами песчанистыми и алевроитистыми с обильной примесью глыб и щебня. В верхней части разреза суглинки и глины имеют, в основном, серо- и коричнево-бурые окраски, в нижней – красноватые, желтовато-коричневые. Отложения тесно взаимосвязаны и часто сходны с залегающими гипсометрически выше коллювиально-десерпционными образованиями, имея с ними постепенные переходы, но отличаясь уменьшением размерности обломков, увеличением роли глинистого заполнителя, проявлением грубой слоистости, более значительной мощностью, достигающей 30 м. При отсутствии палеонтологических определений возраст отложений определен условно с учетом палеоклимата и продолжающегося активного разрушения склонов в современное время [19, 20].

Аллювий первой надпойменной террасы, поймы и русла объединенный (a^{1+P}lll+H) по техническим причинам из-за невозможности раздельно отобразить области их развития при данном масштабе картирования на большей части территории листа. Верхнеоуплейстоценовые (невьянский и полярноуральский горизонты) аллювиальные образования слагают первую аккумулятивную надпойменную террасу, а голоценовый аллювий формирует пойму и русла рек. Отложения закартированы в долинах рек Лемеза, Инзер, Тюльмень, Зилим и их крупных притоков: Бол. Реват, Мал. Реват, Зуячка, Икинъ, Бедярыш. Долинный комплекс более мелких водотоков либо отображен как аллювиальные и делювиальные образования нерасчлененные, либо не выражается в масштабе картирования.

Первая надпойменная терраса прилегает ко второй (на тех участках долин, где вторая терраса сохранилась) и составляет вместе с пойменными террасами дно современных долин, часто

сливаясь с высокой поймой. Аллювий первой надпойменной террасы имеет, как правило, двухчленное строение: нижняя часть представлена галечниками, песками, верхняя – серо-бурыми суглинками с мелкой галькой, песчанистыми глинами с линзами галечника, гравия и песка (обн. 1, 5, 12). Наиболее широко первая надпойменная терраса развита в северо-западной части листа в долинах рек Инзер и Лемеза. Видимая мощность отложений 3–6 м. Палинологические спектры соответствуют смешанным лесам с преобладанием либо хвойных, либо широколиственных [17, 789, 86].

Отложения высокой поймы (голоцен) представлены преимущественно песками и суглинками, местами галечниками, видимой мощностью до 3,5 м. Низкая пойма сложена песчано-галечным материалом, местами суглинками и глинами с линзами. Видимая мощность отложений от 1 до 2,5 м в горной части, в предгорной – до 3 м. Полная мощность описываемого подразделения достигает 11 м. Отложения вмещают месторождения песка строительного.

Делювий и аллювий нерасчлененные (d,alH+N) выполняют днища долин малых рек и ручьев, иногда отмечаются в верховьях рек средних порядков. Выделяются в связи с невозможностью отобразить раздельно аллювиальные и склоновые отложения в данном масштабе картирования. По времени формирования синхронны вышеописанному аллювиальному комплексу, но отличаются от него существенной ролью склоновых отложений. Отложения представлены несортированным практически неокатанным (или слабоокатанным) обломочным материалом: щебнем, дресвой, галькой, гравием разнообразных пород (в том числе неустойчивых к выветриванию) в суглинистом заполнителе, а также глинистыми песками, супесями, суглинками и глинами с галькой и гравием. Залегают либо на коренных породах, либо врезаются в средне-верхнеоплейстоценовый делювий. Мощность достигает 5 м.

Возраст подразделения на территории листа N-40-XXII определен как голоценовый, а на площади листа N-40-XVI – как плиоцен–четвертичный. По нашему мнению, окончательное формирование разветвленной гидросистемы долин малых водотоков и заполнение их комплексом аллювиально-делювиальных отложений происходило в верхнем неоплейстоцене. Наиболее молодые врезы мелких ручьев и балок сформировались в голоцене. Из-за невозможности в данном масштабе картирования раздельно отобразить участки распространения верхнеоплейстоценового и голоценового аллювия и делювия, возраст отложений принят объединенным.

ГОЛОЦЕН

Голоценовые отложения относятся к **горбуновскому горизонту** и представлены элювиальным и палюстринным генетическими типами.

Элювий (eHgr) распространен в районе приподнятых горных массивов Южного Урала, где приурочен к вершинным поверхностям горных гряд, локализованным в широком диапазоне высот – от 750 до 1 300 м. Отложения представлены развалами глыб и щебня с желтовато-серыми, бурыми сильно щебнистыми суглинками. Окраска, литологический и химический состав отложений в полной мере зависит от характера коренного субстрата. На участках развития устойчивых пород (кварцевые, кварц-полевошпатовые песчаники) преобладает глыбовый элювий, на сланцах, алевролитах, известняках формируются, как правило, щебнисто-суглинистые отложения. Мощность их, как правило, не превышает 2 м.

Лимний и палюстрий нерасчлененные (l,plHgr) развиты весьма ограниченно, преимущественно в северо-западной части площади, где представлены торфянистыми глинами и суглинками, илами и илистыми песками, формирующимися в современных болотах на поверхностях первой и второй террас рек Инзер и Лемеза. Мощность отложений, по-видимому, не превышает 3 м. Вмещает месторождение лечебных грязей.

МАГМАТИЗМ

Традиционно территория листа считается амагматичной. Интрузивные образования редки и однообразны. При составлении Госгеолкарты-200/1 выделено два гипабиссальных комплекса. Первый палеотипный «дозигальгинский» прорывает суранскую и юшинскую свиты в пределах Ямантауской антиклинали. Второй альпинотипный или «свежий» распространен на всей площади листа, но западнее хр. Зильмердак встречаются редко. Возраст его принимался «доашинским». Близкое ранжирование интрузивных образований принято и в процессе региональных работ масштаба 1 : 50 000.

В подтверждение результатов предыдущих ГСР в результате проведенных работ на площади выделено два гипабиссальных (дайковых) комплекса: юшинский, криволукско-мисаелгинский и машакские субвулканические образования. Интрузии принадлежат единому досреднекембрийскому магматическому циклу, общее количество петрографических разновидностей невелико и в целом укладывается в габбродолерит-пикритовый петрографический ряд.

Юшинский комплекс габбро-пикродолеритовый гипабиссальный ($v\beta RF, j\check{s}$) представлен дайками габбро и габбродолеритов, редко апопикритов (апопироксенитов). Петротип расположен южнее территории работ в районе пос. Ишля. Отсутствие точной привязки петротипа к конкретным магматическим телам привело к неоднозначности, размытости и неконкретности характеристик комплекса. Так в процессе ГДП-1000/2 в результате опробования лейко- и меланократовых габбро из двух даек на окраине поселка и отнесенных на полотно Госгеолкарты-200/2 к юшинскому комплексу [19] получен пермский возраст тел [18]. В этой связи раннерифейские тела с полотна карты 1 : 1 000 000 были сняты вовсе. Однако предшествующими исследователями Башкирского антиклинория, в том числе и площади листа, систематически описывались редкие раннерифейские дифференцированные интрузии, проигнорировать которые не представляется уместным. Предприняты дополнительные усилия к выделению и диагностированию тел комплекса.

Комплекс представлен преимущественно маломощными (как правило, первые метры, редко до 15–20 м) дайками протяженностью до первых километров и формирующими площадные скопления в полях распространения суранской свиты. В составе преобладают (до 95 %) меланократовые габбро и габбродолериты, которые слагают подавляющую часть тел. В единичных случаях среди габброидов или самостоятельно фиксируются апопироксенитовые или апопикритовые породы. Их мощность и взаимоотношения с габбро остаются скрытыми. А. А. Алексеева описывает такие образования в составе расслоенных интрузий (шуйдинская диабаз-пикритовая формация) [1, 2]. Собственные наблюдения свидетельствуют о постепенном, но быстром (отсутствуют переходные разности) замещении одних разностей другими при «выпадении» из состава габбро плагиоклазов. На местности ультрамафиты по отношению к габбро обладают более темной окраской и массивной текстурой. Экзо-, эндоконтактовые изменения минимальны и не выходят за пределы первых сантиметров. Терригенные породы ороговиковываются, карбонатные – перекристаллизуются, на контакте отмечаются скопления хлорита, эпидота, реже – цоизита и сфена.

Контрастными свойствами габброиды не обладают, что создает непреодолимое препятствие при картировании комплекса. В полевых условиях породы практически неотличимы от машакских субвулканических габбро. На предшествующих стадиях исследований активно применялся критерий «палеотипности» или измененности пород. Следует отметить, что вторичное преобразование пород связано с позднепалеозойскими тектоническими перестройками территории и не может являться индивидуальными признаками данного комплекса. Дайки залегают субсогласно общему простиранию вмещающих пород, участвуют в складчатых элементах и не приурочены к какой-либо системе разрывов или трещин. В этой ситуации к комплексу отнесены тела, тяготеющие к ядерной части Ямантауской антиклинали, где ранее они зафиксированы в виде прерывистой полосы от пос. Кузьелга на севере до р. Юша на юге. Авторы отдают себе

отчет в условности такого выделения, в связи с тем, что здесь могут быть распространены и иные докембрийские (и не только) магматические комплексы.

Типовыми для комплекса можно считать две дайки габбро на левобережье верховьев р. Лапышта, прорывающие сланцы и алевролиты четвертой (сердаукской) подсветы суранской свиты. Азимуты простирания тел – 180° и 45°, падение субвертикальное, мощность около 20 м каждой. На контакте с вмещающими породами габбро мелкозернистое долеритовое, вмещающие породы ороговикованы. Мощность вторичных изменений достигает 0,2 м. Габбро, габбро-долериты, долериты зеленые, зеленовато-серые, серые массивные «свежие» или рассланцованные мелко- и среднезернистые. Чем ближе к контакту со вмещающими породами, тем меньше зернистость. Структура габбровая, габбродолеритовая, офитовая, текстура массивная. В составе описаны плагиоклазы (олигоклаз и андезин – до 65 %), пироксены (25–50 %), часто замещенные актинолитом; роговая обманка, развивающаяся по пироксенам (до 45 %). Среди второстепенных минералов диагностированы серицит, соссюрит, биотит, хлорит, эпидот; акцессории представлены ильменитом, магнетитом, сфеном.

Выделено несколько точек, где породы могут быть позиционированы как измененные пикриты или пироксениты. С поверхности они представляют собой зеленые, зеленовато-серые или серые массивные или рассланцованные породы, почти полностью потерявшие первичный состав, структурные и текстурные особенности и состоящие из вторичной роговой обманки, хлоритов, актинолита и талька. Структуры бластопорфировые, гранонематобластовые, микролепидогранобластовые с реликтами первичной панидиоморфнозернистой структуры. Содержание роговой обманки достигает 85 %, актинолита – до 50 %, талька – до 60 %, вторичного хлорита – до 10 %.

Состав комплекса подтверждается петрохимическими характеристиками (рис. 1). Фигуративные точки располагаются в области габброидов с повышенной щелочностью и пикрит-пироксенитов. Соотношение K_2O/Na_2O близко к единице, что характерно для калий-натровой серии.

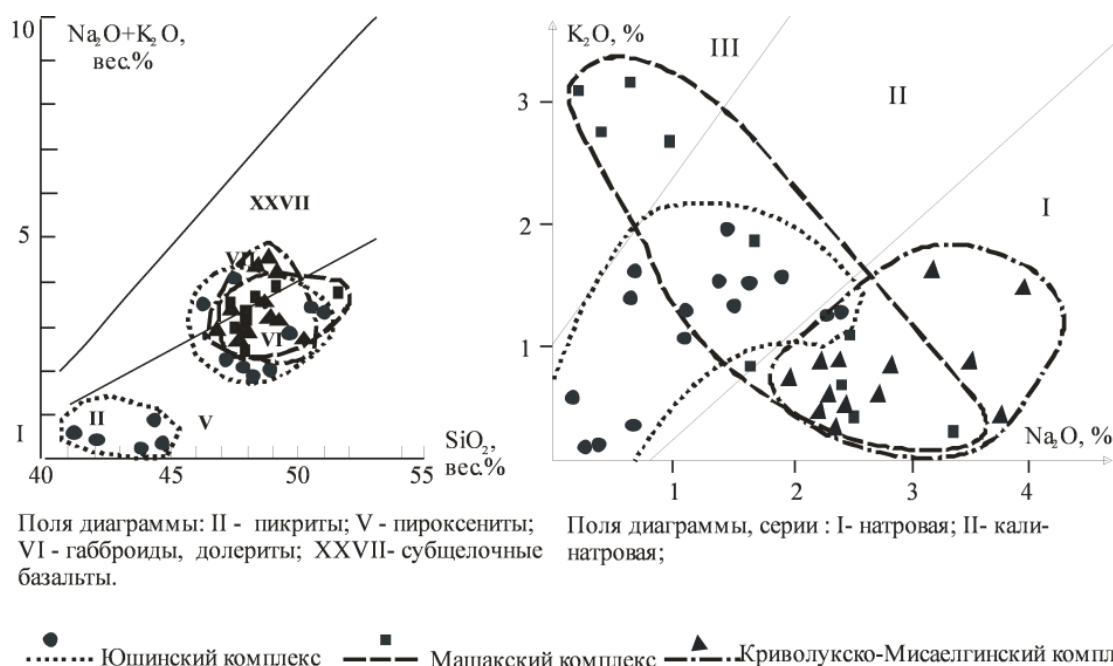


Рис. 1. Классификационные диаграммы с фигуративными точками расположения магматических пород.

Распределение редкоземельных элементов габбро и пироксенитов практически не отличаются между собой (рис. 2). Для них характерно относительно высокое содержание РЗЭ при постоянном преобладании легких лантаноидов над тяжелыми, причем их содержание в габбро выше, чем у пироксенитов. Графики распределения параллельны друг другу, за исключением Eu минимума основных ультрамафитов, который характерен для многих ультрабазитов Южного Урала.

На геодинамических диаграммах (рис. 3) фигуративные точки располагаются преимущественно в поле базальтовых коматиитов, в меньшей части в полях перидотитовых коматиитов, высокомагнезиальных и высокожелезистых толеитов (Jensen, 1976; Irvine and Baranger, 1971).

Данные условия характерны для стабильных, малоглубинных обстановок структур пассивных континентальных окраин. Типичные коматиитовые серии состоят из лавовых потоков и расслоенных силлов (даек), отдельные члены в которых варьируют от перидотитов до андезитов. В этой связи следует вернуться к работам А. А. Алексева, который относит данные магматиты к «расслоенной диабаз-пикритовой формации» с углубленной внутрикамерной дифференциацией интрузий [1, 2].

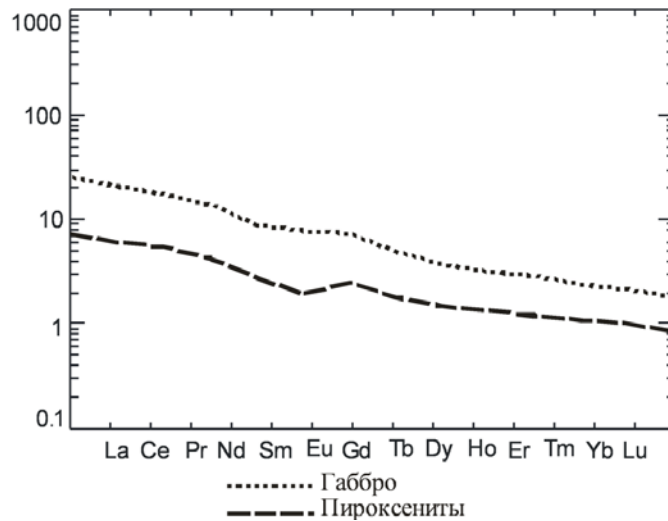


Рис. 2. Графики распределения редкоземельных элементов в юшинском комплексе (30 определений).

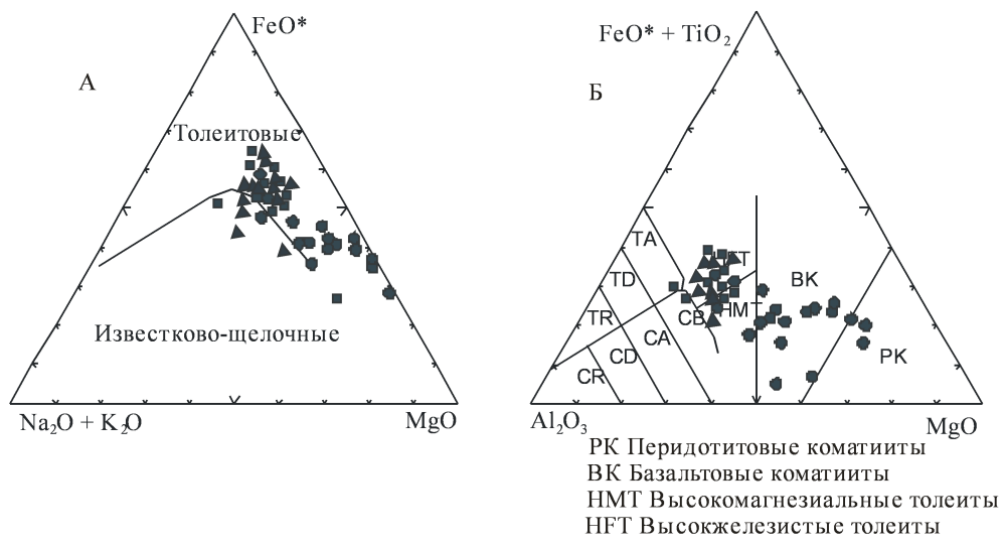


Рис. 3. Классификационные диаграммы геодинамических обстановок с фигуративными точками расположения пород магматических комплексов.

Возраст комплекса ранее определялся исходя из «общегеологических соображений», согласно которым вмещающие породы ограничивают диапазон нижним рифеем. Отсутствуют или не выявлены взаимоотношения тел габброидов со складчатыми и разрывными нарушениями. Связь магматитов и магнетитового оруденения суранской или кызылташской свит [70, 71] далеко не очевидна, а по мнению авторов настоящей записки отсутствует вовсе. В этой ситуации, с учетом близости петрохимических и петрографических характеристик докембрийских гипабиссальных комплексов возрастает роль абсолютного датирования. Оно проведено по валовой пробе из габбро описанной выше дайки. За исключением раннепротерозойских датировок (1 962–1 671 млн лет) результаты укладываются в интервал 1 586–1 450 млн лет, при среднем значении 1 505 млн лет, что соответствует раннему рифею.

Машакские субвулканические образования ($v\beta; \lambda RF_2 m\check{s}$) представлены дайками габбро, реже – габбродолеритов, риолитов и тесно ассоциируют с риолит-базальтовыми вулканитами машакской свиты и являются их комагматами [20, 36, 54 и др.]. Маломощные сближенные дайки распространены на крыльях Ямантауской антиклинали, где они прорывают юшинскую свиту и нижние подсвиты машакской свиты.

Типичной можно считать дайку, зафиксированную среди машакских отложений в 3 км западнее д. Гадыльшино, в вершинной части безымянного хребта. На современном эрозионном срезе тело габбродиабазов прорывают базальтоиды казавдинской подсвиты и имеет линзовидную форму, погружаясь в юго-западном направлении. Видимая мощность достигает 20 м, длина превышает 400 м. Дайка представлена мелко-среднезернистыми диабазами с плитчатой отдельностью, иногда переходящую в призматическую.

Мощная (не менее 30 м) дайка вскрыта в карьере на дороге Татлы–Межгорье. Простирается северо-восточное и прослежено более чем на 1 500 м, падение на юго-восток под углом не более 60°. Породы от мелано- и мезократовых габбро до крупнозернистых диабазов с призматической отдельностью прорывают доломиты верхней (лапыштинской) подсвиты суранской свиты. Приконтактовые изменения в виде перекристаллизации карбонатов не превышают 0,1 м.

Дайки риолитов крайне редки. При ГСР-500 к кислым разновидностям комплекса были отнесены, в том числе, и часть выходов первой (кузьелгинской) подсвиты машакской свиты. В этих случаях фиксировались изометричные тела длиной до 2 000 м и более (г. Карагайтюбе, южные отроги хр. Нары). Рвущие взаимоотношения со вмещающими породами оставались или скрытыми, или фиксировались участками выветривания.

Уверенно рвущее тело описано в районе г. Лопыюрт [86]. Здесь риолиты прорывают породы юшинской свиты. Простирается дайки субмеридиональное, длина составляет около 1 000 м при ширине до 150–200 м. Центральная часть сложена риолитами, на контакте с вмещающими породами описаны фельзиты мощностью до первых метров. Риолиты светлые, желтовато-серые массивные порфиновые с фельзит-сферолитовой, псевдосферолитовой мелкозернистой кварц-плагиоклаз-серицитовой основной массой с порфировыми выделениями (до 15 %) плагиоклазов или (и) кварца. Контакты крутые «горячие», диагностируются окварцованными сланцами с крупными лейстами мусковита и биотита. По карбонатным прослоям формируются актинолит-полевошпат-слюдистые сланцы. Габбродолериты эндоконтакта рассланцованные хлоритизированные с гранатом (до 10 %). Мощность экзоконтактовых изменений не превышает 2 м, эндоконтактовых – 0,1–0,15 м.

Габброиды состоят из плагиоклаза (35–40 %), амфибола (20–25 %), хлорита (30 %), агрегатов сфена (5–10 %), в небольших количествах присутствуют биотит (2–5 %), редко – хромшпинелид (до 1 %). Первичные минералы в различной степени изменены, структура кристаллобластовая. Породы часто деформированы и представляют собой сочетание компетентных линз и межлинзового «пластичного материала». Линзы сложены реликтами свежего плагиоклаза с полисинтетическими двойниками; размер линз: длина – 0,2–0,5 мм, ширина – 0,1–0,3 мм. Окружены они амфибол-хлоритовыми «шнурками». Тонкозернистые агрегаты сфена также образуют компетентные линзы размером от 0,1×0,3 до 0,3×0,6 мм, часто участвуют в строении плагиоклазовых обособлений. Среди сфеновых агрегатов иногда отмечаются мелкие ярко-оранжевые зерна хромшпинелида (0,01–0,03 мм). Амфибол относится к актинолит-тремолитовому ряду, бесцветный призматический с «занозистыми» краями кристаллов. Биотит встречается в краевых частях амфибол-хлоритовых шнуров. Хлорит чешуйчатый зеленый и почти изотропный.

Амфиболиты, встреченные в эндоконтактах, темно-зеленые массивные, реже – сланцеватые с гранонематобластовой или порфиробластовой структурой, состоят из амфибола (40 %), плагиоклаза (30 %) и эпидота (до 15 %). В отдельных шлифах фиксируется апогаббровая, реже – аподолеритовая структура. Среди второстепенных минералов диагностированы: биотит (до 3 %), хлорит и цоизит; из аксессуаров определены сфен, апатит, циркон, рутил.

Содержание породообразующих окислов соответствует габбро, реже – субщелочному габбро. Поле распределения точек практически совпадает с модальным полем юшинского комплекса и по этому критерию они практически неразличимы. Существенные отличия с юшинским комплексом проявлены в принадлежности машакских габброидов к натровой, калинатровой или латитовой серий (рис. 1). Поле распространения фигуративных точек накрывает все известные серии.

Тренд распределения редкоземельных элементов (рис. 4) габбро имеют выраженный наклон от легких лантаноидов к тяжелым при общем относительно высоком содержании РЗЭ. Графики распределения элементов в дайках комплекса и базальтах четвертой подсвиты близки, но в последних угол наклона очевидно положе.

На геодинамических диаграммах (рис. 3) фигуративные точки располагаются в полях высокомагнезиальных и высокожелезистых толеитов (Jensen, 1976; Irvine and Baranger, 1971). Формирование габброидов связывается с малоглубинными обстановками рифтовой системы (или рассеянного рифтинга) в пределах структур стабильных пассивных континентальных окраин, что совпадает (подтверждает) свойства «машакского» времени [35].

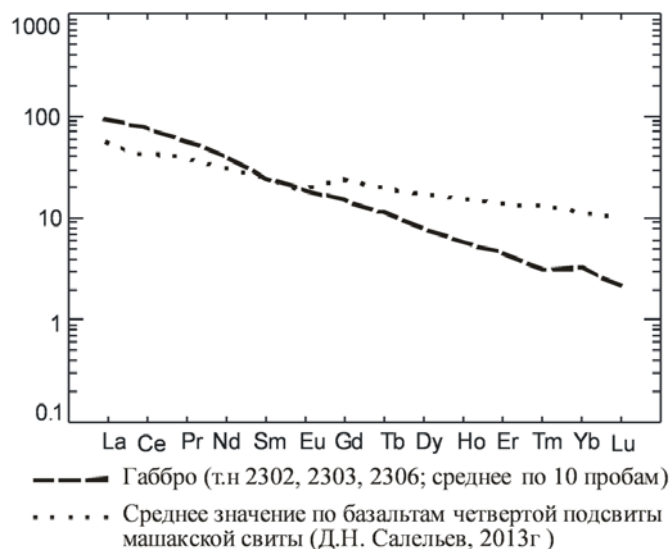


Рис. 4. Графики распределения редкоземельных элементов в машакских субвулканических габбро и базальтах четвертой подсвиты машакской свиты.

Среднерифейский возраст комплекса определяется его комагматичностью с одноименной свитой.

Криволукско-мисаелгинский комплекс габбро-пикродолеритовый гипабиссальный ($v\beta V, km$). Дайки и силлы габбро, долеритов и габбродолеритов распространены преимущественно в Инзерской синклинали, но обнаруживаются и на крыльях Авдырканской антиклинали и Лемезинской синклинали Ашинско-Алимбетовского моноклинория.

Петротип расположен юго-восточнее площади в бассейне р. Белая, районе урочища «Кривая Лука». Здесь межпластовые тела (силлы) мощностью до 60 м залегают или на границе рифея и венда, или в отложениях криволукской свиты нижнего венда. Дайки длиной до одного километра прорывают отложения верхнего рифея. Интрузии имеют симметрично-зональное строение: центральные части средне-, крупнокристаллические, в приконтактовых – тонко- и мелкокристаллические и с порфиристыми структурами. Сложены они габбродолеритами и долеритами соответственно с пойкилофитовыми, долеритовыми, пойкилодолеритовыми и диабазовыми структурами. По химизму габброиды занимают переходное положение между континентальными толеитами и щелочными оливиновыми базальтами (трахибазальтами) континентов, а в формационном отношении – между трапповой и габбродолеритовой щелочной формацией. Ранневендский возраст определяется геологическим положением интрузий и датированием цирконов рубидий-стронциевым методом в 660 млн лет [18].

На площади рвушие и согласные тела габбро и габбродиабазов достигают 30 м мощности и протягиваются на расстояние до 10 км. Вмещающими породами являются подразделения верхнего рифея (от катавской до миньярской свит) и венда (бакеевская и урюкская свиты, толпаровская и суировская толщи). Простираение даек, как правило, меридиональное. Приконтактовые изменения редко достигают 0,1 м и представляют собой зоны кварцевых метасоматитов. Габбро и габбродиабазы зеленые, буровато-зеленые, иногда – серые и светло-серые от крупно- до мелкокристаллических, лимонитизированные, иногда сильно выветрелые до песчано-гравийной смеси. Часто встречается псевдошаровая отдельность, что является характерной чертой комплекса. «Валуны» до 0,9 м в диаметре (как правило, 0,2–0,3 м в диаметре) крепкие сливные и сложены лейкократовым светло-серым габбро, зернистость которого снижается к центру, «цементированы» крупнозернистым выветрелым до песчаной массы серым габбро. Дистанционно тела можно принять за морену. В целом габбро массивные афитовые, пойкилофитовые, диабазовые равномернозернистые и состоят из зерен лабрадора или андезина (40–70 %) и пироксенов (25–55 %). Среди второстепенных минералов диагностирован: биотит (2–5 %), оливин (до 1 %), роговая обманка (1–3 %); акцессории представлены ильменитом, сфеном, хлоритом, апатитом, кварцем, эпидотом, серицитом, актинолитом и рудным минералом. Состав пойкилофитовых, долеритовых, иногда порфиристых, редко вариолитовых долеритов аналогичен.

Содержание породообразующих окислов соответствует габбро, реже – субщелочному габбро. Поле распределения точек практически совпадает с модальными полями юшинского и машакского комплексов. По этому критерию габброиды неразличимы. Содержание K_2O явно преобладает над Na_2O , что соответствует натровой серии (рис. 1). Породы низкотитанистые

(1,13 %). Распределение редкоземельных элементов характеризуется относительно низкими содержаниями со слаботаклонным трендом от легких лантаноидов к тяжелым (рис. 5). Некоторое удивление вызывает устойчивость состава. Графики по всем изученным телам (7 даек и силл) практически совпадают вне зависимости от количества проб. Данные свойства можно считать особенностью комплекса.

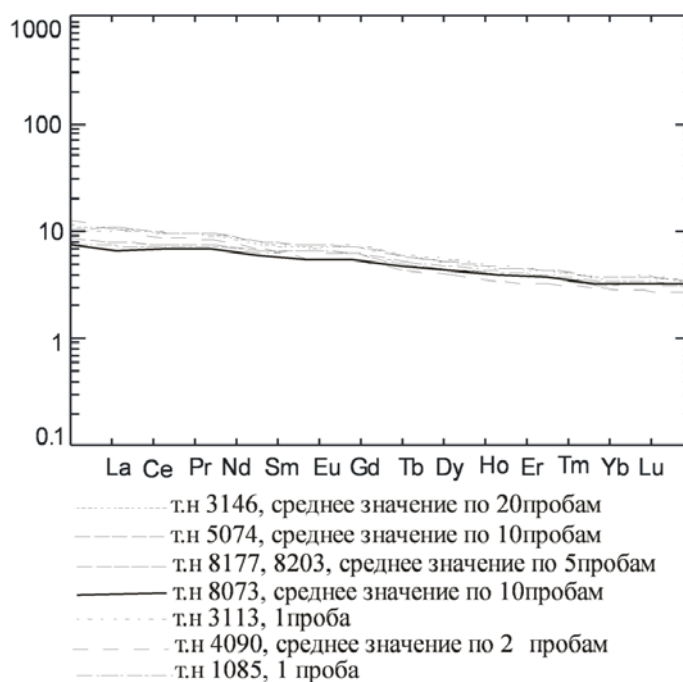


Рис. 5. Графики распределения редкоземельных элементов в габбро криволюкско-мисаелгинского комплекса.

Фигуративные точки габбро на геодинамических классификационных диаграммах (рис. 3) близки и совпадают с машакскими габбро, располагаясь преимущественно в поле высокожелезистых толеитов (Jensen, 1976; Irvine and Baranger, 1971). Понятно, что и формирование комплекса так же связано с малоглубинными обстановками рассеянного рифтинга в пределах пассивных континентальных окраин.

Абсолютное датирование проведено по двум валовым пробам. Первая отобрана из дайки в ядерной части Инзерской синклинали, где габбро прорывают алевролиты верхней части инзерской свиты. 11 определений по цирконам и их фрагментам распались на четыре группы. Первая группа, соответствующая границе архея и нижнего протерозоя, близка к U-Pb датированию цирконов из метаморфитов тараташского комплекса – $2\,344 \pm 29$ млн лет [21] и абсолютным датировкам возраста гранулитового метаморфизма – 2 600 млн лет. Вторая группа – граница нижнего протерозоя и рифея ($1\,574 \pm 13$ – $1\,781 \pm 26$ млн лет) близка к возрасту трахибазальтов основания айской свиты ($1\,615 \pm 45$ млн лет). Третья группа ($522,4 \pm 4,6$ – $591,5 \pm 7$ млн лет, среднее значение – 557 млн лет) соответствует границе раннего и позднего венда. И последнее полученное значение ($399 \pm 3,4$ млн лет) характеризует ранний девон.

Вторая проба отобрана из силла на правом берегу р. Лемеза. Здесь габбро залегают полого согласно слоистости среди алевролитов верхней части инзерской свиты. В габбро обнаруживаются вторичные зеркала скольжения (трещины межслоевого проскальзывания). Результаты датирования аналогичны. Те же древние архей–раннепротерозойские датировки (от $2\,000 \pm 20$ до $1\,657 \pm 12$ млн лет), та же граница нижнего и верхнего венда (557 млн лет) и одно определение ордовика ($461,7 \pm 4,8$ млн лет).

Геологическая ситуация исключает архей–протерозойский возраст комплекса. Можно говорить лишь о «захваченных» цирконах из метаморфического основания или корней «айских» эффузивов. Их присутствие не раз отмечалось исследователями Центрально-Уральского мегантиклинория [12, 13, 54]. Вендский возраст комплекса напротив, вполне укладывается в геологические построения и соответствует данным предшествующих исследований. В позднем рифее–венде в пределах периферии Восточно-Европейской платформы сформировалось несколько крупных магматических провинций: на западе – Волыньско-Брестская (550 млн лет), на севере – Онежско-Тиманская (670–580 млн лет), на востоке – Западно-Уральская (680–580 млн лет). К

последней провинции и относятся гипабиссальные интрузии комплекса с возрастом 550–560 млн лет (кровля раннего венда).

Палеозойские датировки остаются без объяснений. Как вариант можно рассматривать нарушение изотопного баланса цирконов в процессе каледонско–герцинского этапа тектогенеза, или (что вероятнее) заражение пробы при дроблении.

ТЕКТОНИКА

В строении площади отчетливо выделяются три структурно-вещественных комплекса (СВК), отражающие главнейшие тектонические эпохи развития территории и объединенные в структурные этажи. Границы между ними фиксируются значительными перерывами в осадко-накоплении и региональными несогласиями. Структурно-формационная зональность этажей обусловлена особенностями тектонических, эволюционных этапов формирования СВК. Отражением «первичной тектоники» в современном структурном плане являются структурно-формационные зоны с индивидуальным набором формационных рядов.

Верхний этаж представлен прерывистым чехлом рыхлых четвертичных отложений континентальной перерывной формации современной Евразийской плиты. Формационная зональность этих образований определялась интенсивностью и направленностью неотектонических движений, проявившихся в крупных геоморфологических элементах. Подробно свойства верхнего структурного этажа приведены в разделе «Геоморфология».

Средний этаж представляет собой структуру уралид каледонско–герцинской аккреционно-складчатой системы. В его составе на площади листа проявлены два формационных ряда. Первый (девонско–каменноугольный) – шельфовые осадки пассивной окраины континента Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. Второй (пермский) – отложения краевого прогиба коллизийной зоны, принадлежащие Лемезинско-Тюльганской подзоне Южно-Предуральской СФцЗ. Несогласное взаимоотношение структурных ярусов подчеркивается выработанным размывом на их контакте.

Нижний этаж представляет собою структуру байкальского основания Башкирской СФЗ. Рифейские и вендские отложения принадлежат внутриконтинентальным (авлакогенным) бассейнам, испытывающим трансгрессивно-регрессивное развитие. На территории обнажены все три яруса рифея (нижнерифейский, среднерифейский и верхнерифейский), контактирующие друг с другом через стратиграфический перерыв в периоды эмерсивного развития бассейна. Близкие взаимоотношения характерны для контакта верхнерифейского и вендского структурных ярусов. Однако здесь фиксируется глубокая эрозия подстилающих отложений, которая, впрочем, не сопровождается структурными перестроениями, о чем подробнее сказано ниже.

Данное понимание тектонического строения территории является отражением взгляда на регион как на эпиплатформенную и эпиэвгеосинклинальную части Уральской складчатой системы, сформированными в течении длительной позднепротерозойской–палеозойской эпохи развития, завершение которой связано с главной фазой складчатости, относящейся к позднему палеозою. Первичные тектонические элементы претерпели существенные деформации. В результате на современном эрозионном срезе проявлены вторичные, разноамплитудные тектонические формы, описанию которых и посвящена данная глава.

Согласно схеме тектонического районирования северо-восточная часть территории принадлежит Волго-Уральской антеклизе **Восточно-Европейской платформы**. Основная часть площади располагается в пределах **Урало-Монгольского складчатого пояса**. Западная часть листа относится к Ашинско-Алимбетовскому моноклинорию Западно-Уральского мегамоноклинория, а центральная и восточная части принадлежат Башкирскому антиклинорию Центрально-Уральского мегантиклинория [21].

ВОЛГО-УРАЛЬСКАЯ АНТИКЛИЗА

К антеклизе отнесена небольшая (около 30 км²) площадь в северо-западном углу территории. На дневной поверхности здесь обнажена бломентальская серия триаса, залегающая со стратиграфическим несогласием на нежинской свите перми. Положение слоев субгоризонтальное или слабонаклонное (до 10°) на северо-запад. Восточная граница с Ашинско-Алимбетовс-

ким моноклинорием проведена условно по предполагаемому главному скрытому под пермскими отложениями разлому (сутурному шву). По данным сейсмозондирования территорий, расположенных южнее площади, в строении осадочного чехла этой части антеклизы принимают участие рифейские, вендские, девонские, каменноугольные и пермские осадочные комплексы. Мощности подразделений ощутимо увеличены по отношению к центральной части антеклизы. На этом основании восточная часть структуры, так же как и западная часть Западно-Уральского мегамоноклинория, отнесены к Уральскому краевому прогибу, начало формирования которого, связано с рифеем. В это время территория развивалась по авлакогенному сценарию, отчасти наследуемому в венде. В верхнем палеозое (девон, карбон) территория прогиба представляет собой мелководный шельф с характерными для него шлировой (девон), глинисто-карбонатной и терригенно-карбонатной формациями (девон–карбон), характеризующими проксимальные и дистальные условия бассейна соответственно. В перми интенсивность погружения резко возрастает. Впрочем, процесс компенсируется накоплением молассоидных формаций (морская и соленосная) и не приводит к существенной смене условий осадконакопления.

АШИНСКО-АЛИМБЕТОВСКИЙ МОНОКЛИНОРИЙ

На площади листа структура занимает западную часть площади, где протягивается от бассейна р. Зилим на юге до бассейна р. Лемеза на севере. В его строении принимают участие осадочные комплексы от верхнего рифея (зильмердакская свита) до нижней перми (иренская свита). Разновозрастные осадки постепенно замещают друг друга с востока на запад. Простое моноклиналиное строение нарушено системой складок первого порядка, среди которых выделены: Алатауская антиклиналь, Усаклинская синклиналь, Авдырканская антиклиналь, Яшкуртская антиклиналь, Лемезинская синклиналь, Зуяковская синклиналь. Складчатые формы закономерно замещают друг друга, формируя ансамбль складок, именуемый или «Западной краевой зоной Башкирского мегантиклинория» или «Зоной передовой складчатости Урала».

Алатауская антиклиналь и Усаклинская синклиналь первого порядка располагаются на западе моноклинория, закономерно замещая друг друга с запада на восток. Восточное крыло антиклинали является западным крылом синклинали. Ядро антиклинали сложено нижнекаменноугольными отложениями, синклинали – нижнепермскими осадками. Лишь на крайнем юго-западе территории, на крыле синклинали закартированы девонские и верхневендские отложения. Формы складок простые открытые, плоскости вертикальные, шарниры горизонтальные, реже – слабонаклонные в северном и южном направлениях. Углы залегания пород не превышают 40° , порой (р. Лемеза) выполаживаются до горизонта.

Редкие осложняющие срывы зафиксированы лишь на востоке синклинали в зоне ее контакта с Авдырканской антиклиналью, где они представлены малоамплитудными часто межслоевыми срывами. В бассейне р. Баса девонские отложения восточного крыла синклинали деформированы в две системы складчатости (рис. 6). Первая, простая открытая (угол между крыльями 100°), симметричная складчатость с вертикальными плоскостями и пологими шарнирами ($30^\circ \angle 5^\circ$). Данной системе принадлежит и сама синклиналь. Вторая, сжатая (угол между крыльями 25°), ассиметричная (западные крылья существенно длиннее восточных), наклоненная на запад, северо-запад ($115^\circ \angle 50^\circ$) складчатость с пологонаклонными шарнирами ($34^\circ \angle 15^\circ$). Система связана с малоамплитудными, межслоевыми надвигами, «привязанными» к главному Алатаускому надвигу, ограничивающим синклиналь с востока. На местности, как правило, система представлена некартируемыми в масштабе карты антиклинальными и синклинальными формами высоких порядков.

Алатауский надвиг ограничивает структуры с востока на границе с Авдырканской и Яшкуртской антиклиналями. В ядрах последних обнажены рифейские отложения. Кинематика разрыва определена на основе анализа характера осложняющих дислокаций лежащего и висячего блоков. Непосредственных наблюдений над плоскостью сместителя нет. Карбонатные осадки каменноугольной системы интенсивно брекчируются, теряя свои первичные текстурные свойства. Тем не менее, надвиговая морфология диагностируется весьма уверенно.

Авдырканская и Яшкуртская антиклинали первого порядка протягиваются в долготном направлении от бассейна р. Зилим (юго-западный угол площади) на север до правобережья р. Лемеза. Ядро Авдырканской антиклинали сложено отложениями верхнего рифея от зильмердакской до укской свит, крылья – преимущественно вендскими осадками от толпаровской толщи до зиганской свиты. Ось складки, ориентированная на север, полого изгибается от 360° до $10-15^\circ$. Плоскость вертикальная, форма симметричная открытая, угол падения крыльев редко превышает 40° . Замок узкий, шарнир горизонтальный, лишь на севере структуры в районе ее

замыкания на междуречье рек Инзер и Лемеза он полого погружается на северо-запад. В пределах структуры относительно хорошо обнажены взаимоотношения рифейских и вендских, допалеозойских и девонских комплексов.

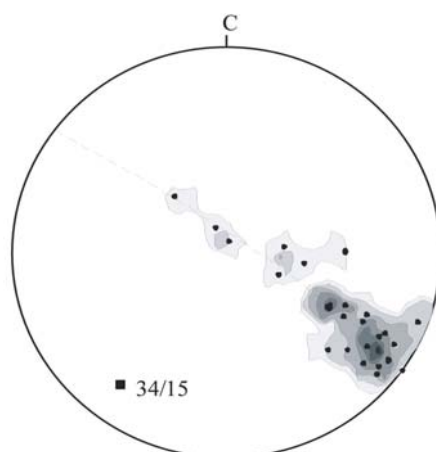


Рис. 6. Диаграмма полюсов слоистости и рассчитанного шарнира восточного крыла Усаклинской синклинали.

Здесь и далее на диаграммах: • полюс слоистости; ■ замеренные или рассчитанные шарниры.

Стратиграфический перерыв в основании венда фиксируется весьма уверенно конгломератами толпаровской толщи и эрозией подстилающего верхнего рифея вплоть до зильмердакской свиты (как минимум 2 000 м). Структурное несоответствие не выражено, характер деформаций рифея и венда согласный.

В районе с. Толпарово на восточном крыле Авдырдакской антиклинали (рис. 7) породы рифея залегают моноклиально $100^\circ \angle 40^\circ$, что фиксируется доминирующим максимумом на диаграмме полюсов слоистости. Простое строение нарушено двумя системами деформаций, проявленных неконтрастными максимумами. Первая, простая открытая (угол между крыльями 100°), ассиметричная (западные крылья складок существенно длиннее восточных) складчатость с вертикальными плоскостями и пологими шарнирами ($20^\circ \angle 5^\circ$). К данной системе принадлежит как сама антиклиналь, так и осложняющие ее складчатые формы высоких порядков. Вторая сжатая (угол между крыльями 25°), ассиметричная (западные крылья складок существенно длиннее восточных), наклоненная на запад, северо-запад ($115^\circ \angle 50^\circ$) складчатость с пологонаклонными шарнирами ($30^\circ \angle 15^\circ$). Система связана с оперяющими разрывами Алатауского надвига. На местности ей принадлежат складчатые формы высоких порядков. Примечательно, что система проявлена и в примыкающем с запада крыле Усаклинской синклинали (рис. 6 и 7). Именно на этом основании подтверждается надвиговая кинематика Алатауского разлома.

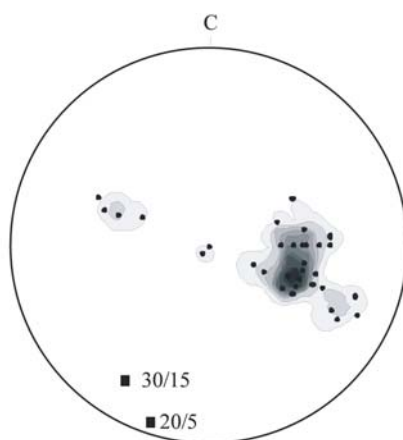


Рис. 7. Диаграмма полюсов слоистости и рассчитанных шарниров рифея восточного крыла Авдырдакской антиклинали (р. Реват–с. Толпарово и др. 35 замеров).

Деформации вендских отложений аналогичны рифейским (рис. 8), хотя и проявлены слабее за счет удаленности от ядра складки и Алатауского надвига. Следовательно, никаких структурных несоответствий и предвендских деформаций на площади листа нет. Стратиграфический

перерыв вписывается в плитный сценарий развития территории. При нем обширные участки ВЕК на предвендской (ранневендской) стадии эмерсивного этапа развития бассейна эродировались водными потоками, создающими обширные глубокие долины, позднее заполненными вендскими осадками.

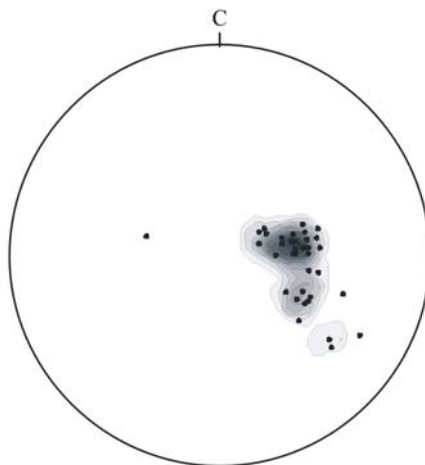


Рис. 8. Диаграмма полюсов слоистости вендских отложений восточного крыла Авдырканской антиклинали (р. Реват–с. Толпарово, 36 замеров).

Яшкуртская антиклиналь по своим свойствам близка к Авдырканской антиклинали. Однако имеется ряд индивидуальных отличий. Форма складки куполообразная, ось ориентированная строго на север и смещена на восток относительно Авдырканской антиклинали на 5 км. Ядро плоское широкое с горизонтальным залеганием слоев. Восточное крыло срезано второстепенным надвигом. На западном крыле выходят наряду с верхнерифейскими подразделениями (инзерской, миньярской и укской свитами) отложения венда, девона и карбона. Вендские отложения здесь не расчленены, а их мощность изменяется от 0 до 400 м. На крыльях Авдырканской антиклинали мощность венда составляет около 2 500 м. «Такатинские» кварцевые песчаники девона в бассейне р. Лемеза залегают непосредственно на рифейских отложениях. Выпадение из разреза венда может быть связано как с полной седиментационной деградацией его мощности, так и с раннепалеозойской (преддевонской) эрозией байкальского структурного этажа. Несоответствия на контакте не выражены, подразделения залегают согласно. Тем не менее, в региональном плане в основании палеозойского разреза (ордовика или девона) фиксируется угловое несоответствие. Характер и стиль раннепалеозойских деформаций остается скрытым.

Лемезинская и Зуяковская синклинали первого порядка располагаются западнее Зильмердакского надвига на контакте Ашинско-Алимбетовского моноклинория и Башкирского антиклинория. Лемезинская синклиналь расположена на левобережье р. Лемеза. В ядре вскрываются инзерская и миньярская свиты, на крыльях – катавская свита. Плоскость субвертикальная северо-восточной ориентировки. Ядро широкое с субгоризонтальным залеганием слоев, крылья пологие до 20°. С юга складка ограничена Зильмердакским надвигом, с севера – второстепенным оперяющим надвигом с малой амплитудой. Разлом обнажен в карьере в районе с. Мулдакаево. В висячем блоке располагаются слоистые глинистые известняки катавской свиты в лежачем – строматолитовые разности этого же стратона. Тектонический контакт мощностью до 50 м представлен расланцованными известняками с будинами (от 0,1 до 8,0 м) строматолитовых известняков (рис. 9). Плоскость срыва горизонтальная с вариациями азимута падения на юго-запад или северо-восток.

Зуяковская синклиналь расположена в центральной части листа, где протягивается западнее Зильмердакского разлома в долготном направлении от с. Зуяково на севере до с. Суир-Аисово на юге. В ядре структуры обнажены отложения девона, на крыльях – верхнего венда. Восточное крыло срезано главным разломом, лишь на крайнем юге закартировано замыкание синклинали. Пологое (20–30°) западное крыло складки контактирует с Авдырканской антиклиналью через второстепенный надвиг, параметры которого близки и аналогичны вышеописанному разрыву.

Зильмердакский главный разлом на контакте синклинали и примыкающей с востока Инзерской синклинали (контакт моноклинория и антиклинория) на площади листа не обнажен. Его надвиговая морфология определена на смежных площадях [17, 21] и доказывается стилем деформаций в зоне его влияния лежачего и висячего блоков.



Рис. 9. Тектонический меланж второстепенного надвига, ограничивающего Лемезинскую синклинали.

БАШКИРСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

На площади листа антиклинорий представлен тремя структурами первого порядка: Инзерской синклиналию, Ямантауской антиклиналью и Маярдакским тектоническим блоком.

Инзерская синклинали первого порядка расположена в центральной части территории, протягиваясь от бассейна р. Бол. Инзер на юге до левых притоков р. Лемеза на севере. Структура простая открытая (угол между крыльями более 100°) симметричная. Осевая плоскость вертикальная с азимутом простираия $5-10^\circ$ на юге, до 45° на севере. Шарнир полого воздымается от центральной части (пос. Инзер) на северо-восток и юго-запад. Региональное положение подтверждается структурными наблюдениями в ядре синклинали (пос. Инзер), где породы верхней части инзерской свиты смяты в цилиндрические открытые (угол между крыльями 95°) симметричные складки с вертикальной плоскостью и пологим (до 15°) шарниром северо-северо-восточной ориентации (рис. 10). Параметры замеренных шарниров от $10^\circ/14^\circ$ до $28^\circ/10^\circ$, амплитуда складок – от 1,5 до 15 и более метров. Идентичность стилей замеренных и региональных (отображенных на полотне геологической карты) деформаций свидетельствует о принадлежности к единой взбросо-сбросовой системе.

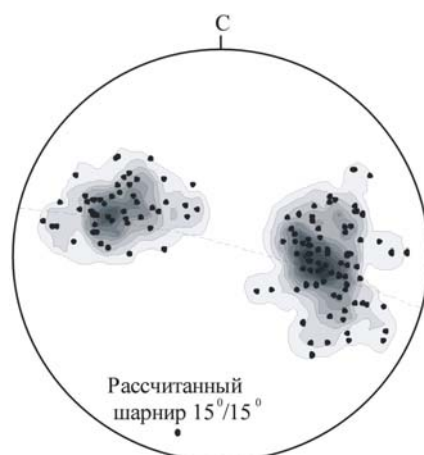


Рис. 10. Диаграмма полюсов слоистости инзерской свиты в ядре одноименной синклинали (145 замеров).

Синклинали разбита второстепенными разломами, в результате чего ядро распадается на ряд синклиналей второго порядка: Ямаштинскую, Усмангалинскую, Нукатовскую и Левобереж-

ную. Структурные исследования проведены в висячем блоке второстепенного разлома, изгибающегося дугой от с. Катаскин на юге до района с. Искушта на севере (рис. 11). «Амебоподобная» форма диаграммы допускает широкое поле возможных интерпретаций. С точки зрения авторов максимум замеров ($15^\circ \angle 25^\circ$), соответствующий юго-западному крылу синклинали, простое строение которой нарушено субвертикальной (осевая плоскость $105^\circ \angle 80^\circ$) складчатостью с умеренно крутыми шарнирами ($55^\circ \angle 24^\circ$). Данной системе принадлежит приразломная складка, расположенная севернее д. Усмангали. Здесь вишневые известняки катавской свиты смяты в сжатую антиклиналь с амплитудой более 5 м с умеренно крутым шарниром ($200^\circ \angle 18^\circ$) и вертикальной плоскостью. Стиль деформаций характерен для взбросовой кинематики. Данной системе принадлежат также складки высокого порядка, осложняющие простое строение синклинали в районе пос. Ассы.

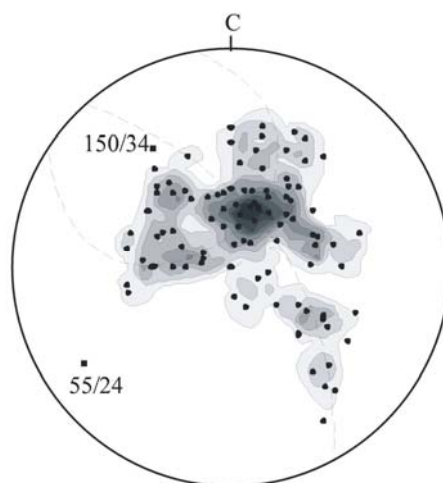


Рис. 11. Диаграмма полюсов сдвигов инзерской свиты (104 замера).

Вторая система наложенных сдвиговых деформаций характеризуется вертикальной осевой плоскостью ($60^\circ \angle 90^\circ$), крутыми шарнирами ($150^\circ \angle 34^\circ$), проявлена на местности мелкими сжатыми формами ($110^\circ \angle 34^\circ$). Вероятно, данная система связана с левосторонним сдвигом фланговой части второстепенного взброса.

Пликативные деформации в висячем блоке Зильмердакского надвига, ограничивающего Инзерскую синклинали с запада, не зафиксированы. Лишь на левобережье р. Лемеза выявлены отдельные крутые антиклинальные формы. Как правило, в зоне разлома слои залегают моноклинально с падением слоев на восток, юго-восток. На востоке территории синклинали слагает лежащий блок Караташско-Зюраткульского надвига на контакте с Ямантауской антиклиналью первого порядка. В зоне разлома породы авзянской свиты смяты в мелкие до 10 м открытые и сжатые складки с вертикальными плоскостями и пологими шарнирами северо-восточной ориентации (рассчитанный шарнир $20^\circ \angle 15^\circ$). Восточные крылья несколько длиннее западных. Система типична для взбросовых деформаций.

В пределах восточного крыла Инзерской синклинали, в зоне влияния Караташско-Зюраткульского разлома, ограничивающего структуру с востока, породы куткурской подсвиты деформированы в две системы (рис. 12). Первая – симметричная открытая система с вертикальными плоскостями и субгоризонтальными (до 20°) шарнирами, ориентированными на северо-восток (20°). Вторая – наложенная крутая, шарнир ($110^\circ \angle 50^\circ$) с вертикальными плоскостями. Складчатые формы высоких порядков с размахом крыльев до 2–5 м. Первая система связана с Караташско-Зюраткульским надвигом и проявлена в пределах всего крыла синклинали, где затушевывает истинное залегание слоев. Так в бассейне р. Тюльмень преобладающие элементы залегания юго-западной ориентировки не отражают закономерное последовательное замещение подсвет вверх по разрезу. Вторая система связана со второстепенным сдвиго-взбросом меридионального простирания, закартированного в Ямантауской антиклинали.

Ямантауская антиклиналь первого порядка распространена на юго-востоке площади листа. В центральной части антиклинали развиты подразделения нижнего рифея, на крыльях – среднего рифея. Строение сложное. Нет выраженного ядра, крылья деформированы, присутствуют многочисленные разнорядковые складки. Вслед за предшествующими региональными работами выделены следующие структуры второго порядка: Айгирская, Миньякская, Кузьелгинская антиклинали и Юшинско-Багарыштинская синклинали.

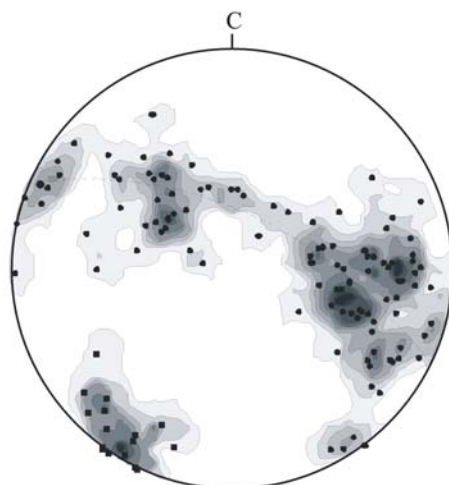


Рис. 12. Диаграмма полюсов слоистости и замеренных шарниров на восточном крыле Инзерской синклинали (127 замеров).

Айгирская антиклиналь располагается на контакте с Инзерской синклиалью и протягивается вдоль Караташско-Зюраткульского разлома (рис. 13). В ядре располагаются кварцевые песчаники зигальгинской свиты, на крыльях – тонкое терригенное переслаивание зигазино-комаровской свиты. В рельефе антиклиналь слагает господствующие хребты Нары и Караташ. Ось складки протягивается в субмеридиональном направлении по азимуту от 10° до 30° . Севернее хр. Мал. Ямантау ось сдвинута на восток по второстепенному разлому субширотной ориентации на расстояние до 4 км. Плоскость субвертикальная, шарнир горизонтальный, форма сжатая, симметричная, размах крыльев до 10 км. С запада антиклиналь ограничена Караташско-Зюраткульским разломом. Кинематика разрыва определена уверенно (рис. 14). Чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов зигазино-комаровской свиты, слагающих висячий блок, отчетливо и однозначно смято в сжатые и изоклинные складки с наклонными на северо-восток осевыми плоскостями ($65^\circ \angle 45^\circ$) и горизонтальными шарнирами ($160^\circ \angle 2^\circ$, $318^\circ \angle 5^\circ$). Тип деформаций – надвиговой. С востока структура ограничена второстепенным надвигом, по которому в контакт приведены отложения среднего и нижнего рифея.



Рис. 13. Айгирская антиклиналь. Правобережье р. Мал. Инзер, г. Мал. Ямантау.

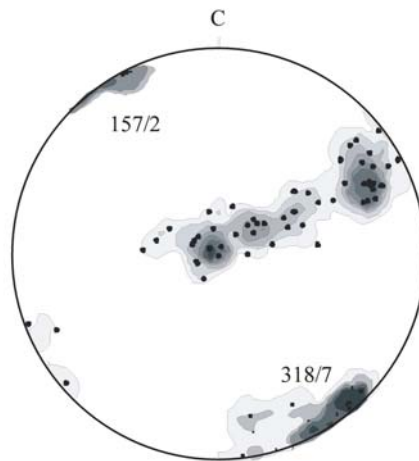


Рис. 14 Диаграмма полюсов слоистости и замеренных шарниров в всياчем блоке Караташско-Зюраткульского разлома (80 замеров).

Миньякская и Кузьелгинская антиклинали располагаются восточнее Айгирской антиклинали. В ядрах структур вскрываются отложения нижнего рифея, большеинзерская и суранская свиты. Степень обнаженности не позволяет провести полноценные исследования. Тем не менее, с учетом анализа взаимоотношений разновозрастных подразделений можно говорить о том, что стиль деформаций антиклиналей близок к Айгирской антиклинали. Та же ориентация плоскостей складок, сжатая, реже открытая форма и пологие шарниры. Несколько отличаются размахи крыльев, не превышающие 6 км. Структуры можно рассматривать как единую антиклинальную складку с поперечным субширотным разломом, проходящим южнее хр. Нары. Кинематика разрыва на основе анализа примыкающих разновозрастных блоков суранской свиты определена как сброс с амплитудой до нескольких километров (?) со сдвиговой составляющей (до 1,5 км). Причем на основании контакта суранской и зигазино-комаровской свит считается, что сброшена северная часть [17]. С точки зрения авторов сбросовая компонента сильно завышена и не может выходить за пределы 1 000 м.

В ядре Юшинско-Багарыштинской синклинали располагаются отложения машакской свиты, на крыльях – юшинская или суранская свиты. Взаимоотношение подразделений несогласное. Непосредственный контакт юшинской и машакской свит фиксируется в сближенных обнажениях на западном склоне г. Дунасанган и на северном окончании хр. Белятур. В первом случае для юшинских отложений характерно крутое северо-западное падение слоев ($300\text{--}330^\circ \angle 55\text{--}75^\circ$), а для машакских – пологое юго-восточное ($120^\circ \angle 10\text{--}15^\circ$). Во втором случае весь северный склон горы от долины р. Нарка до предвершинного плато сложен массивными песчаниками юшинской свиты с редкими прослоями алевролитов ($110\text{--}130^\circ \angle 40\text{--}60^\circ$). Верхняя часть горы, ее южный и восточный склон сложены машакскими риолитами с полосчатостью $125^\circ \angle 50^\circ$. Таким образом, структурное несоответствие или вполне очевидно, или скрытое.

Имеющийся фактический материал не позволяет корректно выявить стиль предмашакских деформаций. Необходим массовый замер структурных элементов, на значительной площади, что не представляется возможным из-за степени обнаженности территории. В региональном плане положение машакской и юшинской свит вполне согласное, а в случаях выпадения первой из них из разреза взаимоотношения сохраняются на контакте с зигальгинской свитой. В этой связи следует полагать, что предмашакские деформации имели локальное распространение, область которых в современной географии совпадает с выходом машакских пород. Интенсивность крайне неравномерная, что выражается в согласном и несогласном залегании слоев.

Маярдакский блок сложен метаморфизованными ранне-среднерифейскими отложениями: кызылташской, аюсапканской и белетарской свитами, возрастными аналогами юшинской и машакской свит. Структура расположена в юго-восточном углу листа и занимает крайне малую, не более 6 км^2 , площадь. Поэтому, с учетом плохой обнаженности, характеристика структуры заимствована со смежных площадей [18, 19].

В плане блок представляет веретенообразную форму с осью, вытянутой согласно «уральскому» простиранию по азимуту от 80° до 10° (в среднем 30°). Представления исследователей о строении противоречивы. В. И. Козлов рассматривает его как обилие второстепенных складок и отсутствие линейно-вытянутого ядра [36]. Н. Н. Ларионов напротив считает, что деформационные стили характерны для платформенного типа [19]. Ю. Г. Князев, на основе анализа строения, вслед за З. М. Ротару [79], выделил ряд синклиналей и антиклиналей второго порядка, контактирующих друг с другом по разломам, с амплитудами перемещений до 1 500 м. С запада

блок ограничен главным Маярдакским разломом сложной кинематики [19, 20]. В пределах структуры выявлено три типа деформаций: взбросо-сбросовый (вендский (?)), надвиговый (позднепалеозойский), левосторонне-сдвиговый (возраст не определен) [18].

В завершении рассмотрения тектонического строения территории следует сделать несколько выводов. Наиболее ранние тектонические деформации относятся к основанию среднего рифея. Характер и амплитуды перемещений остаются скрытыми. Исходя из общих геологических соображений, вероятно, он имел взбросо-сбросовый стиль в комбинации с флексурами и мелкими сжатыми складчатыми формами в парагенезисе с малоамплитудными перемещениями. Попытки интерпретаций строения Башкирского антиклинория в это время как грабен [19] не находят обоснования ни в структурах, ни в формационных рядах, слагающих их осадочных комплексов. Уверенно можно лишь говорить о распространении риолит-базальтовой формации на востоке Центрально-Уральского мегантиклинория (Восточно-Башкирская и Златоустовская структурно-формационные подзоны).

Предвендские деформации протекали по плитному сценарию. Горизонтальное залегание слоев не нарушено, структурные несоответствия на контакте рифея и венда отсутствуют. Предположение о вендском возрасте взбросо-сбросовых «первичных» дислокаций [18] не нашло подтверждения. Максимальная рассчитанная амплитуда неравномерного воздымания частей территории достигала 2 000 м. Синхронная эрозия сформировала крупные, широкие (в несколько десятков километров) заливы бассейна, которые в венде заполнились тиллитовой и терригенной молассоидной формациями. Максимальная эрозия зафиксирована в долине р. Реват (несортированные конгломераты толпаровской толщи). Существование углубленных частей вендского бассейна (заливов) продолжается на протяжении структурирования всего яруса. Следствием этого явились большие перепады мощностей подразделений венда или выпадения их (или отдельных стратонтов) из разреза. Судя по анализу мощностей, подтверждается северо-западная («необщееуральская») ориентировка бассейна в целом и его углубленной части в частности.

Эмерсивное плитное развитие продолжено и в раннем палеозое. Преддевонские деформации на площади листа не проявлены. Залегание слоев девонско-каменноугольного структурного яруса конкордантное с вендом. В шельфовой зоне формируются шлировая, терригенно-карбонатная и глинисто-карбонатная формации. Локальные размывы возможны и вероятны, но фиксируются лишь выпадением из разреза маломощных (до первых метров) слоев. Данное обстоятельство весьма примечательное. На площадях, примыкающих к листу с востока, в это время происходит принципиальная перестройка территорий. Выделено два этапа деформаций. Первый взбросо-сбросовый (моложе раннего карбона), второй – надвиговый (моложе раннебашкирского времени). Данная закономерность выявлена и для площади листа. Но принципиально отличается возраст деформаций. Взбросы и сбросы в комбинации с простой открытой складчатостью Ашинско-Алимбетовского моноклинория не могут быть древнее ранней (приуральской) перми. Вторичные надвиги еще моложе и, вероятно, сопоставляются с мезозоем (триасом), залегающим с размывом на пермских молассовых отложениях. Интенсивность деформаций для площади в целом увеличивается с запада на восток. В обратном направлении омолаживается их возраст.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Реконструкция картины геологической эволюции территории листа, базирующаяся на формационном анализе вещественных комплексов, освещенном в предыдущих главах, вписывается в существующую ныне модель палеодинамического развития Южного Урала. С некоторыми допущениями, предположениями и привлечением данных с сопредельных площадей история геологического развития представляется следующим образом.

В позднем протерозое в условиях обширного континента на метаморфическом архей-протерозойском основании, на протяжении почти всего рифея (около 1 миллиарда лет) структурируется авлакогенный (протоплатформенный) формационный ряд. А. В. Масловым, на основе анализа типовых разрезов рифея, сделан вывод о мелководном и умеренно мелководном режиме осадконакопления во внутриконтинентальном море [41, 42].

Начало бурзянской серии в условиях рассеянного рифтинга метаморфического основания ВЕК на площади листа запечатлено накоплением терригенной полициклической формации (большеинзерская свита). Осадочные ассоциации формировались в относительно мелководном обширном бассейне, областью питания которого являлся Тараташский выступ архейского основания. В суранское время направленное трансгрессивное развитие сменяется эпизодами регрессии. В результате этой «квазистационарной» эволюции сформирована прибрежная относительно мелководная терригенно-карбонатная формация. Максимальное погружение достигнуто в раннеюшинский (вязовский) эпизод, когда накапливается полициклическая пелитовая формация. Глубина инундационного бассейна невелика. Пелитовый застойный режим быстро, уже в багарыштинское время, сменяется преимущественно псефитовым мелководным осадконакоплением терригенной полициклической формации. С бурзянским временем связано внедрение первых на территории гипабиссальных магматических тел (юшинский комплекс). Мафические дайки (силлы), вероятно, сформированы в результате подъема глубинного мантийного плюма, просуществовавшего как минимум до начала среднего рифея. Для такого типа магматизма типична ассоциация с мафит-ультрамафитовыми эффузивами, проявление которых в раннем рифее авторам не известно.

Среднерифейская история начинается почти полной деструкцией бурзянского бассейна. Большая часть площади современного Урала, вероятно, представляла собой обсохшую сушу, фиксируемую стратиграфическим перерывом и, в ряде случаев, структурной перестройкой. Глубина размыва в эмерсивном бассейне определяется неуверенно. С одной стороны по данным А. В. Маслова она достигает на северо-востоке Башкирского антиклинория 800 м, с другой, на юге антиклинория, не обнаружена вовсе. Еще хуже с тектонической перестройкой территории. Структурные несоответствия фиксируются лишь в основании машакской риолит-базальтовой свиты. В случаях ее выпадения из разреза и залегания зигальгинской терригенной формаций непосредственно на полициклических осадках юшинской (бакальской) свиты залегание слоев согласное. Как полагают ряд исследователей, рифтинг в основании среднего рифея сосредоточен на ограниченных площадях, преимущественно на востоке антиклинория (Восточно-Башкирская подзона). Здесь же формируется машакская свита с синхронными толеитами одноименного дайкового комплекса и ее возрастные аналоги (верхняя подсвита кызылташской свиты, белетарская и аюсапканская свиты). Принадлежность формации к континентальному рифту в настоящее время не вызывает сомнений. Однако следует отметить, что машакская осадочная и (в меньшей степени) магматическая ассоциация не типична для современных рифтовых зон континентов. Рифтинг не перешел в зрелую стадию своего развития. Напротив, он сменяется следующим этапом континентального растяжения. С зигальгинского эпизода низкого эмерсивного состояния бассейна район втягивается в юрматинскую трансгрессию, продолжавшуюся до зигазино-комаровского времени. Типичные кварцевые песчаники сменяются слоистыми терригенными осадками пелитовой полициклической формации. Ультракварцевый состав «зигальгинских» песчаников типичен для шлировой формации, с которой сопоставлять осадки,

тем не менее, не приходится. Интенсивный длительный перемыв отложений на фоне направленного процесса повышения зрелости отложений, типичный для шпировой формации опровергается мощностью подразделения, достигающей 800 м. С авзянского времени начинается понижение уровня бассейна и накопление мелководных субэвапоритовых осадков и комбинации с пелитовыми слоистыми отложениями.

В позднем рифее мелководные условия сохраняются. При минимально низком стоянии уровня эмерсивного бассейна и частичном его осушении, с перерывом осаждаются полевошпат-кварцевые «зильмердакские» терригенные отложения. Несмотря на формальную близость состава к зигальгинскому эпизоду, в это время проявляются и индивидуальные черты. В первых, общая зрелость осадка отчетливо ниже. В областях питания, несомненно, присутствуют кислые магматиты, в результате эрозии которых накапливаются аркозовые и полевошпат-кварцевые песчаники. Суммарная мощность зильмердакской терригенной формации возрастает до 2 500 м. По мнению А. В. Маслова осадки близки к аллювиально-дельтовым фациям [42]. Данный генезис вполне оправдан лишь при условии постоянного направленного углубления бассейна, компенсируемого мощностью отложений. Уровень моря неизменен и в «катавское» время, когда формируются мелководные прибрежно-морские пестроцветные известняки, в том числе и фитогенные (строматолитовые) разности. «Раннеинзерская» история укладывается в прибрежно-морской генезис зильмердакского времени. Те же преимущественно псаммитовые ассоциации терригенного осадконакопления. Лишь в средне- и позднеинзерский эпизод трансгрессия достигает своего инундационного апогея с накоплением полициклических пелитов. Впрочем, регрессия наступает быстро и уже с миньярского времени формируются мелководные органогеннообломочные отложения, в том числе доломиты и фитогенные известняки. Данные условия сохраняются до завершения рифейской истории. Апогей каратавской регрессии фиксируется предвендским размывом.

Заканчивая краткий анализ развития территории в позднем протерозое, следует особо подчеркнуть, что несмотря на близость режимов осадконакопления трех мегациклов (раннего, среднего и позднего рифея), несомненно, они обладают своими индивидуальными качествами.

История венда, укладываясь в контекст позднерифейских событий, уже на начальном этапе обладает контрастными свойствами. Предвендская (позднерифейская (?)) или ранневендская (?) эрозия хорошо проявлена на местности, где можно непосредственно в обнажениях фиксировать контакты венда с разновозрастными отложениями рифея. Его максимальная глубина достигает 2 000 м. Причем при этом наблюдается полное сохранение структурного плана, что возможно лишь при одном условии. Горообразовательного процесса как такового (или этапа предвендских дислокаций) не было. По крайней мере, на площади листа он не фиксируется. То есть глубокая эрозия проходила при «горизонтальном» залегании слоев. Данные условия типичны для плитного развития территории, когда обширные площади испытывают общее воздымание относительно базиса эрозии. В некоторых литературных источниках применительно к «предвендскому» рельефу можно встретить термины «троговая долина», «фиорд» и прочие горноледниковые термины. Для площади листа эти оценки не состоятельны.

В раннем венде в толпаровское и суировское время днища долин заполняются аллювиальными (?) конгломератами, которые вверх по разрезу замещаются тиллитоподобными псаммитовыми и пелитовыми осадками. К этому же генезису принадлежит и бакеевская свита. Некоторое несоответствие свойств разновозрастных подразделений, по мнению авторов, связано с акцентами различных авторов на те или иные особенности состава. Например, наличие «железистого прослая» в основании бакеевской свиты может свидетельствовать об аридном климате не раннего венда, а времени предвендского размыва. Существенно (около 800 м) различаются мощности подразделений, фиксирующие эрозию рифея, максимальные значения которой достигнуты в устье р. Реват. Состав отложений близок к тиллитам шельфовой зоны лапланской гляциосистемы. «Завершающие» доломиты как признак смены нивального на аридный климат расположены в кровле суировской толщи. Однако нижняя часть урюкской свиты, обладая уникальными свойствами (чередование сероцветных песчаников, гравелитов и конгломератов) несомненно наследуют свойства суировского бассейна (тонкослоистые алевропелиты). Уверенные признаки аридизации фиксируются лишь в средней части свиты (смена сероцветных красноцветными терригенными осадками). Геодинамическая перестройка подчеркивается внедрением даек и силл криволукско-мисаелгинского гипабиссального комплекса по своим свойствам близкого к рифейским магматитам (550–560 млн лет). Данный парагенезис весьма характерен для завершения ранневендской «криогенной» истории. К этому же времени приурочены динамотермальные метаморфогенные изменения рифейских комплексов на крайнем юго-востоке территории (Маярдакский блок), основная фаза которых приходится на временной интервал 542–635 млн лет.

Поздний венд лишь отдаленно напоминает ранневендский эпизод. Формируется мощный (до 1500 м) терригенный молассоидный комплекс, появление которого интерпретируется как результат становления кадомского орогена. Минимальная мощность отложений, вплоть до полного их выпадения из разреза, зафиксирована на севере территории, на крыльях Яшкуртской антиклинали, максимальная – там же, где и раннего венда, в бассейне р. Реват. Следовательно, существование морского залива (долины) не ограничено только ранним вендом, но и прослеживается в позднем венде.

В дальнейшем на протяжении всего раннего палеозоя (от кембрия до силура) история района скрыта. В то время, когда закладывался, развивался и деградировал Уральский палеоокеан, территория представляла собой пологую стабильную низменность. До раннего девона накопление осадочных толщ не происходило. Маломощные блочные деформации этого возраста, вероятно, имели место южнее и севернее территории. Здесь же закартировано почти полное совпадение структурного плана такатинских шлировых песчаников и позднего венда. Такой длительный перерыв без признаков тектонической перестройки сам по себе необычен для Южного Урала. В этой связи завораживает предположение А. Г. Иванушкина о том, что возраст «такаты» не ограничен ранним девонем, а включает и силур и ордовик. К последнему принадлежит шлировая тирлянская свита, распространенная Иргизлино-Карской подзоне. В этом случае раннепалеозойская история вполне укладывается в «общеуральское развитие», а длительный перерыв в осадконакоплении замещается мелководным шлировым бассейном с характерным перебивом терригенного материала. К сожалению, для таких выводов, кроме общегеологического обоснования необходима факториальная база, которая на сегодняшний день недостаточна.

Итак, на протяжении девона и карбона в пределах мелководного шельфа структурируются шлировая глинисто-карбонатная и терригенно-карбонатная формации. Шлировая формация располагается в основании разреза. Характер рельефа палеобассейна приводит к закономерному чередованию фациальных литологических разновидностей. Эпизодически стабильные, преимущественно органогенно-обломочные карбонатные условия нарушаются привносом кварцевых песчаников (алатауская свита раннего карбона). Мощность отложений выдержана. Лишь на западном крыле Яшкуртской антиклинали объем девонских отложений существенно снижен с 500 до 200 м.

Позднепалеозойско–мезозойская история запечатлена лишь в Предуральском краевом прогибе. На протяжении ассельского, сакмарского и артинского ярусов на фоне роста уральского горного сооружения прогиб быстро заполняется молассовыми отложениями. На начальном этапе формируется терригенная моласса, типичным представителем которой являются конгломераты байгенджинской свиты, на завершающем – соленосная моласса (филипповская, иренская и нежинская свиты). Для стратиграфического интервала характерны несогласия и перерывы. В раннем триасе процессы денудации начинают превалировать над горообразованием. В континентальных условиях идет накопление терригенных перерывных отложений (блюментальская серия). После того, как в конце триаса завершаются складчато-разрывные дислокации, Уральская геосинклиналь окончательно прекращает свое развитие как мобильная область, превратившись в одноименную складчатую систему. С этого времени вся территория Урала вступает в платформенный этап развития. По данным В. Н. Пучкова, основная фаза «остывания» коренных пород, наблюдаемых на дневной поверхности, относится к юре, а в меловой период отмечены подвижки лишь в осевой части Башкирского антиклинория [53, 54].

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Большая часть территории листа принадлежит **Уральскому горному сооружению** (II), в частности – зоне кряжа. Лишь ее северо-восточный угол расположен в пределах Камско-Бельского понижения (КБП) *денудационной равнины Предуралья* (I^a). Согласно принятой схеме геоморфологического районирования, в зоне кряжа на данной территории выделяются два района: *район приподнятых горных массивов Южного Урала* (II^b) и *район остаточных гор западного склона Урала* (II^b). Районы сложены в различной степени дислоцированными породами палеозоя и докембрия, структурный план которых во многом predetermined особенности геоморфологического строения. Границы выделяемых геоморфологических таксонов в большинстве случаев достаточно уверенно прочитываются, иногда подчеркнуты локальными формами рельефа – структурно-денудационными уступами. Индексация таксонов заимствована с геоморфологической карты масштаба 1 : 500 000 [64].

Приподнятые горные массивы Южного Урала (II^b) занимают 70 % территории (3 383 км²). На западе район граничит с остаточными горами западного склона Урала. Граница достаточно уверенно прочитывается в рельефе. Район характеризуется хорошо расчлененным низко- и среднегорным рельефом с абсолютными отметками основных водоразделов от 800 до 1 340 м и относительными превышениями от 400–500 до 900 м. Внутреннее строение района неоднородное, в нем отчетливо выделяются морфоструктуры более низкого порядка: горные гряды субмеридионального или северо-восточного простирания и межгорные понижения. Горным грядам соответствуют хребты Зильмердак, Аюгузаклаган, Черный, Салдыс, Караташ, Беягуш, Катлы, Нары, Белятур, Юша. Зачастую горные гряды ограничены тектоническими нарушениями (хр. Аюгузаклаган, Черный, Караташ, Нары). С востока на запад отмечается постепенное снижение абсолютных отметок вершинных поверхностей хребтов. Наиболее высокими с отметками 1 000–1 340 м являются хребты Юша, Белятур и Нары. Для них характерен весьма своеобразный рельеф: ровные крутые склоны, слабо изрезанные долинами водотоков. Специфика рельефа, по-видимому, predetermined с одной стороны преимущественным развитием здесь устойчивых к выветриванию, достаточно «крепких» пород, с другой – активными неотектоническими восходящими движениями, которые не успели компенсироваться эрозией. У западной границы района максимальные абсолютные отметки вершинных поверхностей хребтов не превышают 830–850 м (хр. Зильмердак). Склоны здесь в большей степени расчленены эрозионными врезами, что свидетельствует о более высокой степени «изношенности» горного рельефа.

Межгорные понижения характеризуются низкогорным рельефом средней степени расчлененности, вершинные поверхности которого локализованы в интервале высот 400–550 м, у подножья горных гряд повышаясь до 600–650 м. От описанных выше горных массивов они отличаются более низкими относительными отметками, пологовыпуклыми вершинами, более изрезанными, хотя и менее крутыми склонами. Гидросеть густая с древовидным рисунком, ее плотность в среднем составляет 0,7 км на 1 км², преобладают водотоки первого и второго порядков. К водотокам третьего порядка относятся реки Реветь, Мал. Инзер, Бол. Инзер, Нукат, Лемеза (в верхнем течении), Беярыш, а к водотокам четвертого порядка – реки Инзер, Лемеза (в среднем течении).

Район остаточных гор западного склона Урала (II^b) охватывает западную часть листа, занимая 26 % его территории (1 270 км²). На востоке он граничит с районом приподнятых горных массивов, на западе – с денудационной равниной Предуралья. Рельеф района predetermined с одной стороны его приграничным положением между Уральским горным сооружением и Русской равниной, с другой – геолого-структурными особенностями. Переход от горного сооружения к равнине создает условия для наиболее активной проявленности эрозионно-денудационных процессов, что приводит к интенсивному «разъеданию» поверхностей. Чередование в составе коренного субстрата пород с различной устойчивостью к выветриванию predetermined препарирование наиболее устойчивых толщ, представленных преимущественно

кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками. В результате образуется весьма своеобразный рельеф, характеризующийся наличием узких гребнеобразных возвышенностей, сложенных прочными породами, чередующихся с участками более низкого увалистого рельефа. Хребты и разделяющие их ложбины имеют субмеридиональную или северо-восточную ориентировку, согласную с ориентировкой пликативных и дизъюнктивных деформаций коренного субстрата, представленного карбонатно-терригенными комплексами широкого возрастного диапазона – от позднего рифея до перми. Вершинные поверхности гребней достигают высоты 600–650 м, в то время, как высоты, разделяющих их увалистых пространств, не превышают 400–550 м, постепенно снижаясь в северо-западном направлении. Гидросеть разветвленная с древовидным рисунком, средняя плотность гидросети составляет 0,6 км на 1 км². Долины врезанные V-образные, с крутыми бортами.

Денудационная равнина Предуралья (I^a) с северо-запада примыкает к району остаточных гор, занимая всего 4 % площади листа (175 км²). Для нее характерен спокойный холмисто-увалистый рельеф с абсолютными отметками водоразделов 250–380 м. Вершины водоразделов пологовыпуклые, склоны пологие. Днища долин крупных рек (Инзер и Лемеза) широкие, местами заболоченные с хорошо развитыми низкими надпойменными террасами. Средняя плотность гидросети – 0,5 км на 1 км².

ТИПЫ И ВОЗРАСТ РЕЛЬЕФА

В результате анализа геоморфологического строения территории листа нами выделяется пять генетических типов рельефа: денудационный конструктурный, комплексной денудации, эрозионно-денудационный, эрозионный, аллювиальный.

ДЕНУДАЦИОННЫЙ РЕЛЬЕФ

Денудационный конструктурный тип рельефа представлен двумя подтипами. Первый подтип локализован в интервале высот от 750 до 1 100–1 340 м и представлен крутыми *склонами крупных положительных морфоструктур (горных гряд) в пределах района приподнятых горных массивов Южного Урала* (хребты Зильмердак, Аюгузаклаган, Черный, Салдыс, Караташ, Белягуш, Катлы, Нары, Белятур, Юша) (индекс 1). 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: кварцевыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, metabазальтами, метаконгломератами субкварцевого и полимиктового состава сланцами. Для гряд характерно субмеридиональное и северо-восточное простирание, согласное простиранию коренных пород и основных тектонических структур. Вершинные поверхности имеют выпуклый профиль, покрыты незначительным по мощности чехлом элювиальных отложений. На склонах развиты преимущественно смешанные десерпционно-коллювиально-делювиальные парагенезы четвертичных отложений, мощность которых постепенно возрастает к подножью склонов. В привершинных частях склонов нередко отмечаются выходы коренных пород. Характерной особенностью склонов хребтов Белягуш, Нары, Белятур, Юша является их линейность, дренирующие их водотоки практически не имеют эрозионных врезов. Здесь же отмечается существенное уменьшение крутизны склонов в нижних частях. Формирование склонов, как элементов рельефа началось, видимо, еще в допалеогеновое время. Однако, в ходе дальнейшего развития склоны неоднократно «подновлялись», что приводило к полной деградации сформировавшихся рыхлых отложений. Свой современный облик данные наклонные поверхности приобрели не ранее позднеплейстоценового–голоценового времени.

Второй подтип соответствует *поверхности денудационной равнины* (индекс 2), сформировавшейся в результате комплексной денудации субгоризонтально залегающих осадочных пород. Развит он ограниченно в северо-западной части площади. В современном рельефе поверхность представлена низкими водоразделами в интервале высот 180–380 м. Водоразделы характеризуются пологовыпуклыми, почти ровными вершинами, пологими, иногда – ступенчатыми, склонами и покрыты маломощным чехлом элювиальных и делювиальных щебнисто-глинистых отложений. Время образования данной денудационной поверхности оценивается как плиоцен–эоплейстоценовое [56].

Тип комплексной денудации также представлен двумя подтипами. Первый из них представляет собой *водораздельные поверхности* (индекс 3), локализованные в интервале 450–650 м, достаточно широко развитые в пределах района приподнятых горных массивов Южного

Урала. Как правило, они выполняют пространства между горными грядами и представляют реликты единой поверхности педипленизации палеогенового возраста (педиплен первой генерации). В конце палеогена они образовывали обширные субравнинные слабовсхолмленные 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 возвышенностей с плоскими или пологовыпуклыми вершинами, относительно пологими выпуклыми склонами, покрытыми чехлом наиболее древних для данной территории элювиально-делювиальных отложений. Возраст данного подтипа определен как палеоген–раннеогеновый.

Ко второму подтипу относятся низкие *холмы и увалы* (индекс 4), широкие плоские или пологовыпуклые водоразделы, расположенные гипсометрически ниже описанных палеоген–раннеогеновых поверхностей выравнивания, в интервале высот от 300 до 450 м. Наиболее широко данный подтип развит в районе остаточных гор западного склона Урала. Он представляет собой педиплен второй генерации, сформировавшийся за счет деградации поверхностей педиплена палеоген–раннеогенового возраста под действием комплекса эрозионно-денудационных процессов и существенно переработанный эрозией в среднем и позднем неоплейстоцене. Мощность рыхлых элювиально-делювиальных отложений здесь невелика и варьирует от нуля до первых метров. Формирование педиплена началось, по-видимому, в позднем неогене.

Эрозионно-денудационный тип также включает два подтипа. Первый подтип представлен узкими *гребнеобразными возвышенностями* (индекс 5) с абсолютными отметками от 500 до 600 м, сложенными преимущественно устойчивыми к выветриванию породами – песчаниками, алевритами кварц-полевошпатовыми, доломитами (хребты Авдырдак, Акбулякбар, Нарагай-яр). Возвышенности имеют узкие вершинные поверхности, крутые склоны, покрытые щебнистыми коллювиальными образованиями, и представляют собой денудационные останцы или отпрепарированные реликты палеогеновой поверхности выравнивания (педиплена первой генерации) на западной окраине Уральского кряжа, практически полностью деградировавшей в результате комплексного воздействия эрозионно-денудационных процессов в плиоцен–четвертичное время.

Второй подтип распространен в пределах всех геоморфологических таксонов и представлен *склонами современных речных долин* (индекс 6). 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 и остаточных гор западного склона Урала. В пределах денудационной равнины Предуралья склоны долин пологие и покрыты более мощным чехлом делювия. Учитывая то, что формирование современных долин началось, по-видимому, в среднем неоплейстоцене и продолжается до настоящего времени, возраст данного подтипа определен как среднеплейстоцен–голоценовый.

Эрозионный тип представлен *поверхностями древних эрозионных террас* (индекс 7). Точно определить уровень террас не представляется возможным. С достаточной долей условности они отнесены нами к эоплейстоценовому террасовому комплексу. Распространены ограничено, выделяются в долинах рек Инзер (возле ст. Тюльма, в 4 км выше д. Карагай), Лемеза (в 3 км ниже устья руч. Бердяш), Зилим (выше д. Толпарово) Они представляют собой субгоризонтальные площадки на склонах долин, на высоте 100–120 м над днищем, на которых наблюдаются реликты аллювиальных отложений в виде размытых галечников, иногда скоплений суглинка, супеси желтовато-серого цвета с хорошо окатанной кварцевой галькой.

АККУМУЛЯТИВНЫЙ РЕЛЬЕФ

К **аллювиальному генетическому типу** относятся *субгоризонтальные поверхности низких речных террас, поймы и русла* (индекс 8). Они отчетливо прослеживаются по долинам крупных рек и их притоков. Третья терраса развита ограничено в виде небольших площадок в долинах рек Инзер, Лемеза, Басу. Ее относительная высота над урезом воды 15–20 м, переход ко второй террасе постепенный, без ярко выраженного уступа.

Вторая надпойменная терраса развита достаточно широко в долинах рек Инзер, Лемеза, Басу, Тюльмень. Наиболее обширные участки второй террасы приурочены к долинам рек Инзер и Лемеза, после выхода их на территорию денудационной равнины. Ширина террасы здесь достигает 2 км. Высота над урезом воды в среднем составляет 10–15 м.

Ниже хорошо выраженного уступа второй террасы располагается поверхность первой надпойменной террасы. Ее относительная высота 5–6 м в горной части и 8–12 м в пределах денудационной равнины Предуралья. Относительная высота высокой поймы колеблется от 3–3,5 м в горах и до 5–11 м в равнинной части. Высота поймы варьирует от 1–2,5 до 3 м.

ЛОКАЛЬНЫЕ ФОРМЫ И ЭЛЕМЕНТЫ РЕЛЬЕФА

Локальные формы и элементы рельефа, распространенные в пределах листа относятся к гляциогенному, криогенному и структурно-денудационному рядам.

Гляциогенный ряд представлен предположительно *ледниковыми цирками*, выделяемыми на хребте Нары и горе Веселая. На местности они имеют вид котловин от 1 до 3 км в диаметре, окруженных скальными стенками, расположенными по бровке пологовыпуклых или уплощенных вершинных поверхностей и обращенных в сторону долины. Данные формы достаточно уверенно выделяются на космоснимках по характерному радиально-полосчатому структурному рисунку.

Криогенный ряд представлен нагорными террасами и каменными реками (курумами). *Нагорные террасы* в верхних частях склонов хребтов Юша, Белятур, Белягуш, Нары, горы Веселая. Они представляют собой площадки размером от 0,2 до 1 км² с плоскими поверхностями, ограниченными крутыми склонами, локализованные в интервале высот 800–1 000 м. 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 [10].

Каменные реки (курумы) достаточно широко развиты в пределах района приподнятых горных массивов. На геоморфологической схеме отображены только наиболее крупные из них. Наиболее интенсивное курумообразование отмечается на крутых склонах хребта Нары. Курумы состоят из глыб, представленных плотными породами: кварцевыми, кварц-полевошпатовыми песчаниками. Глыбы, как правило, остроугольные, лишь иногда отмечается некоторая сглаженность ребер и углов. Курумы хорошо прочитываются на космоснимках в виде узких светлых полос.

К **структурно-денудационному ряду** относятся *структурно-денудационные уступы и отпрепарированные гребни и гряды из прочных пород*. Структурно-денудационные уступы иногда выражены в местах сочленения разноуровневых поверхностей выравнивания. В рельефе они выглядят как короткие относительно крутые склоны между субгоризонтальными или пологовыпуклыми вершинными поверхностями.

ЭВОЛЮЦИЯ РЕЛЬЕФА ТЕРРИТОРИИ

Наиболее достоверно история развития современного рельефа прочитывается по комплексам рельефообразующих отложений, возраст которых на данной территории ограничивается кварталом. Однако наличие континентальных образований триаса позволяет реконструировать, хотя и с огромной долей условности, и более ранние этапы эволюции рельефа.

Можно лишь предполагать, что в течении всей мезозойской эпохи для территории был характерен относительно спокойный тектонический режим, сопряженный с малоамплитудным воздыманием зоны кряжа, которая синхронно пенепленизируется и к началу палеогена представляет собой сушу с низкогорным рельефом.

Палеоген ознаменовался общим разноамплитудным поднятием, начавшемся в эоцене и охватившим все Уральское горное сооружение. В районе приподнятых горных массивов воздымание привело к формированию в основании склонов педиментов, площади которых постепенно расширялись, образуя межгрядовые понижения. Окончательное слияние педиментов с образованием поверхностей педиplanationи происходит, очевидно, в миоцене. Рельеф зоны кряжа к этому моменту представлял собой изолированные горные гряды (островные горы первой генерации), сложенные преимущественно устойчивыми к разрушению породами и разделенными крупными межгорными понижениями (педиplen первой генерации). Днища понижений характеризовались пологовсхолмленным рельефом. Наиболее интенсивной деструкции под-

верглись окраинные части кряжа. На западе формируется слабосхолмленная денудационная равнина на пластовом основании.

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 педипланы (педиплен второй генерации). Наиболее широко неогеновые денудационные поверхности развиваются в районах остаточных гор западного склона Урала. Под действием комплексной денудации ранняя палеогеновая поверхность выравнивания здесь почти полностью деградировала, приобретя облик узких отпрепарированных хребтов. На западе под действием процессов эрозии и комплексной денудации происходит преобразование единой равнинной поверхности, сопровождающейся уничтожением сформированных ранее комплексов рыхлых отложений.

В начале эоплейстоцена в пределах Уральского горного сооружения отмечается некоторая активизация эрозионных процессов, что связано, очевидно, с одной стороны с понижением базиса эрозии, с другой – с общим воздыманием территории. В это время закладываются современные долины крупных рек (Инзер, Лемеза, Зилим). Затем наступает стабилизация, днища долин расширяются за счет преобладания боковой эрозии, формируются поверхности эоплейстоценовых террас (в то время низких!), на которых накапливается комплекс аллювиальных отложений.

Начало неоплейстоцена ознаменовалось резким воздыманием как восточной части Русской равнины, так и горной части Южного Урала. Происходит существенное углубление долин. Рисунок речной сети в районе приподнятых горных массивов в этот период приобретает облик, близкий к современному. Воздымание территории и похолодание климата приводит к развитию горно-долинного оледенения в наиболее высокой части района приподнятых горных массивов, следы которого запечатлены в реликтах морены.

Средний неоплейстоцен также начинается с активизации неотектонических процессов на Южном Урале и в Приуралье, проявившейся в углублении долин малых водотоков, формировании более разветвленной гидросети. Потепление климата приводит к таянию ледников, морена частично разрушается. Активизация сменяется периодом покоя, в течение которого в днищах долин накапливаются аллювиальные отложения третьей надпойменной террасы, на склонах эрозионных врезов – делювиальные и коллювиальные отложения. На границе среднего и позднего неоплейстоцена, по-видимому, происходит воздымание отдельных блоков, что приводит к «омоложению» склонов горных гряд (хребты Юша, Белятур, Нары).

В позднем неоплейстоцене и голоцене тектонический режим территории относительно стабилен. Продолжают развиваться комплексы элювиальных и делювиальных отложений. На крутых склонах «омоложенных» горных массивов формируются грубообломочные коллювиальные и десерпционные образования. В пределах речных долин накапливается аллювий второй и первой террас.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах территории листа расположено 99 объекта полезных ископаемых, в том числе 48 месторождения (3 крупных, 1 среднее, 44 малых), 28 рудопоявлений и 23 пункта минерализации. Ранг месторождений для объектов принят по первоисточникам. Помимо этого на карте полезных ископаемых отражены шлиховые потоки и ореолы, площадные и точечные литохимические аномалии в коренных породах и рыхлых отложениях, выявленные в ходе проведения ГДП-200 и имеющие, на взгляд авторов, рудную природу.

Большинство месторождений в прошлом разрабатывались, частично отработаны полностью. Профилирующим для данной территории является железо.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

СЛАНЕЦ ГОРЮЧИЙ

На площади листа данный вид сырья представлен двумя малыми месторождениями горючих сланцев – *Лемезинским* (I-2-5) и *Усьарийским* (IV-1-1). Оба месторождения не состоят на государственном балансе и не эксплуатируются.

Лемезинское месторождение расположено в 4,8 км восточнее д. Верх. Лемезы. Горючие сланцы залегают среди глинистых, кремнистых и известково-глинистых сланцев доманиковых слоев франского яруса верхнего девона. Слои падают на запад с $\angle 25-40^\circ$. Выделяются три пачки горючих сланцев мощностью от 1,45 до 2,57 м. Зольность сланцев – 39–76 %, средняя калорийность – 1 930 кал, влажность – 2,26 %, содержание летучих – 14,72 %, смол – 36 %. Запасы горючих сланцев составляют: по категории В – 5 408 тыс. т, С₁ – 5 276 тыс. т и С₂ – 32 040 тыс. т.

Усьарийское месторождение расположено на правом берегу р. Зилим у западной границы площади листа. Горючие сланцы, так же как и на Лемезинском месторождении приурочены к отложениям доманиковых слоев франского яруса верхнего девона. Мощность сланцев 3,15 м. По простиранию они прослежены на 400 м. Калорийность – 920–1 550 кал, содержание летучих – 14,96 %, кокса – 25,10 %, золы – 55,08 %, серы – 4,91 %. Запасы в отчетных материалах по категориям не разделены, суммарные запасы составляют 45 229,88 т [17].

Перспектив пророста запасов горючих сланцев и выявления новых объектов нет.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На площади листа известны многочисленные малые месторождения, проявления и пункты минерализации железных руд и проявлений титановых руд.

ЖЕЛЕЗО

Месторождения бурых железняков относятся к четырем крупным железорудным районам западного склона Южного Урала: Лапыштинскому, Инзерскому, Лемезинскому и Архангельскому.

Месторождения Лапыштинского района расположены в юго-восточной части территории в Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоны, в окрестно-

стях поселков Багарышта, Дубинино и ж.-д. станции Юша. Месторождения приурочены к отложениям нижнего рифея, преимущественно к лапыштинской подсвите суранской свиты и вязовской подсвите юшинской свиты. В соответствии с промышленно-генетической классификацией все руды района разбиты на плотные бурые железняки, жеодистые руды, охристые порошковатые руды, охристо-глинистые руды, корковые руды и валунчатые бурые железняки. Минералогическое изучение руд показывает, что железосодержащими минералами в основном являются гидрогематит, гидрогетит, турьит и гетит. Химическая характеристика руд приведена в таблице 1.

Таблица 1

Химическая характеристика руд Лапыштинского железорудного района

Типы руд	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO
Плотные руды	18,5	7,13	62,74	0,56	1,16	1,49	0,59
Жеодистые руды	23,2	8,56	54,73	0,77	0,43	2,04	0,33
Охристо-глинистые	25,4	9,91	51,39	0,39	0,71	2,04	0,55
Охристые	35,0	9,95	43,25	1,40	0,30	1,049	0,30
Корковатые	32,1	14,68	42,97	-	2,28	-	-

Рудные тела месторождений представлены пластообразными залежами мощностью от нескольких см до 10 м. Протяженность ограничена существующими эксплуатационными карьерами, судя по которым достигает 1 000 м. От карьера к карьере, мощность залежей охристых осветленных сланцев существенно изменяется, вплоть до полного выклинивания. При этом мощность рудоносного горизонта сохраняется или изменяется незначительно. Аналогичная картина наблюдается и по падению рудных тел. В разрезе установлено их быстрое выклинивание.

В районе на площади листа известно 13 малых месторождений и 1 рудопроявление. Все они приурочены к Юшинско-Багарыштинской синклинали второго порядка. На северо-западном крыле – *Вязовское* (IV-3-26), *Кургузинское* (IV-4-4), *Ангастакское* (IV-4-3), *Багарыштинское* (IV-4-14), *Манявское* (IV-4-17), *Горбатовское* (IV-4-19), *Северо-Лапыштинское* (IV-4-26); на юго-восточном крыле – *Восточно-Юшинское* (IV-4-18), *Ханновское* (IV-4-24), *Западно-Юшинское* (IV-4-23) и *проявление Гадьлыщино* (IV-4-25); в ядре – *Ильмяшкинское* (IV-4-11), *Дубининское* (IV-4-12), *Восточно-Вязовское* (IV-4-21).

Типичным представителем месторождений является *Манявское месторождение*, которое граничит с севера с Багарыштинским, на юге – с Горбатовским месторождениями. Общая протяженность рудной зоны составляет 4 км. Месторождение разрабатывалось мелкими карьерами, из которых наиболее крупное достигает 300 м длины и 5–6 м глубины. Рудный горизонт представлен пластообразными залежами бурых железняков мощностью 6–8 м. В большинстве карьеров устанавливается наличие двух рудных залежей, разделенных прослоем охристых сланцев мощностью до 12 м. По данным бурения выявлено, что на глубинах 40–60 м рудное тело выклинивается и замещается охристыми сланцами. Аналогичное выклинивание имеет место и по простиранию. Протяженность отдельных рудных залежей колеблется в пределах от 100 до 900 м. Рудные тела простираются в северо-восточном направлении с пологим юго-восточным падением согласно с вмещающими породами. Рудные залежи представлены в основном охристыми и плотными корковидными бурыми железняками. Значительно распространены охры и охристо-глинистые руды. Месторождение не эксплуатируется. Запасы по категории В составляют 46 тыс. т, С₁ – 53 тыс. т, С₂ – 99 тыс. т и забалансовые по категории В – 196 тыс. т, С₁ – 842 тыс. т и С₂ – 828 тыс. т. Среднее содержание основных компонентов в рудах района следующее: SiO₂ – 34–42 %; Fe₂O₃ – 40–49 %; FeO – 0,27–0,7 %; Al₂O₃ – 7–10 %; MnO – сл. – 1 %; P₂O₅ – 0,03–0,68 %; S – 0,01–0,03 % [63, 17].

Общие запасы руд месторождений района в пределах площади листа по категориям В+С₁+С₂ составляют 13 099 тыс. т, из них балансовые – 3 367 тыс. т и забалансовые – 9 732 тыс. т. Качество руд низкое вследствие повышенного содержания кремнезема и фосфора. В настоящее время руды на балансовом учете не значатся.

Месторождения Инзерского железорудного района принадлежащего Тараташско-Зильмердакской магнезито-цинково-свинцово-железорудной минерагенической зоны находятся на восточном крыле Инзерской синклинали, в пределах продольного понижения между хребтами Нары, Малый Ямантау и Караташ с восточной стороны, Салдыс и Каряда – с западной. В районе имеется 7 малых месторождений: *Байгазинское* (II-4-2), *Спорное* (III-3-5), *Куш-Елга* (III-3-8), *Разведочное* (III-4-1), *Куваровское* (IV-3-14), *Катаевское* (IV-3-16) и *Метязи* (IV-3-19), а также ряд рудопроявлений и пунктов минерализации. Месторождения ранее обрабатывались, в

настоящее время не эксплуатируются. Ни одно из месторождений не состоит на балансе. Все месторождения приурочены к сланцам и алевролитам малоинзерской и катаскинской подсвит авзянской свиты. По условиям залегания, стратиграфической приуроченности, происхождению и составу руды близки к рудам Зигазино-Комаровского района, расположенного на территории листа N-40-XXII. Рудные тела имеют пастообразную форму и залегают согласно с вмещающими породами. На контакте с рудой вмещающие сланцы превращены в рыхлые глинистые породы. Первичными являлись осадочные карбонатные руды (сидерит, анкерит). Окисленные руды разделяются: а) первично окисленные – карандашевые и охристые руды; б) вторично окисленные – плотные, ноздреватые и охристые бурые железняки и в) вторичные метасоматические корковые и конкреционные руды.

Наиболее крупное *месторождение Куш-Елга* расположено в 7 км северо-восточнее с. Реветь. Оно разрабатывалось до 1929 г. двумя карьерами. По данным разведочных работ И. И. Петошина и Я. Я. Вецлера (1946 г.), на месторождении имеется 4 основных пласта бурых железняков. Они располагаются в измененных глинистых, углеродистых сланцах или алевролитах малоинзерской подсвиты, залегающих, в свою очередь, нормально на известняках катаскинской подсвиты. В структурном отношении месторождение приурочено к восточному крылу антиклинальной складки высокого порядка, срезанному с востока Караташско-Зюраткульским главным надвигом. Первый пласт (главное рудное тело) прослежен почти в меридиональном направлении на расстояние около 600 м. Мощность достигает 25 м. Другие три пласта меньших размеров расположены ниже первого и местами сливаются в один пласт. Наиболее высокое содержание железа установлено в рудах первого пласта, сложенного преимущественно плотными и охристыми бурыми железняками и карандашевыми рудами. На месторождении имеется также несколько выходов небольших рудных тел, преимущественно корковых бурых железняков, видимо, вторичного метасоматического происхождения. Содержание железа в рудах колеблется от 26,61 % (корковые руды) до 46,55 % (карандашевые руды), кремнезема – от 16–20 до 28–29 %. Содержание серы не превышает 0,01 %, фосфора – 0,07 %. Запасы руд месторождения по категории C_1 составляют 2 199 тыс. т и по категории C_2 – 501 тыс. т. Всего – 2 700 тыс. т, из них балансовых – 1 810 тыс. т и забалансовых – 890 тыс. т.

Общие запасы руд по всем месторождениям Инзерского железорудного района по категориям C_1+C_2 составляют 3 444,5 тыс. т, из них балансовых – 1 810 тыс. т и забалансовых – 1 734,5 тыс. т.

Месторождения Лемезинского района расположены южнее р. Инзер. Здесь известно три месторождения: *Мичбаруй* (II-1-4), *Майарткан* (II-1-5) и *Бугульма* (II-1-11), а также несколько рудопроявлений и пунктов минерализации. По данным предшественников они приурочены к аргиллитам (глинистым сланцам) и алевролитам кровли инзерской свиты. Эти месторождения разрабатывались разрезами и штольнями в XIX веке так называемым «Французским заводом» (непосредственное участие французских компаний). Руды представляют собой пластообразные тела, залегающие согласно со вмещающими породами. Мощность залежи на месторождении *Майарткан* – 0,84 м, *Мичбаруй* – от 0,4 до 1,2 м и *Бугульма* – от 0,2 до 0,6 м. Данные о простирации рудных залежей первых двух месторождений отсутствуют. Их длина, судя по протяженности старых эксплуатационных выработок, составляет несколько сотен метров. Рудное тело *месторождения Бугульма* прослежено более чем на 2 000 м. Руда представлена в основном бурыми железняками, реже – сидеритами. На *месторождении Майарткан* в нижних горизонтах руда содержит вкрапленники пирита, местами переходя в сплошную сульфидную массу. Содержание железа в бурых железняках колеблется в пределах от 36,79 до 52,59 %, серы – от 0,01 до 0,4 % и фосфора – от 0,06 до 0,5 %. Забалансовые запасы трех месторождений района по категориям C_1+C_2 составляют 771 тыс. т. В целом месторождения Лемезинского района в настоящее время не представляют какой-либо промышленной ценности ввиду своей мелкомасштабности. Предпосылок на открытие в этом районе крупных месторождений не имеется.

Из месторождений Архангельского железорудного района имеется только одно *месторождение бурых железняков Темир-Арка* (III-1-5). Оно расположено в 13,4 км на северо-северо-запад от д. Зирикла на вершине горы Темир-Арка. Месторождение в прошлом разрабатывалось карьерами и подземными выработками. Рудная залежь имеет мощность от нескольких см до 2 м и более. Она вытянута в северо-северо-восточном направлении и, судя по распространению эксплуатационных выработок, прослежена на расстояние до 3 км. В лежачем боку залежи развиты кремнистые сланцы, а висячий бок сложен аргиллитами и кварцевыми песчаниками доломито-известняковой толщи нижнего карбона. Породы смяты в мелкие складки. Бурые железняки содержат прослои песчаника. Содержание железа достигает 53,60 %, кремнезема – 10,75 %, серы – 0,088 % и фосфора – 0,196 %, установлено присутствие кобальта (до 0,01 %). С глубиной качество руд ухудшается. Запасы не подсчитывались. Ориентировочно они оцениваются в

1–2 млн т. Из-за небольшой мощности рудного тела, плохого качества руд и отсутствия путей сообщения к возможным потребителям месторождение не представляет промышленного интереса [17, 63].

ТИТАН

На площади листа месторождений титана нет. Присутствуют многочисленные рудопроявления и пункты минерализации, приуроченные к песчаникам зильмердакской свиты. Впервые они обнаружены А. И. Олли (1937 г.) в бассейнах рек Лемеза и Инзер, позднее изучались Н. П. Варламовым (1957 г.) и Н. Н. Соловьевым (1958 г.). По происхождению эти обогащенные титаном песчаники являются древними (верхнерифейскими) прибрежно-морскими или дельтовыми россыпями. Минералогические исследования показали, что песчаники состоят из гематита, рутила и кварца с небольшой примесью циркона и полевых шпатов. Большая часть рутила находится в тесном прорастании с гематитом за счет разложения ильменита и титаномагнетита.

На северном окончании хр. Зильмердак Н. П. Варламовым (1951 г.) установлено два рудных горизонта в бирьянской подсвите и один в нугушской подсвите. Наиболее обогащен рудными прослойками нижний горизонт бирьянской подсвиты. Максимальная зафиксированная мощность рудных прослоев на *рудопроявлении Инзерское* (II-2-3) и *пункте минерализации Сули-Гургу* (II-2-5) достигает 1,15 м при протяженности до 60 м. Содержание двуокиси титана – 4,62 %. Количество циркона небольшое и только в редких случаях составляет 2 кг на 1 т рудосодержащего песчаника. В шлихах, взятых из аллювия р. Инзер (выше пос. Зуяково) и его притоках, содержание рутила и циркона не превышает 5 г на 1 т песчано-гравийной смеси.

Рудопроявление Реват (III-2-5) расположено на правом склоне долины р. Бол. Реват и приурочено к бирьянской подсвите зильмердакской свиты. Рутил-гематитовые песчаники образуют небольшие линзы мощностью до 0,3 м при протяженности 2–3 м. Полная мощность рудной пачки достигает 1,02 м. Горной выработкой в разрезе подсвиты ясно фиксируется невыдержанность прослоев рутил-гематитовых песчаников. По содержанию полезного компонента только верхняя часть рудной пачки может представлять промышленный интерес (табл. 2).

Таблица 2

Результаты химических анализов борзодовых проб рудопроявления Реват

№ п/п	№ пробы	Длина пробы, в м	Содержание (в %) по данным хим. анализа		
			TiO ₂	ZrO ₂	Fe ₂ O ₃
1	32	0,25	10,30	0,20	26,12
2	33	0,17	1,58	-	4,67
3	34	0,60	1,00	-	3,84

В южной части Сухих гор Н. Н. Соловьев (1958 г.) выделяет в бирьянской подсвите два горизонта мощностью 250–300 м, содержащих линзы и прослои рутил-гематитовых песчаников. Мощность пачек, прослоев и линз не превышает 0,7 м. Длина пачек от десятков метров до 100–150 м. Содержание двуокиси титана – не более 2,5 %. Наиболее богатые рудными прослоями части пачек мощностью до 0,3 м содержат двуокись титана до 15,8 %. Содержание циркония (спектральное определение) – около 0,01 %.

Проявление рутил-гематитовых песчаников Средне-Тюльменское (II-4-3) расположено в 3 км к северо-западу от пос. Средняя Тюльмень и приурочено к бирьянской подсвите. Большая часть расположена на правом склоне долины р. Тюльмень. Рудопроявление представлено двумя рудными горизонтами. В первом горизонте в коренном залегании рудные тела не выявлены, а опробование проведено по сыпи коренных пород. Содержание двуокиси титана, по данным спектрального анализа, составляет от 10,49 и 15,8 %. Второй горизонт вскрыт пятью канавами. В результате описано несколько линзующихся на протяжении 100–150 м пачек, содержащих рутил-гематитовые песчаники. Большинство проб с крайне низкими содержаниями, не превышающими 2,5 %. В наиболее богатом рудном прослое мощностью 0,4 м содержание двуокиси титана составляет 10,22 %. Оба горизонта не содержат промышленных залежей [78].

Выходы рутил-гематитовых песчаников с меньшей концентрацией рудных минералов известны в центральной и северной частях Сухих гор (*рудопроявление Поперечное* (I-4-2) и *пункт минерализации Скрытое* (I-4-3)) и на р. Лемеза (*пункт минерализации Лемезинское* (I-3-2)). *Рудопроявление Поперечное* расположено в бассейне ручья Поперечного, левом притоке р. Лемеза. Здесь среди мелкозернистых песчаников описаны две пачки (0,7 и 0,4 м) с маломощными

(до 2 мм) рутил-гематитовыми прослоями. Содержание двуокиси титана достигает 27,6 %. Обе рудные пачки прослежены по простиранию на 300 м без заметного изменения мощности [78].

Таким образом, все известные в районе проявления рутил-гематитовых песчаников из-за небольшой мощности рудных горизонтов и низкого содержания титана промышленного значения не имеют [17, 71, 78].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На площади листа данный вид полезного ископаемого представлен двумя рудопроявлениями – *Васильевская поляна* (IV-4-6), *Каинтюбе* (IV-4-8) и *пунктом минерализации Арепкуловское* (IV-4-15). Медносulfидные проявления приурочены к гидротермально переработанным брекчиям. Брекчии имеют узлокальное распространение, быстро выклиниваются или значительно сокращаются в мощности. Проявления располагаются цепочкой в осевой части хр. Юша.

Рудопроявление Каинтюбе расположено на хр. Юша, в 850 м от г. Каинтюбе по азимуту 32° и в 7,5 км северо-западной д. Гадьлышино. Проявление локализовано вблизи контакта дайки габбродолеритов с брекчиями базальтов и хорошо обнажено. Коренной выход в виде скального обнажения высотой до 20 м. В подножии располагаются рассланцованные, интенсивно хлоритизированные и слабо эпидотизированные лавобрекчии. В верхней части они интенсивно эпидотизированы и карбонатизированы с минерализацией в виде гнездовых скоплений халькопирита, вкрапленности халькозина и ковеллина и налетов медной зелени. Брекчии содержат линзовидные прожилки кварца, большая часть которых имеет почти вертикальное падение. Контакт с нижележащими лавобрекчиями неровный, извилистый. Зона наиболее интенсивно измененных пород имеет пологое юго-восточное падение и достигает 3 м мощности. Севернее обнажения развиты брекчии, в которых также интенсивно проявлены гидротермальные изменения и встречается вкрапленность пирита и халькопирита. Содержание рудных компонентов приведено в таблице 3.

Таблица 3

Содержание рудных компонентов в брекчиях рудопроявления Каинтюбе

№ пробы	Тип проб	Содержание компонентов, в %						Пробирный анализ, г/т	
		Хим. анализ	Спектральный анализ					Au	Ag
		Cu	Pb	Zn	Ni	Co	Mo		
254	борозда	0,60	0,0008	0,005	0,004	0,003	0,00009	-	-
252	-	0,42	0,001	0,005	0,003	0,002	0,00008	-	-
251	-	0,19	-	0,004	0,004	0,003	0,00008	-	-
255	штуф	-	-	-	-	-	-	н.о.	сл.

Рудопроявление Васильевская поляна находится на юго-восточном склоне хр. Юша, в верховьях правого притока р. Ерикташ, в 8,5 км к северу от д. Гадьлышино. По геологическому положению рудопроявление аналогично рудопроявлению Каинтюбе. В субширотном уступе высотой 4–5 м наблюдается контакт габбро машакских даек со вмещающими базальтами. Контакт вертикальный с линзообразными не выдержанными по падению кварцевыми жилами мощностью до 0,1 м. Западнее контакта развиты:

1. Интенсивно окварцованные и эпидотизированные массивные породы основного состава 1,5 м
2. Эпидот-кварцево-хлоритовые сланцы зеленовато-серого цвета. Вдоль контакта со слоем № 1 отмечается интенсивное рассланцевание 4,5 м
3. Брекчии основного состава эпидотизированные, хлоритизированные и рассланцованные 1,5 м
4. Интенсивно эпидотизированные, актинолитизированные и хлоритизированные брекчии основного состава, участками, особенно по трещинам, карбонатизированные 0,9–0,3 м
5. Актинотизированные и слабо эпидотизированные рассланцованные породы основного состава 0,2–1,0 м
6. Интенсивно эпидотизированные и карбонатизированные брекчии основного состава 0–0,6 м
7. Эпидотизированные и карбонатизированные в виде гнезд и линзообразных прожилков (мощность от 1–3 до 5 мм) брекчии основного состава 1,0–1,5 м

Минерализация приурочена к слоям № 4 и 6. В первом случае она представлена примазками медной зелени по трещинам и вкрапленностью халькопирита и халькозина во вмещающих по-

родах. Мощность зоны до 0,6 м. Во втором случае минерализованной является почти вся линза брекчий. Здесь также наблюдается вкрапленность халькопирита, халькозина и примазки медной зелени. Содержание меди в слое № 4 (по данным химического анализа бороздовой пробы) – 0,15 %. Спектральным анализом этой пробы установлено следующее содержание элементов (в %): Cu – 0,07, Pb – н. о., Zn – 0,01, Ni – 0,005, Co – 0,001, As – 0,008, Mo – 0,00008, Ag – 0,0008, Cr – 0,003, Ba – 0,008. В штуфной пробе по данным химического анализа содержание меди – 0,47 %, свинца – 0,06 %, цинка – 0,03 %. В слое № 6 химическим анализом штуфной пробы установлено содержание меди – 0,49 %, свинца – 0,05 %, цинка – 0,03 %. По простиранию минерализация не прослежена.

Пункт минерализации Арепкуловское расположен в 4,8 км северо-восточнее д. Гадьлышино, где приурочен к базальтам машакской свиты, в которых по трещинам наблюдаются примазки медной зелени. Содержание меди в штуфной пробе – до 0,26 %. Пункт минерализации не перспективен [82].

Помимо описанных объектов по результатам проведенных работ выявлены литогеохимические потоки средней контрастности, объединенные во вторичные геохимические ореолы меди, свинца и молибдена. Так же по результатам геохимического опробования коренных пород выявлены первичные геохимические ореолы цинка и молибдена. По результатам минералогического анализа шлиховых проб выявлено наличие в аллювии водотоков самородных металлов, представленных тонкими пластинами предположительно свинца и цинка (?), а так же азурита, объединенных в шлиховые потоки.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ ИТТРИЕВОЙ ГРУППЫ

На площади листа представлены одним пунктом минерализации – *Айгирское* (IV-3-4), который расположен в 2,0 км к северо-западу от пос. Айгир на правом берегу р. Мал. Инзер. Пункт приурочен к второстепенному надвику зоны Караташско-Зюраткульского разлома. На крутом склоне в кварцевых песчаниках зигальгинской свиты встречено 5 прожилков сильно ожелезненного ноздреватого кварца. Мощность прожилков не превышает 0,15 м. Прожилки ориентированы в субширотном направлении, вкрест простирания зоны разлома и слоистости песчаников. Протяженность не превышает 2–4 м. Зона разлома перекрыта коллювием, состоящим из глыб кварцевых песчаников. Восточнее разлома развиты глинистые сланцы, алевролиты и песчаники суранской свиты. Мощность закрытой курумником зоны разлома 25–30 м. Прожилки в песчаниках встречаются в интервале около 100 м. Далее на юг и на север подобных проявлений не наблюдается. Материал прожилков обладает повышенной радиоактивностью (до 150 мкР/ч). Содержание U – от 0,002 до 0,005 %, Th – от 0,006 до 0,0116 %. В следствии небольших размеров и низких содержаний элементов, пункт минерализации интереса не представляет. Вероятность обнаружения более значительного по масштабам редкометалльного оруденения в зоне разлома крайне незначительна, т. к. на всей изученной площади не было обнаружено никаких признаков гидротермального изменения этих пород [74].

ТАНТАЛ, НИОБИЙ

Данный вид полезного ископаемого на площади листа представлен одним *пунктом минерализации в т. н. 8185/14* (IV-1-2). Пункт минерализации выявлен в процессе составления разреза кровли толпаровской толщи венда. По результатам ICP-MS анализа одной сколковой пробы из алевролита содержание тантала составляет 316,95 г/т, ниобия – 128,50 г/т. Внешне породы не изменены, в них не отмечается ни сульфидизации, ни каких-либо других наложенных процессов. По этой причине, с одной стороны говорить о мощности или протяженности не приходится, с другой – интервал разреза несомненно интересен и требует дальнейшего изучения.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО, ПЛАТИНА

Минерализация на площади листа развита весьма ограниченно и представлена двумя пунктами минерализации и несколькими шлиховыми пробами со знаками золота. Пункты минера-

лизации выявлены в процессе маршрутных исследований и локализованы в отложениях суранской свиты. Повышенные содержания золота и платины определены в двух точках – *т. н. 2518* (IV-4-1) и *т. н. 2516/1* (IV-4-2). Золото приурочено к черносланцевым отложениям ангастакской подсвиты суранской свиты. По результатам химического анализа содержание золота составляет 0,1 и 0,35 г/т, платины – 1,19 и 0,1 г/т соответственно.

ПАЛЛАДИЙ

На площади листа данный вид сырья представлен двумя пунктами минерализации – *т. н. 2302/1* (IV-4-5) и *т. н. 2303/1-4* (IV-4-7). Пункты выявлены в процессе маршрутных исследований, локализованы в дайках машакских субвулканических образований. По результатам анализа ICP-MS содержание палладия колеблется от 1,3 до 2,0 г/т.

Кроме описанных объектов на площади листа по результатам опробования донных отложений выявлены аномалии серебра средней контрастности и шлиховой поток со знаками самородного серебра (?) и электрума (?).

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН

Уран в пределах листа представлен 1 рудопроявлением и 1 пунктом минерализации. *Рудопоявление Лемезинское* (I-2-6) расположено на левом борту долины р. Кугашлы в его верхнем течении в 4,7 км юго-восточнее окраины д. Верх. Лемеза. Выявлено при изучении образцов, отобранных на одноименном месторождении горючих сланцев (Поливина М. Г., 1952). Рудопоявление представляет собой серию гамма-аномалий интенсивностью 100–150 мкР/ч и эманионных аномалий интенсивностью 20–62 эман в битуминозных сланцах доманиковского горизонта и элювиально-делювиальных глинах со щебнем тех же сланцев. Аномальная зона прослеживается в северо-восточном направлении на 1 600 м при ширине 50–150 м. Содержание урана колеблется от 0,004 до 0,036 %, в среднем составляя 0,01–0,023 %. Спектральным анализом в сланцах помимо урана установлены повышенные содержания ванадия (0,03–0,3 %) и никеля (0,01–0,1 %).

Пункт минерализации Тирменташ (II-1-6) расположен на левом борту долины руч. Тирменташ в 2,9 км на восток от восточной окраины д. Кизги. Здесь в сланцах доманиковского горизонта верхнего девона выявлены два участка повышенной радиоактивности (до 75 мкР/ч), вытянутых в северо-восточном направлении на 100–200 м при ширине 10–15 м. Содержания урана не превышают 0,01 % (Поливина М. Г., 1952).

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ФЛЮОРИТ

На площади листа известно два рудопоявления флюорита – *Миньякское* (IV-3-18) и *Лапыштинское* (IV-3-23). В 1968 году в районе урочища «Старый Миньяк», в 4 км севернее д. Лапышта А. А. Пацковым при рекогносцировочных маршрутах были обнаружены глыбы доломитов миньякской подсвиты суранской свиты, в которых обнаружены прожилки флюорита. Проявление получило название *Лапыштинское*. По результатам поисковых работ, произведенных в 1969–1971 гг. при производстве геологической съемки масштаба 1 : 50 000, было установлено, что серые и темно-серые карбонатные породы миньякской подсвиты секутся прожилками кварц-карбонатного или чисто карбонатного состава мощностью от 1–2 мм до 3–5 см (редко – до 0,2 м). В отдельных зонах или участках прожилки образуют сгущения мощностью 3–5 м. В них материал прожилков составляет 40–50 % всего объема породы. Ориентированы прожилки в разных направлениях и часто взаимно пересекаются. Карбонаты представлены доломитом, реже – крупнокристаллическим кальцитом. Цвет обычно белый с желтоватым оттенком. Кварц, участвующий в сложении прожилков, светло-серый крупнокристаллический. В отдельных прожилках встречаются гнездообразные обособления фиолетового и темно-фиолетового флюорита размером от 1–2 до 10 мм. Иногда флюорит слагает линзы длиной 2–3 см при мощности до 1 см, очень редко отдельные прожилки мощностью до 0,1 м или серии сближен-

ных прожилок общей мощностью 0,15–0,2 м. Протяженность отдельных прожилок или серий не превышает 3–5 м. Обособления флюорита, как правило, располагаются в карбонатной части прожилок. Содержания незначительные. В интервалах, где наблюдаются сгущения прожилок с видимым обособлением флюорита, содержание CaF_2 колеблется от 0,97 до 16,18 %. В карбонатах без видимых обособлений флюорита при химанализе обнаруживаются лишь следы CaF_2 . В пробе, отобранной из керна скважины № 5 с интервала 127,0–128,5 м, где пересечен крутопадающий прожилок флюорита мощностью до 0,1 м, содержание CaF_2 составляет 38 %. Кроме флюорита в некоторых прожилках – редкая вкрапленность или чаще небольших размеров линзовидные скопления сульфидов (пирита). Обычно сульфиды располагаются в зальбандах. Спектральным анализом в чистом флюорите установлено следующее содержание элементов: Li – 0,001–0,002 %; Rb – 0,0002–0,001 %; Cs – 0,0001 %.

Миньякское проявление расположено в верховьях р. Миньяк, на правом склоне долины. Здесь серые доломиты секутся тонкими (до 1–2 см) прожилками светло-серого крупнокристаллического доломита. В отдельных случаях встречаются гнездовидные и линзовидные обособления светло-фиолетового флюорита. Размер гнезд до 1,5 см, а линзы достигают 5 см в длину при мощности до 2 см. Встречаются такие обособления редко [74].

БАРИТ

Барит на площади листа представлен двумя проявлениями – *Зуяк* (II-2-1), *Бриштамак* (II-2-4) и четырьмя пунктами минерализации данного вида сырья.

Проявление Зуяк расположено на правом берегу р. Инзер между селами Зуяково и Габдюково, в 2,35 км севернее с. Зуяково и 4,7 км восточнее с. Габдюково. Барит представлен жилой с невыдержанной мощностью (в раздувах достигающей 0,5 м) в конгломератах зиганской свиты верхнего венда. Жила прослежена горной выработкой по простиранию на 8 м. Средняя мощность составила 0,28 м. По результатам минералогического анализа протоколов барит составляет 75–100 % не электромагнитной фракции тяжелого шлиха. По данным спектрального анализа содержание бария значительно превышает 3 %, стронция – до 1 %.

Проявление Бриштамак расположено между селами Бриштамак и Бришбаш, в 3,7 км южнее с. Бриштамак и в 4,5 км северо-восточнее с. Бришбаш на левобережье р. Бриш. Представлено коренным обнажением известняков строматолитовых в непосредственном контакте катавской и зильмердакской свит верхнего рифея. Оруденение локализовано в отложениях катавской свиты и представлено прожилками розового барита с редкими вкраплениями галенита. Прожилки мощностью до 3–5 см пронизывают интенсивно лимонитизированные строматолитовые известняки. Мощность рудной зоны вкост простирания прослежена горной выработкой и составляет 7 м. Из зоны отобрано 8 бороздовых проб. По результатам сокращенного минералогического анализа барит в тяжелом шлихе встречается в двух пробах от нескольких знаков до 70 %. В каждой пробе более 10 знаков пирита и халькопирита. Согласно результатам спектрального анализа содержание бария достигает 1 %.

Пункт минерализации Средне-Куюргашлинское (I-2-4) расположен в верховьях р. Сред. Кургашли, в 6 км северо-восточнее пос. Верх. Лемеза. Он представлен валунами барита с редкой вкрапленностью галенита и сфалерита, встречающихся в делювии вблизи контакта доломитов миньярской свиты и песчаников ашинской серии. Барит в коренном залегании не обнаружен. Содержание (спектральный анализ) в барите свинца – до 0,2 %, цинка – 0,1 %, меди – 0,1 %, стронция – 1,0 %. Содержание барита (количественный анализ) – до 54,62 %.

Ниже рудопроявления по течению р. Сред. Куюргашли барит встречается в виде прожилок в щебенке песчаников ашинской серии и в шлихах из современного аллювия [17].

Большинство из описанных объектов относятся к баритовой жильной формации, лишь пункт минерализации Средне-Куюргашлинское можно отнести к барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной формации. Кроме описанных объектов на площади листа в процессе работ выявлены многочисленные литохимические аномалии бария в донных отложениях и коренных породах.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

ФОСФОРИТ

Проявление осадочных пластовых фосфоритов известно по *р. Киндерля* (II-1-3), правому притоку р. Баса, в 6,4 км северо-западнее пос. Усаклы. В 1956–1957 гг. О. О. Галкиной и

М. А. Мульменко участок разведан горными выработками и скважинами. Фосфориты вскрыты в трех профилях на протяжении около 300 м. Они приурочены к швагериновому горизонту сакмарского яруса нижней перми, а в структурном отношении – к северному периклинальному окончанию Алатауской антиклинали. Фосфоритоносная пачка представляет собой тонкое пере-слаивание фосфоритоносных прослоек с алевролитами, глинистыми сланцами, мелкозернистыми песчаниками и редкими прослоями известняков. Суммарная мощность пропластков фосфоритов – от 0,15 до 0,4 м, содержание P_2O_5 – от 5 до 11 %. Из-за малой мощности фосфоритов и плохого качества проявление практического интереса не представляет [17, 72].

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

ПОЛЕВОЙ ШПАТ

На площади листа известно одно рудопоявление полевых шпатов – *Бирьянское* (II-2-2), расположенное на р. Бол. Инзер выше пос. Зуяково. По данным И. Н. Шумского, это проявление приурочено к верхнему горизонту бирьянской подсвиты зильмердакской свиты, прослеживающемуся на десятки километров. Опробованная пачка имеет мощность 35 м. По результатам опробования среднее содержание в песчаниках кварца – 65,30 %, полевого шпата – 33,55 % и щелочей (K_2O+Na_2O) – 4,50 %. Технологические исследования показали, что песчаники рудопоявления являются ценным сырьем для производства тонкокерамических изделий. Запасы их не подсчитывались [17].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

ТАЛЬК

Данный вид сырья на площади листа представлен одним рудопоявлением – *Бурдааскан* (IV-4-20). Рудопоявление находится на правом берегу р. Бол. Инзер, в 2,0 км юго-западнее д. Гадыльшино в левом борту р. Бурдааскан в 0,3 км выше его устья. Оно приурочено к сланцам бердагуловской подсвиты суранской свиты, интенсивно перемятой в мелкие складки и прорванной «машакской» дайкой габбро. Мощность дайки 4–5 м, падение крутое северо-западное. Высокомагнезиальные породы приурочены к углеродистым серицито-глинистым сланцам в экзоконтакте с базитами висячего бока дайки, превращенных в тальково-хлоритовые и хлоритовые породы. Они представлены линзами и гнездами светло-серого талька и высокомагнезиального хлорита-шеррадинита, располагающимися как вблизи контакта, так и в удалении от него, часто в контакте с кварцевыми жилами. Видимая мощность оталькования 5–6 м. Порода бледного, зеленовато-желтого цвета жирные на ощупь. Из-за небольших размеров и бесперспективности выявления более чистого талька, проявление не заслуживает дальнейшего внимания [82].

МАГНЕЗИТ

На площади листа данный вид сырья представлен двумя рудопоявлениями – *Байгазинское* (II-4-1) и *Юшинское* (IV-4-22).

Байгазинское рудопоявление расположено на правом берегу р. Бол. Байгаза. Здесь известно пять линзообразных тел магнетита, приуроченных к известнякам катаскинской подсвиты авзянской свиты. Мощность от 2,5 до 5 м, длина – 100–200 м. Химический состав магнетитов следующий: SiO_2 – 0,20–0,80 %; Al_2O_3 – 0,04–0,62 %; Fe_2O_3 – 0,19–0,84 %; FeO – 0,61–1,70 %; CaO – 6,07–27,02 %; MgO – 23,23–41,91 %.

Юшинское рудопоявление расположено на правом берегу р. Бол. Инзер, в верховье р. Сундуртъялга, в 4,5 км к юго-западу от д. Гадыльшино. Рудопоявление приурочено к верхней части разреза миньянской подсвиты суранской свиты. Оно примыкает к зоне разлома северо-восточного направления, по которому отложения суранской свиты соприкасаются с машакской. Магнетиты залегают в виде пяти пластовых тел мощностью (сверху вниз): 20 м, 25–30 м, 12 м, 15 м и 6 м. Кроме того, наблюдается ряд мелких пропластков мощностью 1,0–2,0 м. Общая мощность залежи 78–83 м. По простиранию тела магнетитов прослежены от 50 до 220 м, по падению их протяженность предполагается от 50 до 115 м. Юго-западный фланг проявления не оконтурен из-за большой мощности рыхлых отложений. Магнетиты находятся в зоне измененных карбонатных пород. В строении рудных тел и вмещающих пород наблюдается четко вы-

раженная зональность: магнезит–доломит–доломитизированный известняк. Химический состав магнезитов следующий (среднее по всем залежам в %): MgO – 42,40; CaO – 2,88; SiO₂ – 4,96. Магнезиты удовлетворяют «Требованиям промышленности...» для производства магнезитового порошка (SiO₂ – не более 4–5 %, CaO – не более 4–6 %), для производства магнезиального цемента (SiO₂ – до 20 %, CaO – не более 4,5 %) [82].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

ИЗВЕСТНЯК

На площади листа известно восемь месторождений строительных известняков, два крупных – *Мулдакаевское* (I-3-1) и *Александровское* (III-3-1), одно среднее – *Бедярышское* (I-3-3) и пять малых – *Бриш* (II-3-1), *Ассынское* (II-3-6), *Инзерское* (III-2-2), *Нукатовское* (III-2-6) и *Миньякское* (IV-3-24). Из них три месторождения законсервированы – *Бедярышское* и *Ассынское*, эксплуатируются 6 месторождений. Месторождения северо-восточной части листа объединены в участки Лемезинский и Ассынский.

К Лемезинскому участку относятся *Мулдакаевское* и *Бедярышское* месторождения. Первое расположено севернее д. Мулдакаево на левобережье р. Бедярыш. На севере месторождение условно ограничено границей Республики Башкортостан, на юге – д. Мулдакаево. Известняки катавской свиты прослеживаются полосой северного простирания с восточным падением, шириной до 250 м и более. Общая прослеженная длина залежи – 2,4 км. Для «полезной толщи» характерно пластовое залегание мощностью 60 м и однородное строение. Редко в известняках отмечаются прослой глинистых сланцев мощностью 0,8–2,5 м. Запасы месторождения по категории С₂ составляют 11,95 млн м³. Возможность прироста запасов имеется на северном продолжении залежи на территории Челябинской области, где выходы известняков прослежены до д. Бедярыш. На юге залежи, южнее д. Мулдакаево, известняки сильно трещиноватые, разрушенные до щебнистого состояния, блочный материал отсутствует.

В Ассынский участок входит собственно *Ассынское* месторождение и месторождение *Бриш*. Первое расположено северо-восточнее долины р. Инзер, на южной окраине с. Ассы. «Полезная толща» представлена пестовой залежью «катавских» известняков мощностью 10,0–65,7 м с постоянными текстурно-структурными особенностями камня. Подсчет запасов произведен до уровня р. Инзер и р. Ямашбика. Максимальная глубина залегания подошвы известняков в контуре подсчета запасов 83,5–93,5 м. Запасы категории С₂ составляют 10,22 млн м³. Ожидаемый выход блоков I–III группы – 53,1 %.

Александровское месторождение (III-3-1) известняков и доломитов миньярской свиты верхнего рифея находится на левом берегу р. Инзер, 7,5 км южнее с. Ассы. Длина разведанной части – 1 960 м, ширина – от 340 до 760 м (средняя – 590 м), средняя мощность – 74,4 м, средняя мощность вскрыши – 9,5 м. Химический состав известняков (в %): CaO – 47,5, MgO – 3,3, п.п.п. – 40,9; доломитов (в %): CaO – 30,9, MgO – 19,1, п.п.п. – 45,1. Установлена возможность получения щебня и дробленого песка. Балансовые запасы камня на 01.01.2010 г. категорий А+В+С₁ составляют 82,169 млн м³, категории С₂ – 20,844 млн м³. Месторождение эксплуатируется [17, 73].

ДОЛОМИТ

На площади листа имеется три малых месторождения доломитов – *Катаскинское* (IV-3-2), *Ремаштинское* (IV-3-5) и *Метязинское* (IV-3-27). Ни одно из них не разрабатывается.

Катаскинское месторождение расположено в 1,3 км западнее пос. Катаскин, в 1,3 км от устья р. Катаскин по азимуту 285° на правом склоне долины р. Бол. Инзер. Доломиты приурочены к реветской подсвите авзянской свиты. Доломиты светло-серого цвета с прослоями серого и темно-серого цвета массивные, местами слоистые, плитчатые, в западной части инкрустированные кальцитом. Мощность пласта 50 м, прослеженная длина – 2 км, ширина – 0,5 км. Химический состав доломитов: SiO₂ – 5,68 %; Al₂O₃ – 1,05 %; Fe₂O₃ – 1,5 %; CaO – 27,47 %; MgO – 19,55 %. Запасы доломитов составляют 100 млн т.

Ремаштинское месторождение расположено в 3,5 км к северо-северо-востоку от д. Ремашта, в 1,5 км от устья р. Ямашта 1-я по азимуту 175°. Приурочено к миньярской свите. Представлено пластовой залежью серых, темно-серых доломитов. Мощность пласта 50 м, длина залежи – 4 км, ширина – 1 км. Химический состав: SiO₂ – 2,98–3,70 %; Al₂O₃ – 0,48–0,60 %; Fe₂O₃ –

0,60–0,70 %; CaO – 28,32–28,88 %; MgO – 20,16–20,86 %. Запасы доломитов составляют 500 млн т.

Метязинское месторождение расположено на правом склоне долины р. Бол. Инзер, в 0,3 км западнее устья р. Метязи. Приурочено к каташкинской подсвите авзянской свиты. Представлено пластовой залежью серых доломитов, мощностью 50 м, длиной – 1 км и шириной – 0,7 км. Химический состав: SiO₂ – 4,86 %; CaO – 28,74 %; MgO – 19,96 %. Запасы доломитов составляют 100 млн т. Доломиты пригодны для производства строительной извести, для дорожного строительства, в химической, кожаной и бумажной промышленности. Горнотехнические условия вполне благоприятны. Доломиты можно добывать открытым способом на глубину до 100 м [74].

МЕРГЕЛЬ

На площади листа известно одно малое месторождение – *Инзерское* (III-3-10). Оно не эксплуатируется. Расположено на р. Мал. Инзер вблизи с. Инзер, где приурочено к 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: SiO₂ – 14,47 %; Al₂O₃ – 3,16 %; Fe₂O₃ – 3,97 %; CaO – 41,28 %; MgO – 1,74 %. Максимальная температура обжига – 1 380–1 400°. Запасы по категории C₂ составляют 24 046 тыс. т. Перспективы увеличения запасов цементного сырья за счет разведки площадей, прилегающих к месторождению, и других участков развития катавской свиты весьма благоприятны [73].

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ И СУГЛИНКИ КИРПИЧНЫЕ

На площади листа известно одно малое месторождение суглинков – *Азовское* (II-1-14) и два малых месторождения глин кирпичных – *Старо-Миньякское* (IV-3-31) и *Татлинское* (IV-4-27). Ни одно из месторождений не разрабатывается [44].

Старо-Миньякское месторождение расположено на урочище «Старый Миньяк», на правом борту долины р. Миньяк, в 5 км от с. Верх. Манява по азимуту 245°. Полезным ископаемым является буровато-коричневая слабопесчанистая, не известковистая, пластичная глина. Средняя мощность глин 4,0 м, мощность вскрыши – 0,5 м, площадь месторождения – 900 тыс. м². Средний химический состав: SiO₂ – 39,28–62,70 %; Al₂O₃ – 12,39–17,07 %; Fe₂O₃ – 7,43–8,54 %; CaO – 1,16–19,08 %; MgO – 1,40–3,02 %; SO₃ – 0,01 %. Запасы по категории C₂ составляют 3,5 млн м³. Проведенные исследования показывают, что глины могут быть использованы в производстве керамзита, ограничено – для производства кирпича и черепицы, т. к. имеют низкое содержание кремнезема и довольно высокое содержание железа [24, 73, 79].

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

ПЕСОК СТРОИТЕЛЬНЫЙ

На площади листа известно два малых месторождения песков строительных – *Азовское-1* (II-1-12) и *Азовское-2* (II-1-13). Оба месторождения учтены Госбалансом и законсервированы. *Месторождение Азовское-1* находится у южной окраины с. Азово, на правом берегу р. Инзер. Месторождение приурочено к высокой пойме р. Инзер. Полезная толща сложена песками, супесями и песчано-гравийными отложениями, залегающими линзообразно под почвенно-растительным слоем мощностью 0,1–0,7 м. Мощность песков и песчано-гравийной смеси колеблется от 0,5–1,0 до 2,0–2,5 м. Пески преимущественно мелко- и тонкозернистые с повышенным содержанием глинистых частиц, грубозернистого и обломочного материала. По химическому составу они преимущественно кварцевые с невысоким содержанием карбонатов. Пески пригодны для использования в качестве отощающей добавки при производстве кирпича марки «125». Запасы месторождения по состоянию на 01.01.2008 г. составляют: по категории A+B+C₁ – 55 тыс. м³, по категории C₂ – 41 тыс. м³.

Месторождение Азовское-2 расположено в 0,3 км юго-восточнее окраины с. Азово, на правом берегу р. Инзер в пределах первой надпойменной террасы. Месторождение сложено песками тонко- и мелкозернистыми иловатыми или глинистыми, местами в нижней части слоя с включениями гравийных зерен размером от 0,5 до 1 см. Содержание песка в отложениях колеб-

лется от 20 до 50 % и более. Мощность песка, супеси и песчано-гравийной смеси находится в пределах от 1,3 до 2,9 м. Пески месторождения по гранулометрическому составу характеризуются как тонкозернистые алевритистые и очень глинистые с наличием обломочного материала. По химическому составу пески с незначительным содержанием кремнезема слабокарбонатные, пригодны для использования в качестве отошающей добавки при производстве кирпича марки «125». Запасы месторождения по состоянию на 01.01.2008 г. составляют: по категории А+В+С₁ – 42 тыс. м³, по категории С₂ – 18 тыс. м³ [24, 79].

ПЕСЧАНИК

На площади листа известно 2 малых месторождения песчаников – *Миньякское* (IV-3-28) и *Татлинское* (IV-4-13) и 6 рудопроявлений. Ни одно из них не эксплуатируются. *Татлинское месторождение песчаников* расположено в 1 км северо-западнее станции Татлы. Месторождение приурочено к отложениям багарыштинской подсвиты юшинской свиты, представленных песчаниками кварцевыми с прослоями филлитовых сланцев. Согласно технологическим испытаниям песчаники относятся к тяжелому бутовому камню марки «1000», по истираемости к марке «И-20» и могут использоваться в качестве щебня для балластирования железнодорожных путей. Ширина развития песчаников, удовлетворяющих техническим условиям для бутового камня, определена приблизительно в 1,2 км, по простиранию они прослежены на 6 км. Средняя видимая мощность песчаников в обнажении составляет 30 м. Запасы по категории С₂ составляют 150 млн м³ (70 % песчаников от общей массы песчаников и сланцев) [74, 82].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГИПС

Гипс представлен одним проявлением. *Калиновское проявление* (I-1-1) расположено на правом берегу р. Лемеза, в 2,7 км по азимуту 306° от д. Верхняя Лемеза. Здесь маршрутными исследованиями в нижней части иренской свиты зафиксирован пласт гипса мощностью 20–25 м. Пласт залегает согласно со вмещающими породами (аз. пад. 305°/25°), уверенно следует по простиранию на 50 м. Гипс серый, светло-серый, белый прозрачный и полупрозрачный мелко- и среднезернистый с тонкими прослоями глинистых известняков. Содержания по результатам химического анализа: СаО – 40,23–40,67 %; SO₃ – 55,43–56,23 %; MgO – 0,12–0,19 %. Вмещающие породы – тонкое переслаивание (3–5 мм) коричневых глинистых известняков и белого непрозрачного гипса. Содержания во вмещающих породах: СаО – 33,58 %; SO₃ – 45,70 %; MgO – 0,12 %.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ЛЕЧЕБНЫЕ ВОДЫ

На площади листа известен один источник минеральных вод с. Ассы. Источник учтен балансом и эксплуатируется. *Источник Ассинский* (II-3-10) выходит из песчаников и сланцев бедерышинской подсвиты зильмердакской свиты, вблизи контакта с пестроцветными известняками катавской свиты. Основной соленый источник (№ 1) расположен в 100 м юго-западнее моста р. Юрмаш в центральной части с. Ассы, в основании левого коренного склона долины р. Юрмаш. Впервые родник каптирован предположительно в 1939 г. Дебит в 1953 г. по данным В. В. Штильмарка составляет 27,2 м³/сут (0,31 л/с). Вода солоновато-горькая (сухой остаток – около 2 400 мг/л), хлористо-натриевая с общей жесткостью 0,35 мг/л. В воде определены: йод, бром, бор, мышьяк, железо, марганец, кремний, фтор, цинк, кобальт, хром, медь, ванадий, никель, алюминий, кадмий, ртуть, полифосфаты, содержание которых ниже бальнеологических норм и не превышает нормы для питьевой воды (кроме марганца). В воде установлено также значительное превышение содержания органических веществ относительно бальнеологических норм (5 мг/л) и для лечебно-питьевых норм (15 мг/л). В роднике № 1 их содержание равно 93,3 мг/л. Дебит родника составляет ориентировочно 400 м³/сут.

Кроме основного источника выявлено около 6 родников с малым дебитом аналогичного минералогического состава. В пределах месторождения пробурено 2 скважины. Одна из них в 1991 г. на территории больницы. При откачке дебит составил 1,5 м³/сут. В 1993 г. после про-

качки скважины дебит составил 8,6 м³/сут при понижении уровня на 3,6 м от статического (21 м).

Скважина № 1 (0102) расположена на питьевом водозаборе с. Ассы, в 1,1 км северо-северо-западнее с. Ассы. Самоизлив воды начался из терригенных пород бедерьшинской подсвиты зильмердакской свиты при глубине забоя 46 м. При глубине скважины 70 м величина напора подземных вод над поверхностью земли составила 3,5 м. Дебит при самоизливе равнялся 0,66 л/с при понижении уровня на 2,2 м от пьезометрического. Минерализация воды равна 2,3–2,4 г/л при сульфатно-хлоридном натриевом или кальциево-натриевом составе. Вода используется в качестве питьевой лечебно-столовой в санатории «Ассы» [83].

ГРЯЗИ ЛЕЧЕБНЫЕ

На площади листа известно одно малое месторождение грязей лечебных, пространственно привязанных к источнику минеральных вод с. Ассы. *Ассинское месторождение* (П-3-10) приурочено к торфяно-болотным отложениям с примесью песчано-щебнистого материала и мощностью 0,5–1,0 м [17].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Согласно схеме минерагенического районирования доолигоценых образований, принятой в серийной легенде Южно-Уральского региона, территорию листа N-40-XVI охватывают части 4 минерагенических зон: **Южно-Предуральской медно-гипсоносно-соленосной (1), Зиганской фосфорито-железо-марганцеворудной (2), Тараташско-Зильмердакской магнетито-цинково-свинцово-железорудной (3), Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железорудной (4)**. Первая из перечисленных зон принадлежит Предуральской минерагенической мегазоне, вторая – Западно-Уральской минерагенической мегазоне, третья и четвертая – Центрально-Уральской минерагенической мегазоне.

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: позднепротерозойская, палеозойская и мезозойско-четвертичная. Эпохи, в свою очередь, подразделяются на этапы, соответствующие близким или родственным формационным группам.

Самая ранняя **позднепротерозойская эпоха** явилась наиболее продуктивной для данной территории. Она включает четыре этапа – ранне-, средне-, позднерифейский и вендский. *Раннерифейский этап* проявлен накоплением терригенно-карбонатных отложений суранской и юшинской свит с железистой, железо-магнезиальной специализацией, часть из которых обогащена фтором. В результате более поздних постдиагенетических преобразований подразделения явились основой для формирования бурожелезняковой, магнетитовой апокарбонатной, флюоритовой карбонатной стратиформной формаций.

Среднерифейский этап ознаменовался началом континентального рифтинга Восточно-Башкирской подзоны, где формировался комплекс машакской контрастной вулканогенно-осадочной ассоциации, плавно переходящей к более глубоководным бассейновым осадкам, с которой на сопредельных с запада и юга территориях пространственно и генетически связано оруденение формации золотоносных конгломератов и платинометалльно-золоторудной черносланцевой формации. К этому же времени относится внедрение машакских субвулканических образований, вмещающих палладиевую минерализацию. С данным этапом связано, очевидно, и формирование первичных гидротермально-осадочных рудных скоплений барита в верхней части авзянской свиты, инициированных процессами растяжения и активизации тектонического режима и связанной с этим миграцией в зоны разгрузки освобожденных катагенетических флюидов [3]. В этот же период накапливаются обогащенные железом авзянская и зигазино-комаровская свиты.

В *позднерифейский и вендский этапы* в результате тектоно-магматической активизации происходит ремобилизация и переотложение барита в ослабленных проницаемых зонах новообразованными флюидами, сформировавшимися при дальнейшей трансформации глинистых минералов, перераспределение первичных осадочных концентраций железа. Эти же процессы приводят к низкотемпературной метасоматической переработке магнийсодержащих и фторсодержащих карбонатных отложений с формированием магнетитовой апокарбонатной и флюоритовой карбонатной стратиформной формаций. В начале позднерифейского этапа в условиях регрессии морского бассейна с перерывом осаждаются кварцевые псефито-псаммиты зильмердакской шлировой формации, представляющие, по мнению некоторых исследователей, осадки близкие к аллювиальным и аллювиально-дельтовым фациям [42]. К данным отложениям приурочены скопления титановых минералов, по всей видимости, являющиеся фрагментами древних россыпей.

Палеозойская минерагеническая эпоха на территории листа проявлена двумя этапами: девонским и каменноугольным. Оба этапа малопродуктивны. В *девонский этап* происходит накопление в отдельных частях морского бассейна отложений карбонатно-глинистого, кремни-

стого состава, обогащенных органическим веществом, и формирование формации горючих сланцев. К *каменноугольному этапу* относится формирование сидеритовых залежей в доломит-известняковой толще нижнего карбона.

В **мезозойско-четвертичной минерагенической эпохе** выделяются два этапа: мезозойско-миоценовый и плиоцен–четвертичный. *Мезозойско–миоценовый этап* характеризуется стабильными платформенными обстановками. В этот этап начинается интенсивное окисление железных руд с формированием собственно бурожелезняковой формации, которое продолжается и в плиоцен–четвертичном этапе. С *плиоцен–четвертичным этапом* связано также формирование месторождений «рыхлых» строительных материалов – песчано-гравийных смесей, глин.

Все выявленные на территории листа рудные формации отражают те или иные совокупности геологических процессов, определяемые как **рудоформирующие системы (РФС)**. Системы подразделяются на три типа: осадочные, магматические и полигенные.

Осадочные РФС представлены хемогенным подтипом, к которому относятся фосфоритовая, кремнисто-карбонатная, гипс-ангидритовая, сульфатно-карбонатная формации и формация горючих сланцев. Для фосфоритовой кремнисто-карбонатной формации характерен литологический фактор контроля оруденения, который заключается в наличии пород, сложенных глинистым алевритовым материалом, обогащенным тонкорассеянным дисперсным углеродистым веществом. В стратиграфическом отношении фосфориты приурочены к отложениям нижней перми. Гипс-ангидритовая сульфатно-карбонатная формация локализована в эвапоритах и субэвапоритах нижней перми (филипповская и иренская свиты). Литолого-стратиграфический контроль формации горючих сланцев проявлен в разрезе франского яруса верхнего девона породами карбонатно-глинистого, кремнистого состава, обогащенными сингенетичным осадконакоплением органическим веществом.

Магматические РФС представлены дайками габброидов машакского комплекса, с которыми пространственно и генетически связаны рудопроявления палладия, относимые нами к платино-металльной ультрамафит-мафитовой формации.

Полигенные РФС характеризуются участием в формировании концентраций полезных ископаемых большого числа разнообразных факторов и неодноактностью процесса рудообразования. На территории листа полигенные рудоформирующие системы представлены наиболее широко и являются наиболее продуктивными. Именно ими сформированы рудопроявления магнезитовой апокарбонатной, флюоритовой стратиформной, баритовой жильной и бурожелезняковой формаций в Тараташско-Зильмердакской и Златоустовско-Авзянской минерагенических зонах.

Формирование магнезитовой апокарбонатной формации генетически предопределено фазовыми переходами при карбонатнакоплением в эвапоритовом бассейне от известняка к доломиту и далее к магнезиту. В этом смысле карбонатные осадки суранской свиты выступают рудогенерирующими системами. Генезис доломита диагностируется как диагенетический, а формирование магнезита, вероятно, связано с более глубокими процессами постседиментационного преобразования. Окончательное становление магнезитовых месторождений, вероятно, оторвано от седиментационных процессов и предопределено вторичным или перераспределением полезного компонента. Локальный контроль осуществляется зонами тектонических нарушений.

Для флюоритовой карбонатной стратиформной формации существенную роль играют формационный, литолого-стратиграфический и структурно-тектонический факторы контроля оруденения. Формационный фактор обусловлен благоприятным комплексом карбостромовой формации, формировавшейся в палеобассейне с повышенной соленостью, что привело к обогащению доломитов фтором [19]. Литолого-стратиграфический фактор проявлен четкой приуроченностью прожилково-вкрапленной флюоритовой минерализации к доломитам миньякской подсвиты, а жильного оруденения к зоне контакта доломитовой миньякской и сланцевой бердагуловской подсвит суранской свиты. Структурно-тектонический фактор выражен отчетливым пространственным контролем известных на сопредельных с юга территориях месторождений и рудопроявлений зоной крутопадающего разлома, которая фиксируется дроблением, интенсивной складчатостью, образованием линейных кор выветривания и метасоматическими изменениями (флюоритизацией) пород.

Набор факторов, контролирующих размещение объектов баритовой жильной и прогнозируемой барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной формации, вытекает из модели ее формирования железистой (железо-магнезиальной) специализации, согласно которой первичные гидротермально-осадочные концентрации барит-полиметаллических руд сформировались в конце авзянского времени в результате экстракции рудоносных флюидов в осадочный бассейн из глубинных горизонтов палеогидрогеологического бассейна в зонах разгрузки, приуроченных к крупным тектоническим нарушениям. «Тектоно-термальная» активизация венда (?), обусло-

вила переотложение руд процессами ремобилизации в ослабленных проницаемых зонах новообразованными флюидами, сформировавшимися при дальнейшей трансформации глинистых минералов рифейского бассейна породообразования [39]. Таким образом, рудовмещающими для данного типа оруденения могут выступать контрастные по составу терригенно-карбонатные отложения в возрастном диапазоне от среднего рифея (авзянская свита) до венда и находящиеся в зонах влияния крупных тектонических нарушений северо-восточного или субмеридионального простирания. Косвенными поисковыми признаками баритового оруденения являются первичные ореолы, литохимические потоки и вторичные ореолы рассеяния Ba, Sr, Zn, Ga, Pb.

К полигенным РФС следует отнести, видимо, и широко развитое в пределах листа железное оруденение, формационная принадлежность которого условно определена нами как бурожелезняковая кор выветривания. Для данного типа оруденения наиболее существенную роль играют литолого-стратиграфический, геоморфологический, структурно-тектонический и геохимический факторы контроля. Литолого-стратиграфический фактор проявлен в приуроченности руд к определенным стратиграфическим горизонтам. В пределах Лапыштинского железорудного узла контроль осуществляется лапыштинской подсвитой суранской свиты и вязовской подсвитой юшинской свиты нижнего рифея; в пределах Туканской железорудной зоны – катаскинской подсвитой авзянской свиты и зигазино-комаровской свиты среднего рифея. Структурно-тектонический контроль проявлен в приуроченности известных рудных полей к зонам крупных тектонических нарушений северо-восточного простирания. Повышенная трещиноватость пород в зоне тектонических нарушений, по-видимому, способствует развитию линейных кор выветривания и формированию окисленных руд по первично сидеритовым. Геохимический фактор проявлен в железистой (железо-магнезиальной) специализации рудоносных подразделений [19]. Геоморфологический фактор выражен в приуроченности большинства рудных полей к наиболее ранним денудационным поверхностям олигоцен–миоценового возраста с повышенной мощностью элювиально-делювиальных отложений.

Южно-Предуральская медно-гипсоносно-соленосная минерагеническая зона (1) большей частью площади соответствует Абдулакско-Корпачевской структурно-фациальной зоне. Ей принадлежит лишь небольшая северо-западная часть листа (177 км²), сложенная преимущественно карбонатно-терригенными, галогенными комплексами нижней перми. Весьма незначительную часть в ее составе занимают терригенные образования триаса. Продуктивность зоны в пределах листа практически равна нулю, поскольку объекты полезных ископаемых представлены здесь лишь проявлением гипса, выявленным в процессе ГДП-200. Перспективность данного таксона также низка, поскольку отсутствуют поисковые признаки как прямые, так и косвенные, которые указывали бы на возможность выявления в его пределах сколь-нибудь значимых новых объектов. Геохимическими исследованиями здесь определены высококонтрастные литохимические потоки рассеяния хрома, однако природа их неясна. Геологическая ситуация не позволяет интерпретировать их как признаки хромитового оруденения.

Зиганская фосфорито-железо-марганцеворудная минерагеническая зона (2), соответствующая площади распространения подразделений Михайловско-Вайгачской подзоне Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны, протягивается узкой полосой (10–12 км) в северо-западной части листа юго-восточнее описанной выше Южно-Преуральской МЗ, занимая незначительную часть его территории (518 км²). В пределах зоны развиты девонские и каменноугольные терригенные, карбонатно-терригенные, терригенно-карбонатные комплексы. Продуктивность зоны в пределах листа низкая и представлена несколькими мелкими месторождениями железа и горючих сланцев, проявлением фосфоритов. Перспективы зоны на стадии проектирования работ связывались в первую очередь с оруденением марганцевой карбонатной формации, аналогичным известному в южной ее части (Шигрышко-Зианчуринский марганцеворудный узел) [51]. В ходе ГДП-200 геохимическими исследованиями в пределах зоны были выявлены комплексные аномалии в современном аллювии и коренных породах, которые с уверенностью можно интерпретировать как признаки марганцевого оруденения. Однако детальными заверочными работами (поисковые маршруты, горные работы), проведенными в контурах аномальных геохимических объектов, проявления марганцевой минерализации так и не были установлены. В связи с этим, перспективность зоны на данной стадии изученности оценивается как низкая.

Наиболее продуктивной на сегодняшний день является **Тараташско-Зильмердакская магнетито-цинково-свинцово-железорудная минерагеническая зона (3)**, большей частью площади соответствующая Западно-Башкирской подзоне Башкирской СФЗ. Она примыкает с востока к описанной выше Зиганской МЗ и охватывает территории в 3 395 км². В целом для зоны характерен возрастной интервал накопления полезных ископаемых от архея до раннего венда, однако в пределах листа проявлен лишь средне-, позднерифейский и вендский минерагенические этапы. Продуктивность зоны связана в первую очередь с железорудными объектами, лока-

лизованными в терригенно-карбонатных комплексах среднего и позднего рифея. Помимо этого здесь установлены признаки баритового, барит-полиметаллического оруденения, представленные проявлениями и пунктами минерализации барита, как известные ранее, так и выявленные в ходе ГДП-200. Перспективы зоны определяются возможностью выявления в ее пределах новых объектов баритовой жильной и барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной рудных формаций. Наиболее перспективная часть минерагенической зоны выделена в *Ассинский* (3.0.2) и *Реветский* (3.0.3) *баритоворудные потенциальные узлы*, подробное описание которых приводится в соответствующем разделе. В целом перспективность зоны оценивается как средняя в связи с отсутствием промышленно значимых рудных объектов прогнозируемых формаций. Перспективы железного оруденения, сосредоточенного в *Туканской железорудной зоне* (3.0.1), на территории листа большинством исследователей оцениваются как низкие.

Златоустовско-Авзянская золото-титаново-железородная минерагеническая зона (4) примыкает с востока к описанной выше Тараташско-Зильмердакской и соответствует Восточно-Башкирской структурно-формационной подзоне Башкирской СФЗ. Она охватывает сравнительно небольшую (735 км²) юго-восточную часть листа. На территории листа в пределах минерагенической зоны развиты терригенные, терригенно-карбонатные, вулканогенно-терригенные комплексы нижнего и среднего рифея. Продуктивность зоны в пределах исследуемой площади средняя и обусловлена, в первую очередь, достаточно широким развитием железного оруденения в пределах *Лапыштинского железорудного узла* (4.0.2), а также наличием рудопроявлений меди, магнезита, флюорита, талька. Перспективы зоны связаны с возможностью выявления новых объектов флюоритовой карбонатной стратиформной, магнезитовой апокарбонатной, платинометалльной ультрамафит-мафитовой, платинометалльно-золоторудной черносланцевой формаций, формации золотоносных конгломератов. Наиболее перспективные части зоны выделены в *Исмакаевско-Суранский магнезито-флюоритоворудный* (4.0.1) и *Машакский платино-золоторудный* (4.0.3) *потенциальные узлы*. Перспективность зоны в целом оценивается как средняя в связи с отсутствием промышленно значимых объектов большинства из перечисленных формаций.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Традиционными для данной территории полезными ископаемыми ранее считались в основном железо и титан. Промышленно значимые железорудные объекты здесь известны давно и в достаточной степени исследованы. Большинство исследователей считает маловероятным существенный прирост запасов данного полезного ископаемого [28]. Существующие прогнозные оценки для *Туканской железорудной зоны* (3.0.1) и *Лапыштинского железорудного узла* (4.0.2) касаются в первую очередь их южных частей, расположенных за пределами листа. Собственная переоценка прогнозных ресурсов при ГДП-200 не проводилась. Прогнозные ресурсы железа категории Р₃ для северной части Лапыштинского узла приведены на основании фондовых данных [83], согласно которым прогнозные ресурсы для всего Лапыштинского узла составляют 12 млн т. Учитывая то, что часть узла, расположенная в пределах листа N-40-XVI, составляет 50 % его общей площади, ресурсы железа здесь оцениваются в 6 млн т.

Поисковые работы на титан, проведенные в 1957–1958 годах не выявили сколь-нибудь значимых объектов. По мнению Соловьева И. Н., проведение дальнейших более детальных исследований нецелесообразно из-за незначительных размеров рудных пачек и невыдержанности их по простиранию.

В то же время анализ ретроспективных данных с учетом результатов ГДП-200 по листам N-40-XXII и N-40-XVII, а также проведение собственных планомерных геохимических исследований на всей территории листа позволили по-новому оценить перспективы района на флюоритовое, магнезитовое, барит-полиметаллическое и благороднометалльное оруденение. По результатам ГДП-200 в пределах листа выделено 2 новых потенциальных баритоворудных узла в Тараташско-Зильмердакской магнезито-цинково-свинцово-железородной минерагенической зоне. Помимо этого, для двух потенциальных узлов (*Исмакаевско-Суранский магнезито-флюоритоворудный* и *Машакский платино-золоторудный*), выделенных при ГК-1000/3, существенно уточнены границы и проведена переоценка прогнозных ресурсов.

Ниже приведена характеристика тех минерагенических единиц, для которых выявлены положительные факторы прогноза полезных ископаемых. Список прогнозируемых объектов с характеристиками и рекомендациями отражен в приложении 3.

Ассинский баритоворудный узел потенциальный (3.0.2) расположен в центральной части листа и входит в состав Тараташско-Зильмердакской магнезито-цинково-свинцово-железород-

ной минерагенической зоны; площадь – 238 км². В структурном отношении узел приурочен к ядру Инзерской синклинали. С запада и востока оконтурен тектоническими нарушениями взбросовой кинематики. Площадь узла сложена карбонатно-терригенными образованиями верхнего рифея: строматолитовыми и пелитоморфными известняками катавской свиты, кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами инзерской свиты и четвертой подсвиты зильмердакской свиты, прорываемые дайками габброидов криволукско-мисаелгинского интрузивного комплекса.

Геохимическими исследованиями в ходе ГДП-200 здесь установлены комплексные аномалии Ga, Sc, Pb, Ba, Zn, Y, Cu в донных отложениях и коренных породах. Аномалии в донных отложениях характеризуются большой площадью, но низкой контрастностью и малым набором аномалиеобразующих элементов, среди которых наибольший интерес представляют Ba и Pb. Комплексная аномалия в коренных породах развита в центральной и западной частях узла, имеет гораздо меньшую площадь (56,3 км²) и при этом характеризуется более широким набором элементов и более высокой контрастностью: Cu,Zn,Ba,Y(2,1); Mn(1,9); V,Ga,Pb(1,6). Контрастность аномалий Ba в коренных породах в отдельных точках достигает 49,9; Pb – 7,1; Zn – 4,0.

Выявленные здесь два пункта минерализации и одно рудопроявления барита приурочены к контакту известняков катавской свиты и кварцевых песчаников зильмердакской свиты и представлены прожилками и мелкой вкрапленностью. В шлиховых пробах из современного аллювия отмечаются знаковые содержания сфалерита, галенита, азурита.

Перспективы узла связаны с возможностью выявления здесь новых объектов баритовой жильной и барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной формаций. Апробированные прогнозные ресурсы категории Р₃ оценены по потокам рассеяния и составляют: барит – 3,2 млн т; цинк – 95 тыс. т; свинец – 56 тыс. т. Наиболее благоприятными для локализации оруденения представляются контакты карбонатных отложений катавской свиты с терригенными породами перекрывающей инзерской свиты и подстилающей зильмердакской свиты.

Реветский баритоворудный узел потенциальный (3.0.3) расположен в южной части листа, входит в состав Тараташко-Зильмердакской магнезито-цинково-свинцово-железородной минерагенической зоны; площадь – 217 км². В структурном отношении узел приурочен к ядру Инзерской синклинали. Восточная граница узла проходит вдоль Караташко-Зюраткульского надвига. В северной части узел пересекает взброс северо-западного простирания. На территории узла развиты карбонатные (катавская свита), терригенные (инзерская и зильмердакская свиты) и терригенно-карбонатные (авзянская свита) образования среднего и верхнего рифея, прорванные дайками габброидов криволукско-мисаелгинского интрузивного комплекса.

Основанием для выделения узла явилась совокупность благоприятных геологических условий и косвенных поисковых признаков баритового оруденения. К благоприятным геологическим условиям относится чередование в разрезе карбонатных и терригенных толщ в сочетании с зонами влияния тектонических нарушений. Геологическая позиция узла очень близка к геологической позиции Кужинского магнезито-полиметаллически-баритоворудного узла, в пределах которого известно промышленно значимое баритовое оруденение (Кужинское месторождение), локализованное на контакте кужинской толщи и зильмердакской свиты в зоне влияния крупного тектонического нарушения [80].

Поисковые признаки проявлены сближенными комплексными аномалиями в донных отложениях (АГО 2.2, 2.0.1, 2.0.2) и коренных породах, выявленных при ГДП-200. В северной части узла аномалии в донных отложениях характеризуются низкой контрастностью и узким спектром: Ba,Ga,V(1,6). В коренных породах здесь отмечаются два аномальных поля. Интенсивность юго-восточного поля выше, его геохимическая характеристика выглядит следующим образом: Ba(4,6); La(2,2); Cu,Pb,Mn(1,8); Zn(1,5). Максимальная контрастность аномалий Ba достигает 1,9; Pb – 7,9; Zn – 2,9. Наиболее высокие коэффициенты вариации характерны для Ba (171 %), Mn (103 %) и Cu (84 %).

В центральной части узла геохимическое поле в донных отложениях характеризуется достаточно широким спектром: Co(1,8); V,Mo(1,6); Mn,Pb,Cr,Ba(1,5), но низкой контрастностью.

В юго-западной части узла аномалии в донных отложениях характеризуются низкой контрастностью и узким геохимическим спектром: Ga(2,3); Ba,La(1,6). Комплексная аномалия в коренных породах имеет меньшую площадь (29,4 км²), но отличается более высокой интенсивностью и широким спектром аномалиеобразующих элементов: Ba(5,6); Mn(1,8); Pb(1,7); Zn,Sr,V(1,6). Максимальная контрастность аномалий Ba достигает 60,3. Наиболее высокие коэффициенты вариации характерны для Ba (118 %), Sr (159 %), V (101 %).

В ходе ГДП-200 в центральной части узла выявлен пункт минерализации барита, условно отнесенный к баритовой жильной формации и приуроченный к полю развития верхней части

авзянской свиты (пятая и шестая подсвиты объединенные). По данным предшественников [75] в центральной части поля зафиксированы локальные высококонтрастные вторичные ореолы рассеяния Ва (до 0,5–1 % по результатам ПКСА) и шлиховые потоки барита со знаковыми и весовыми содержаниями.

Перспективы узла связаны с возможностью выявления здесь новых объектов баритовой жильной и барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной формаций. Апробированные прогнозные ресурсы категории P_3 , оцененные по потокам рассеяния и первичным ореолами, составляют: барит – 3,6 млн т; цинк – 108 тыс. т; свинец – 85 тыс. т. Наиболее благоприятными для локализации оруденения представляются контакты карбонатных отложений катавской и авзянской свит с терригенными породами инзерской и зильмердакской свит.

Исмакаевско-Суранский магнезито-флюоритоворудный узел потенциальный (северная часть) (4.0.1) расположен в южной части площади в пределах Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоны; площадь – 63 км². Узел выделен при ГК-1000/3. В ходе ГДП-200 границы его уточнены и расширены в северо-восточном направлении.

В структурном отношении узел приурочен к Миньякско-Бердагуловской антиклинали. Преимущественным развитием в его пределах пользуются бердагуловская и миньякская подсвиты суранской свиты нижнего рифея, с которыми на сопредельных с юга территориях (лист N-40-XXII) связаны промышленно значимые объекты магнезитовой апокарбонатной (Исмакаевское месторождение) и флюоритовой карбонатной стратиформной (Суранское месторождение) формаций. Вдоль западной границы узла проходит главный Краташско-Зюраткульский надвиг. Флюоритовая минерализация в пределах узла представлена двумя рудопроявлениями, из которых одно (Лапыштинское) наряду с Суранским месторождением признано перспективным в качестве источника оптического сырья [19]. Работами прошлых лет [75] в северной части узла на территории листа N-40-XVI выявлены многочисленные контрастные вторичные ореолы рассеяния фтора с содержаниями от 100 до $1\ 000 \cdot 10^{-3}$ %, а также шлиховые потоки флюорита со знаковыми содержаниями. Магнезитовая минерализация на данной стадии изученности в пределах узла не выявлена.

Геохимическими исследованиями здесь выявлены комплексные аномалии в донных отложениях и коренных породах. В первых аномалии характеризуются широким спектром элементов. Обобщенная геохимическая характеристика выглядит следующим образом: Ni(3,0); Co(2,0); В,Мо(1,8); Mn,Ga(1,6); Pb(1,5). Наиболее контрастные аномалии образуют Ni (Кс до 5,1), В (Кс до 4,6) и Co (Кс до 3,2). Комплексная аномалия в коренных породах выделяется в юго-западной части узла. Она характеризуется средней контрастностью ($\Sigma Кс - 10,1$), относительно высокой дифференциацией ($V_{ср} - 70$ %) и широким спектром породообразующих элементов: Ст(1,9); Cu(1,8); Co,Мо(1,7); Mn,Y(1,5). Перспективы узла связаны с возможностью выявления здесь новых объектов магнезитовой апокарбонатной и флюоритовой карбонатной стратиформной формаций.

Авторская оценка прогнозных ресурсов флюорита выполнена методом аналогии. В качестве эталонного объекта принята Западно-Суранская рудная подзона, для которой учтенные прогнозные ресурсы флюорита категорий P_3 и P_2 составляют 7,2 млн т (Попов Е. В., 2006). Протяженность Западно-Суранской подзоны – 30 км. Таким образом, линейная продуктивность составляет 0,24 млн т/км. Длина потенциально продуктивной части узла – 18 км, коэффициент подобия принят равным 0,8, коэффициент надежности – 0,6. Прогнозные ресурсы флюорита для Исмакаевско-Суранского магнезито-флюоритоворудного потенциального узла в пределах листа N-40-XVI составляют: $0,24 \times 18 \times 0,8 \times 0,5 = 2,1$ млн т.

Авторская оценка прогнозных ресурсов магнезита категории P_3 выполнена также по методу аналогии. В качестве эталонного объекта принято Исмакаевское месторождение, кондиционные запасы которого категории C_1 составляют 106,9 млн т [83]. Общие размеры месторождения составляют по простиранию рудной залежи – 1 000 м, по падению – 800 м, мощность пластовой залежи в ядре синклинали – до 350 м. Таким образом, площадь месторождения – 0,35 км², а удельная продуктивность (C_y) – 305 млн т/км². Площадь потенциального рудного узла – 63 км², коэффициент рудоносности, учитывающий переход от продуктивности месторождения к продуктивности узла, – 0,01; коэффициент подобия – 0,8, коэффициент надежности прогноза – 0,6. С учетом принятых параметров прогнозные ресурсы магнезита категории P_3 для Исмакаевско-Суранского магнезито-флюоритоворудного потенциального узла составляют: $305 \times 0,01 \times 63 \times 0,8 \times 0,6 = 92$ млн т.

Машакский платино-золоторудный узел потенциальный (4.0.3) расположен в юго-восточной части площади в пределах Златоустовско-Авзянской золото-титаново-железородной минерагенической зоны; площадь – 202 км². Узел выделен при ГК-1000/3. В ходе ГДП-200 границы его существенно уточнены и расширены. Основанием для выделения узла послужило широкое

развитие здесь образований машакской свиты, с которыми на сопредельных с востока и юга территориях (лист N-40-XVII, XXII) связаны рудопроявления золота и платиноидов формации золотоносных конгломератов и платинометалльно-золоторудной черносланцевой формации [50, 19, 20].

В структурном отношении узел приурочен к ядру Юшинско-Багарыштинской синклинали. В центральной и юго-восточной частях узла отмечаются тектонические нарушения сложной кинематики северо-восточного простирания. Широко развиты дайки габброидов юшинского и машакского интрузивных комплексов. Известное оруденение представлено проявлениями меди и магнезита. В ходе ГПД-200 здесь выявлены пункты минерализации палладия, связанные с сульфидизированными габброидами машакского комплекса с содержаниями Pd по результатам ISP-MS – 1,4–2,3 г/т. А также пункты минерализации золота и платины, локализованные в кремнисто-углеродистых алевролитах четвертой подсвиты суранской свиты с содержаниями Pt – от 0,1 до 1,19 г/т; Au – 0,1–0,35 г/т по данным химического анализа. Геохимическими исследованиями здесь выявлены обширные комплексные аномалии Co, Mn, V, Mo, Sc, Cu, Pb в донных отложениях.

Перспективы узла связаны с возможностью выявления здесь новых объектов золота и платиноидов формации золотоносных конгломератов, платинометалльно-золоторудной черносланцевой и платинометалльной ультрамафит-мафитовой формаций. Авторские прогнозные ресурсы золота и палладия оценивались по аналогии с таковыми для данного таксона на сопредельной с востока территории. Ресурсы категории P₃ для северо-восточной части узла в пределах листа N-40-XVII составляли: Au – 61 т, Pd – 37 т при площади 237 км² [20]. Удельная продуктивность: Au – 0,26 т/км²; Pd – 0,16 т/км². Площадь узла в пределах листа N-40-XVI – 202 км², коэффициент подобия – 0,8, коэффициент надежности – 0,6. Таким образом, прогнозные ресурсы для юго-западной части узла составляют: Au – 25 т; Pd – 16 т.

Перспективы территории связаны с редкими (тантал и ниобий) и редкоземельными (элементы цериевой группы) металлами, пункты минерализации и контрастные аномалии выявленные в ходе ГДП-200 в породах толпаровской и суировской толщ. Оценить, сколь-нибудь достоверно эти перспективы на данной стадии изученности не представляется возможным. Этот вопрос, несомненно, требует более детальных исследований.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

При выполнении работ в рамках ГДП-200 специализированные гидрологические исследования не проводились. За основу гидрогеологической характеристики территории использованы материалы гидрогеологической карты СССР (Том XV, Башкирская АССР) [44], геологической карты Российской Федерации N-40 [21] и материалы геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [72, 73, 75, 86]. Гидрогеологическое районирование проведено по материалам ФГУПП «Гидроспецгеология» (2011 г.).

В гидрогеологическом отношении территория неоднородна. В ее пределах выделяются подразделения входящие в состав *Бельского предгорного артезианского бассейна* (I_1) в восточной части **Восточно-Европейского сложного артезианского бассейна** (I), *Западно-Уральского* (II_1) и *Центрально-Уральского* (II_2) *гидрогеологических массивов* в составе **Уральской сложной гидрогеологической складчатой области** (II). В их строении принимают участие сложно-дислоцированные терригенные и карбонатные осадочные породы, прорванные редкими дайками и силлами основного состава, раздробленные главными и второстепенными разрывными нарушениями с оперяющими их трещинами. В орографическом плане структурам соответствуют денудационная равнина Предуралья, остаточные горы западного склона Урала и приподнятые горные массивы Южного Урала. В пределах Бельского артезианского бассейна выделены водоносные и относительно водоупорные горизонты: нижнетриасовый, уфимско–татарский, кунгурский, ассельско–артинский. На площади Западно-Уральского и Центрально-Уральского гидрогеологических массивов распространены водоносные зоны экзогенной трещиноватости и закарстованности: девонско–каменноугольная, девонская, рифейско–вендская.

Кроме вышеперечисленных гидрогеологических таксонов выделен трансрегиональный аллювиальный горизонт, распространенный во всех структурных единицах района.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (aQ) основное распространение имеет в пределах долин крупных рек, где его ширина достигает 1 км и более. Горизонт сложен аллювиальными отложениями надпойменных террас, пойм и русел, и представлен песками, гравием, галечниками. В основании разреза, как правило, залегают валуны или гравийники. Мощность изменяется от первых метров до 20 м (долины рек Инзер, Лемеза, Зилим и др.). Коэффициенты водопроницаемости увеличиваются от верховий рек к устьям и изменяются от 10–50 до 5 000–8 000 м²/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 от 1–2 до 5–8 м, реже – до 10 м. Водообильность различная. Удельные дебиты колодцев составляют от десятых долей дм³/с до 50 дм³/с. Воды пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые с минерализацией до 0,5 г/л, с общей жесткостью не превышающей 3–5 мг-экв/дм³. Химический состав зависит от состава поверхностных вод, чья доля в водах горизонта по гидрохимическому балансу достигает 70–95 %. Ресурсы 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. Доля речных вод тем больше, чем лучше гидравлическая связь подземных и поверхностных вод, и выше проницаемость русловых отложений. Поверхностные воды слабоминерализованные гидрокарбонатные кальциевые. Минерализация вод р. Инзер – 0,2 г/л и р. Лемеза – 0,2 г/л. Большое влияние на степень взаимосвязи подземных и поверхностных вод оказывает кольматация (заливание русла), которая увеличивается в маловодные годы и меженные периоды, что приводит к «отрыву» уровня поверхностных вод от подрусловых. Подземные воды горизонта играют основную роль в водоснабжении населенных пунктов.

БЕЛЬСКИЙ ПРЕДГОРНЫЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Водоносный нижнетриасовый горизонт (T_1) представлен весьма малой площадью распространения. Наибольшее распространение комплекс имеет западнее площади листа в междуречье рек Ик и Дема, где характеризуется горизонтальным залеганием в терригенных породах. Водоносными являются пласты песчаников или алевролитов. Количество водонасыщенных прослоев непостоянно и колеблется от 2 до 3 при мощности от 10 до 20 м. Водоносные прослои разделены водоупорными слаболитифицированными глинами мощностью до 5 м. Глубина залегания подземных вод горизонта изменяется от 3–9 до 20 м. Воды безнапорные, разгружаются в виде нисходящих родников, дебиты которых изменяются от 0,1 до 2 $\text{дм}^3/\text{с}$. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые-натриевые пресные (минерализация обычно не превышает 0,5 $\text{г}/\text{дм}^3$) с общей жесткостью до 7 мг-экв/ дм^3 . Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка приурочена к склоновым частям водоразделов или долинам рек и ручьев.

Сложный уфимско-татарский водоносный комплекс ($P_{1u}-P_{3t}$) с высокой степенью фациальной изменчивости на площади листа соответствует нежинской свите, представленной чередованием известковистых граувакковых песчаников, аргиллитов и мергелей, с прослоями известняков, доломитов и конгломератов. В разрезе присутствует несколько водообильных слоев, однако они не выдержаны ни в разрезе, ни по простиранию. Именно по этой причине выделяется единый водоносный комплекс. Мощность достигает 500 м. Минерализация вод обычно 0,3–0,5 $\text{г}/\text{дм}^3$, в нижней части разреза, в зоне затрудненного водообмена до 1,0–3,0 $\text{г}/\text{дм}^3$. По составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые с общей жесткостью до 5–6 мг-экв/ дм^3 . В нижних водоносных слоях состав вод меняется на сульфатный кальциевый. Воды выше гидрографической сети и на водоразделах безнапорные, при их более низком гипсометрическом положении и вниз по разрезу они приобретают напор. Использование комплекса для хозяйственно-питьевого водоснабжения на площади листа не установлено.

Кунгурский условно водоносный горизонт (P_{1k}) распространен на участках его выхода на дневную поверхность или при неглубоком (50–80 м) залегании галогенных, реже карбонатных пород филипповской и иренской свит, при условии их закарстованности и трещиноватости в близповерхностных условиях. Подземные воды вскрываются на глубинах от 20 до 50–80 м. Воды, расположенные выше гидрографической сети, безнапорные пресные, либо – солоноватые, ниже они приобретают напор и повышенную минерализацию. Горизонт имеет довольно широкое распространение. Водопроницаемость характеризуется показателями от 10–250 до 1 300 $\text{м}^2/\text{сут}$. Повышенные величины характерны для закарстованных карбонатных 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 атмосферных осадков через карстовые воронки. В пределах речных долин питание осуществляется за счет перетекания из четвертичного аллювиального горизонта. По химическому составу воды сульфатно-гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-сульфатные магниевые-кальциевые с минерализацией от 0,5 до 10 $\text{г}/\text{дм}^3$. Воды горизонта используются в бальнеологических целях. Так, широкую известность получил источник «Горький Ключ», расположенный южнее площади листа в с. Красноусольский. Воды используются как для промышленного розлива, так и в качестве лечебно-столовой воды в одноименном санатории. Утвержденные запасы минеральных подземных вод источника составляют 86,4 $\text{м}^3/\text{сут}$ [21].

Водоносный ассельско-артинский горизонт ($P_{1a}-ar$) характеризуется чрезвычайной сложностью и неоднородностью из-за частой смены водоупорных и водоносных пород со сложной гидравлической связью. Горизонт включает отложения нижней перми от ускалыкской до байгенджинской свит, залегающих на крыльях синклинали и антиклинали. Водоносными являются трещиноватые известняки, доломиты, песчаники, мергели, алевролиты. Относительными водоупорами служат аргиллиты и пачки тонких переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и глинистых мергелей. Мощность отдельных литологических разностей от долей метра до нескольких десятков метров. На площади листа, как и на сопредельных территориях, по долинам овражно-балочной и гидрографической сети наблюдаются многочисленные выходы подземных вод данного горизонта в виде родников и заболоченностей. Абсолютные отметки их выходов находятся в пределах от 210–260 до 400–500 м. Родники чаще рассредоточенные нисходящего и восходящего типов. Дебиты родников, приуроченных к выходам алевролитов, составляют 0,2–0,8 $\text{дм}^3/\text{с}$. В отложениях сакмарского яруса зафиксированы родники с дебитами до 15 $\text{дм}^3/\text{с}$. Дебиты родников подвержены сезонным изменениям. Подземные воды верхних водоносных прослоев безнапорные. Глубина залегания вод, вскрытых скважинами, изменяется от 3,5–18 м в средних частях склонов до 25–30 и более метров на водоразделах. В среднем глубина залегания

подземных вод составляет 10 м, а глубина распространения вод, пригодных для питья, – до 50 м. Водообильность скважин также весьма различна: дебиты скважин составляют 0,17–2,3 дм³/с при понижениях 5–8,3 м. Коэффициент фильтрации варьирует от 0,3 до 9,0 м/сут. По химическому составу воды в основном гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые. Минерализация в родниках составляет 0,2–0,7 г/дм³, в скважинах – 0,5–1,0 г/дм³, общая жесткость – 4–15 моль/м³. Реже, в зоне активного водообмена, встречаются гидрокарбонатно-сульфатные, сульфатные кальциевые или магниевые-кальциевые воды с минерализацией 1–2 г/дм³, общей жесткостью – 19–31 моль/м³. В целом подземные воды горизонта довольно широко используются для централизованного и нецентрализованного водоснабжения.

ЗАПАДНО-УРАЛЬСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МАССИВ

Водоносная девонско–каменноугольная зона экзогенной трещиноватости (D–C) представлена преимущественно известняками, часто – закарстованными, с прослоями кварцевых песчаников и кремней девонских и каменноугольных отложений. Для зоны характерны многочисленные родники с высокими дебитами (от нескольких десятков до нескольких сотен дм³/с). Подземные воды пресные с минерализацией до 0,5 г/дм³ (чаще – до 0,3 г/дм³) гидрокарбонатные кальциевые. Макрокомпонентный и микрокомпонентный состав, как правило, 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, либо резервирования источников водоснабжения и как альтернативных в случаях возникновения чрезвычайных ситуаций.

Водоносная девонская зона экзогенной трещиноватости (D) распространена ограниченно на востоке Ашинско-Алимбетовского моноклиория в виде узкой (3–5 км, реже – 10 км) полосы. Ей соответствует площадь распространения преимущественно такатинской свиты. Зона представлена трещиноватыми кварцевыми песчаниками, известняками с прослоями глинистых сланцев. Дебиты родников за пределами территории составляют 0,5–3,0 дм³/с, редко – до 10 и более дм³/с. Максимальные удельные дебиты скважин – до 5 дм³/с. Воды пресные гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые, используются для централизованного и нецентрализованного водоснабжения с суммарным водоотбором около 3,0 тыс. м³/сут (по данным с сопредельных территорий).

ЦЕНТРАЛЬНО-УРАЛЬСКИЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МАССИВ

Водоносная рифейско–вендская зона экзогенной трещиноватости и закарстованности (RF+V) занимает обширную территорию на площади листа, включающую в себя дислоцированные и трещиноватые стратифицированные подразделения рифея и венда. По характеру водоносности выделяются три типа пород: кварцевые песчаники и кварциты; алевролиты, песчаники и сланцы; известняки и доломиты.

Первая группа развита преимущественно на гребнях наиболее высоких хребтов. Здесь породы разбиты трещинами на отдельные глыбы, которые спускаются вниз по склонам, образуя курумы. Глубина проникновения водопроводящих трещин достигает 100 м. Высокое гипсометрическое положение и глыбовый состав выветрелой зоны обуславливают интенсивное питание подземных вод за счет инфильтрации атмосферных осадков и частично за счет конденсации влаги из атмосферы при резких колебаниях температуры в течение суток. В результате этого процесса в теплый период года вдоль основания хребтов, по контакту со сланцевыми толщами, развитыми на склонах и имеющими меньшую мощность зоны трещиноватости, отмечается обилие родников, которые резко изменяют свой дебит в зависимости от количества выпадающих осадков. В зимний период значительная часть этих родников не функционирует. Воды безнапорные, разгружаются в виде многочисленных нисходящих родников, дебиты которых варьируют от 0,01 до 100 л/с. Наибольший дебит наблюдается близ крупных тектонических нарушений. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные с минерализацией 0,02–0,2 г/л.

Вторая группа пород занимает склоны хребтов и долин рек. Для нее характерна зона трещиноватости до глубины 30–60 м и обычно слабая раскрытость имеющихся трещин, которые в

сланцах особенно многочисленны. Поэтому породы обладают низкой водообильностью, которая на участках скопления на склонах глыбово-щебнисто-глинистого покрова мощностью до 30–60 м может повышаться за счет содержания подземных вод в глыбовых разностях при гидравлической связи вод в зоне трещиноватости. В таких случаях воды могут приобретать напор. Дебиты родников, выходящих из зоны трещиноватости или из-под элювиально-коллювиальных отложений, 0,01–5 л/с. Родники с большим дебитом обычно приурочены к зонам трещиноватости вдоль разрывных нарушений. Удельные дебиты немногочисленных скважин обычно не превышают 1,7 л/с, в зонах разломов достигая 2 л/с. Воды зон тектонических нарушений наследуют, как правило, состав вмещающих пород. Химический состав преимущественно гидрокарбонатный кальциево-магниевый. Воды циркулирующие в терригенных и терригенно-карбонатных отложениях имеют пестрый состав: гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-магниевый, сульфатно-гидрокарбонатный натриево-кальциевый, гидрокарбонатно-хлоридный и др.

Третья группа пород – известняки, доломиты и магнезиты, как и в других районах, наиболее трещиноваты до глубины 70–100 м. Трещины и карстовые каналы обуславливают неоднородную, но в целом более высокую водообильность карбонатов по сравнению с окружающими породами. Второй особенностью карбонатных пород является более низкое положение уровня подземных вод. В связи с этим, полосы карбонатных отложений играют роль своеобразного дренажа. В них формируются сосредоточенные потоки подземных вод, которые движутся в направлении к более глубоко врезанной гидрографической сети, где и разгружаются в виде родников. В меньшей мере разгрузка осуществляется на контакте карбонатных пород и сланцевых толщ, расположенных ниже по склону и создающих препятствия на пути движения трещинно-карстовых вод. Дебит родников колеблется от 0,02 до десятков л/с и отличается непостоянством в течение года. Воды карбонатных пород суранской и авзянской свит по составу относятся к гидрокарбонатным кальциевым, гидрокарбонатно-сульфатным кальциево-магниевым, реже – к гидрокарбонатно-хлоридным кальциево-магниевым. Воды мягкие до умеренно-жестких, по степени кислотности–щелочности – от слабокислых до слабощелочных.

В данной зоне на площади листа известно крупное месторождение минеральных вод – Ассинское, представленное группой родников, приуроченных к контакту терригенных и карбонатных толщ. Дебит основного источника – Родник № 1 составляет 4,5–10,0 л/с. По химическому составу воды месторождения гидрокарбонатно-хлоридные натриевые с минерализацией 0,35 мг/л.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа N-40-XVI расположена в пределах суббореальной континентальной зоны. В геоморфологическом отношении она соответствует трем крупным элементам районирования: **приподнятым горным массивам Южного Урала, остаточным горам западного склона Южного Урала и денудационной равнине Предуралья**, что и предопределяет основные черты ее рельефа. Преобладающие природные ландшафты – горно-таежных лесов и широколиственных лесов, которые в зависимости от индивидуальных особенностей рельефа, коренного субстрата, характера рыхлых отложений и типов почв разделены на 6 типов.

Первый тип соответствует *денудационной равнине на складчатом основании, сложенном терригенно-карбонатными породами пермского возраста* (индекс 1). Для него характерен холмисто-увалистый рельеф. Водоразделы пологовыпуклые, покрыты элювиально-делювиальными отложениями преимущественно глинистого состава с небольшим количеством дресвы и щебня. Почвы серые лесные. Растительность – широколиственные леса, на отдельных участках – луговые степи. Концентрации большинства микроэлементов в донных отложениях слабо отличаются от регионального фона. Отмечается некоторый избыток Cr (Кс 3,3), Ni (Кс 1,6), Sr (Кс 1,5). Геодинамическая устойчивость высокая, геохимическая – средняя.

Второй тип соответствует *низкогорным линейно вытянутым хребтам на терригенно-карбонатных образованиях рифея и венда* (индекс 2). Вершины выпуклые, иногда гребнеобразные. Склоны средней крутизны, покрытые коллювиально-делювиальными отложениями. Коренной субстрат представлен осадочными породами, относительно устойчивыми к химическому выветриванию. Почвы горные светло-серые лесные, серые лесные. Растительность – темнохвойно-широколиственные леса. Геохимическая устойчивость данного класса высокая, геодинамическая – средняя.

Третий тип представляет собой *массивные низкогорные горные хребты* (индекс 3) с узкими скалистыми вершинами, иногда уплощенными вершинами и крутыми склонами, покрытые коллювиальными и коллювиально-десерпционными отложениями. Часто отмечаются скальные останцы и курумы. Коренной субстрат представлен преимущественно терригенными, в меньшей степени карбонатно-терригенными и вулканогенно-осадочными породами рифея. Почвы горно-луговые, буротаежные. Растительность – темнохвойные елово-пихтовые леса, редколесье. В донных отложениях отмечаются пониженные концентрации V и Ni (Кс 0,6), содержания остальных микроэлементов находятся на уровне регионального фона (Кс от 0,7 до 1,0). Коренные породы (преимущественно кварцевые песчаники), на которых сформирован данный класс ландшафтов, характеризуются геохимической «нейтральностью», что предопределяет низкие концентрации микроэлементов в почвах и, как следствие, его высокую геохимическую устойчивость. Геодинамическая устойчивость низкая, что обусловлено относительно высокой крутизной склонов и широким развитием грубообломочного рыхлого материала.

Четвертый тип соответствует *межгорным понижениям* (индекс 4) в центральной и восточной частях площади и характеризуется холмисто-увалистым рельефом с пологовыпуклыми вершинами, пологими или средней крутизны склонами, покрытыми элювиально-делювиальными отложениями повышенной мощности. Почвы горные серые лесные. Растительность – темнохвойные елово-пихтовые, темнохвойно-широколиственные леса. Концентрации всех микроэлементов в донных отложениях на уровне регионального фона (Кс от 0,9 до 1,2). Геохимическая устойчивость данного класса ландшафтов средняя, геодинамическая – высокая.

Пятый тип развит в западной части листа и соответствует району остаточных гор западного склона Урала. Для него характерен *грядово-холмистый рельеф с отдельными хребтами, сформированный на терригенно-карбонатных породах широкого возрастного диапазона* (индекс 5). На склонах хребтов развиты коллювиально-делювиальные отложения, на пологовыпуклых вершинах – маломощные элювиально-делювиальные. Почвы горные серые лесные, раститель-

ность – широколиственные леса (липа, клен, дуб). Данный класс имеет среднюю геодинамическую устойчивость и среднюю геохимическую.

В отдельный тип ландшафтов выделены *долины крупных рек* (рр. Инзер, Лемеза, Бедярыш, Тюльмень) (индекс 6). Данный тип является «сквозным» и развит во всех элементах геоморфологического районирования. Для него характерно преимущественное развитие аллювиальных песчано-глинистых, песчано-галечных отложений. Почвы аллювиальные слабокислые и нейтральные, часто отмечаются заболоченные участки. Растительность луговая, лиственные леса, заросли кустарника. Ландшафты геохимически неустойчивы при высокой геодинамической устойчивости.

Техногенные ландшафты на территории листа не выделяются, поскольку в ее пределах отсутствует крупные городские застройки, а населенные пункты сельского типа не оказывают существенного воздействия на природные ландшафты. В целом территория характеризуется низкой интенсивностью техногенной нагрузки, что связано с отсутствием в ее пределах крупных населенных пунктов, горнодобывающих предприятий и вредных производств.

Антропогенное воздействие в основном проявляется в вырубке лесов, которая приводит к существенной деградации природной среды. Однако, масштабы лесозаготовок на данной территории сравнительно невелики. Вторым, менее значимым, фактором является сельскохозяйственная деятельность, проявленная в выпасе скота, использовании сенокосных угодий и распашке земель. Области развития данного фактора также незначительны. Максимальная концентрация сельхозугодий отмечается западной части территории. Вмешательство человека в природную среду проявляется также в замусоривании территорий вдоль автомобильных дорог, железной дороги и вблизи населенных пунктов. Восточная часть листа входит в состав Государственного Южно-Уральского заповедника, где любые виды хозяйственной деятельности ограничены.

Неблагоприятные природные факторы представлены широким развитием курумов и осыпей на крутых склонах в пределах второго типа ландшафтов, а также участками заболачивания и подтопления, характерными для шестого класса.

По степени остроты эколого-геологических проблем на территории листа выделены области, соответствующие двум уровням: удовлетворительному и благоприятному. Благоприятной экологической обстановкой характеризуется территория Южно-Уральского заповедника. Обстановка на всей остальной территории листа удовлетворительная.

С целью улучшения состояния окружающей среды рассматриваемой площади необходимо организовать экологический мониторинг на территориях сельскохозяйственной деятельности, ужесточить контроль за вырубкой лесов, ликвидировать стихийные свалки бытовых отходов вдоль дорог и вокруг населенных пунктов, значительно увеличить масштабы лесопосадок.

На площади листа расположены многие природные памятники, среди которых есть общегеологические, тектонические, геоморфологические, что в комплексе с разнообразными ландшафтными условиями делает данный район весьма привлекательным как для экотуризма, так и для туризма вообще.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 территории листа N-40-XVI:

- составлена геологическая карта дочетвертичных образований нового поколения, в значительной мере отражающая комплекс региональных и тематических исследований, проведенных за период со времени издания геологической карты первого поколения (1962 г.), с объяснительной запиской и сопровождающей базой данных; все материалы представлены в электронном виде;
- в составе комплекта Госгеолкарты-200 впервые созданы среднемасштабные карты: четвертичных образований, полезных ископаемых и закономерностей их размещения;
- значительно уточнены границы, возраст, литологический (петрографический) состав многих стратиграфических подразделений и гипабиссальных интрузивных комплексов;
- впервые для территории дана петрохимическая и геохимическая характеристика терригенных и карбонатных пород верхнего докембрия и палеозоя;
- в результате формационного и структурного анализов история геологического развития территории представлена в соответствии с современными геодинамическими концепциями;
- на картах отражены конкретные литокомплексы (свиты, подсвиты и магматические комплексы);
- на современном аналитическом уровне охарактеризованы вещественные параметры горных пород, определен абсолютный возраст магматических комплексов;
- впервые дана оценка геоэкологической ситуации территории;
- по результатам доизучения внесены изменения и дополнения в легенду Южно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (второе издание);
- создана кондиционная геохимическая основа в комплексе с ретроспективными и собственными поисковыми работами, позволившая расширить потенциал территории на поиски профилирующих для нее полезных ископаемых;
- составлены обновленные списки месторождений и проявлений полезных ископаемых района;
- впервые составлены схемы минерагенического районирования и прогноза полезных ископаемых, схема эколого-геологических условий, схема памятников природы;
- выделены перспективные, в том числе новые прогнозируемые, площади, даны рекомендации по направлению дальнейших поисковых работ;
- выполнен прогноз категории P_3 на ведущие для района полезные ископаемые: цинк, свинец, барит, флюорит, магnezит.

К нерешенным вопросам стратиграфии кайнозоя относится уточнение генетической принадлежности и возраста отложений, зафиксированных на бортах долин рек Инзер, Тюльмень в их верхнем течении, в нижних частях склонов среднегорных хребтов Нары, Юша и условно отнесенных авторами к раннеплейстоценовой (лозвинской) морене. В отношении дальнейших исследований полезных ископаемых, несомненно, требует решения вопрос о природе и степени перспективности высококонтрастных аномалий редких металлов (тантал, ниобий) и редкоземельных элементов в породах толпаровской и суировской толщ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Алексеев А. А., Алексеева Г. В., Кавалев С. Г.* Дифференцированные интрузии Западного склона Урала. – Уфа: Изд-во Гилем, 2003. 170 с.
2. *Алексеев А. А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. – М.: Наука, 1984. С. 136.
3. *Анфимов Л. В.* Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Юж. Урал). – Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 288 с.
4. *Артюшкова О. В., Маслов В. А., Пазухин В. Н. и др.* Типовые разрезы девона и нижнего карбона на западном склоне Южного Урала // Путеводитель полевой экскурсии (Уфа, Стерлитамак, 20–25 июля 2011 г.). – Уфа, 2011. 91 с.
5. *Балашов Ю. А.* Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. 267 с.
6. *Беккер Ю. Р.* Возраст и последовательность напластования отложений верхней части каратауской серии Южного Урала // Изв. АН СССР. Серия Геологическая. 1961, № 9. С. 49–60.
7. *Беккер Ю. Р.* Позднедокембрийские молассы Южного Урала. – М.: Недра, 1968. 160 с.
8. *Беккер Ю. Р.* О выделении бакеевских отложений в стратотипическом разрезе рифея // Изв. АН СССР. Серия Геологическая. 1975, № 6. С. 125–129.
9. *Беккер Ю. Р.* Молассы докембрия. – Л.: Недра, 1988. 288 с.
10. *Вербицкая Н. П.* Геоморфология Южного Урала и Мугоджар. – М.: Недра, 1974. 83 с.
11. *Гарань М. И.* Корреляция разрезов верхнедокембрийских образований Урала // Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. – М.: ГОНТИ, 1963. С. 114–204.
12. *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.
13. *Гаррис М. А.* Поздний докембрий Урала, Тимана и Мугоджар // Геохронология СССР. Т. 1. – Л.: Недра, 1973. С. 133–146.
14. *Горожанин В. М., Мичурин С. В., Покровский Б. Г.* Изотопные метки в неопротерозойских тиллитах (толпаровский разрез Южного Урала) // Мат-лы VII Межрег. науч.-прак. конф. Республики Башкортостан, Урала и сопредельных территорий (19–21 ноября 2008 г.). – Уфа: Дизайнполиграфсервис, 2008. С. 195–197.
15. *Горожанин В. М., Губеева Л. В.* Rb-Sr изотопное датирование глинистых сланцев из нижних горизонтов венда (Южный Урал) // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты: Сборник статей. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. С. 39–43.
16. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 первого и второго издания и масштаба 1 : 1 000 000 третьего издания с объяснительными записками. Лист N-40-XXVII / Г. Б. Яковлев. 1962.
17. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 первого и второго издания и масштаба 1 : 1 000 000 третьего издания с объяснительными записками. Лист N-40-XXIII / Князев Ю. Г., Князева О. Ю. 2006.
18. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 первого и второго издания и масштаба 1 : 1 000 000 третьего издания с объяснительными записками. Лист N-40-XXII / Ларионов Н. Н., Бергазов И. Р. 2004.
19. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 первого и второго издания и масштаба 1 : 1 000 000 третьего издания с объяснительными записками. Лист N-40-XXVII / Мосейчук В. М., Яркова А. В., Шалагинов А. Э., Коллегов А. К., Кашина Л. В., Рябухина М. Ю., Сапельцева Ю. А. 2008.
20. Государственная геологическая карта СССР и Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 первого и второго издания и масштаба 1 : 1 000 000 третьего издания с объяснительными записками. Лист N-40 / Князев Ю. Г., Князева О. Ю. 2011.
21. *Горяинова О. П., Дорофеев Н. В., Наливкин Д. В. и др.* Стратиграфия древних толщ западного склона Южного Урала // Изв. ВГРО. Вып. 70, 1931. С. 75–88.
22. *Горяинова О. П., Фалькова Э. А.* Древние свиты западного склона Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 15, вып. 3, 1937. С. 242–274.
23. Госбаланс запасов по Республике Башкортостан по состоянию на 01.01.2008 г. – Уфа, 2008.
24. Гравиметрическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист N-40-XXVIII. – Недра, 1968.
25. *Ефремова С. В., Стафеев К. Г.* Петрохимические методы исследования горных пород. – М.: Наука, 1985.

26. *Иванов А. И.* К стратиграфии и древнему орогенезу древних свит западного склона Южного Урала // Тр. Башкирского геологического треста. Вып. 7, 1937. С. 2–28.
27. *Иванов А. И.* Обоснование сводного стратиграфического разреза древних свит западного склона Южного Урала // Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 24, вып. 5, 1949. С. 31–42.
28. *Иванов А. И.* Древние свиты западного склона Урала // Геология СССР. Т. XIII. – М.: Недра, 1964. С. 58–71.
29. *Иванушкин А. Г. и др.* Девонские отложения западного склона Южного Урала // Литосфера, 2009, № 1. С. 3–22.
30. *Келлер Б. М., Вейс А. Ф., Горожанин В. М.* Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Серия Геологическая. 1984, № 9. С. 119–124.
31. *Козлов В. И.* Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Башкирского Урала // Докембрийские толщи Башкирского мегантиклинория на Урале и их металлогения. Вып. 133. – Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–15.
32. *Козлов В. И.* Верхний рифей и венд Южного Урала. – М.: Наука, 1982. 128 с.
33. *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.
34. *Козлов В. И., Генина Л. А., Сергеева Н. Д., Михайлов П. Н.* Вулканиты машакской свиты среднего рифея Башкирского мегантиклинория // Магматизм на пассивных окраинах Родинии. – Уфа, 2003. С. 32–34.
35. *Козлов В. И., Сергеева Н. Д., Генина Л. А.* К вопросу о строении и расчленении машакской свиты среднего рифея Южного Урала // Геологический сборник. № 6. – Уфа, 2007. С. 21–32.
36. *Колоколов А. А., Львов К. А.* О следах оледенения на Южном Урале. Т. 77, вып. 1–2. – Изд-во ВГО, 1945. С. 88–107.
37. *Краузе С. Н., Маслов В. А.* Ордовик, силур и нижний девон западного склона Башкирского Урала. – Уфа, 1961. С. 94.
38. *Крупенин М. Т., Эмильс Р.* Основные этапы образования стратифицированного оруденения в рифейских толщах Башкирского мегантиклинория // В сб.: Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. – Екатеринбург: ООО «ИРА УТК», 2000. С. 117–124.
39. *Львов К. А., Олли А. И.* Об отношении среднего девона к ашинской свите и о возрасте «немых» толщ западного склона Урала // Зап. Всеросс. мин. о-ва. 1935, ч. 64, № 2.
40. *Маслов А. В.* Некоторые особенности ранневендской седиментации на Южном и Среднем Урале // Литология и полезные ископаемые. 2000, № 6. С. 624–639.
41. *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.
42. Минерально-производственный комплекс неметаллических полезных ископаемых Республики Башкортостан. – Казань: Изд-во Казанского университета, 1999.
43. Объяснительная записка к гидрогеологической карте СССР. Т. XV. Башкирская АССР. – М.: Недра, 1972.
44. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала / А. П. Сигов, В. С. Шуб, Н. П. Вербицкая и др. – Свердловск, 1981. 229 с.
45. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой) // Мат-лы и решения IV Уральского межвед. стратигр. совещ. (Свердловск, 1990). – Екатеринбург, 1994. 152 с.
46. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой) // Мат-лы и решения IV Уральского межвед. стратигр. совещ. – Екатеринбург, 1997. 139 с.
47. *Олли А. И.* Древние отложения Западного склона Урала. – Саратов: Изд-во СГУ, 1948. С. 414.
48. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (металлы платиновой группы) / Салихов Д. Н., Юсупов С. Ш., Ковалев С. Г., Бердников П. Г., Хамитов Р. А. – Уфа: Экология, 2001. 223 с.
49. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (марганцевые руды) / Салихов Д. Н., Ковалев С. Г., Брусицын А. И., Беликова Г. И., Бердников П. Г., Семакова Т. А., Сергеева Е. В. – Уфа: Экология, 2002. 243 с.
50. *Парначев В. П., Ротарь А. Ф., Ротарь З. М.* Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегантиклинория. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 103 с.
51. *Пучков В. Н.* Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997, № 4. С. 42–61.
52. *Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
53. *Пучков В. Н.* Геология Урала и Предуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
54. *Раабен М. Е.* Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 273, 1975. 248 с.
55. *Рождественский А. П.* Новейшая тектоника и развитие рельефа Южного Приуралья. – М.: Наука, 1971.
56. *Романов В. А.* Типовые разрезы докембрия Южного Урала. – М.: Наука, 1973. 133 с.
57. *Ротарь А. Ф.* Машакская свита (рифей) на Южном Урале // Сов. геология. 1974, № 4.
58. *Ротару А. Ф., Ротару З. М.* Машакская рифтовая зона среднего рифея Южного Урала / Верхний докембрий и палеозой Южного Урала (стратиграфия и литология). – Уфа, 1982.
59. *Савельев Д. Е., Сначев В. И., Мосейчук В. М., Шиянова А. А., Бажин Е. А.* Геологическое строение и петрогеохимические особенности вулканогенных пород хребтов Машак и Юша / Тр. Южно-Уральского гос. прир. заповед. Вып. 1. – Уфа, 2008. С. 210–242.
60. *Савельев Д. Е., Пучков В. Н., Ардисламов Ф. Р., Сначев В. И.* Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия / Литосфера. 2009, № 4.

61. Савельев Д. Е., Савельева Е. Н., Ардисламов Ф. Р. Геологическое строение машакского вулканогенно-осадочного комплекса в стратотипической местности / Геология машакской свиты Ямантауского антиклинория (Южный Урал). – Уфа: ДизайнПресс, 2013. С. 13–111.
62. Салихов Д. Н. и др. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (железные руды). – Уфа: Изд-во Гилем, 2008.
63. Сигов А. П., Шуб В. С., Вербицкая Н. П. и др. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала. – Свердловск, 1981. 229 с.
64. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург: МСК, 1993.
65. Филиппов В. А. О закономерностях распределения фаций в древних толщах западного склона Урала // Литология и полезные ископаемые. 1972, № 5. С. 123–126.
66. Чибрикова Е. В., Олиш 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.
67. Чумаков Н. М. К стратиграфии верхних горизонтов докембрия на Южном Урале // Изв. АН СССР. Серия Геологическая. – М., 1978, № 12. С. 35–48.
68. Чумаков Н. М. Опорный разрез вендских ледниковых отложений Южного Урала (кургашлинская свита Криволюкского грабена) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. – М.: Наука, 1998. С. 138–154.
69. Швецов П. Н. Нижний и средний рифей западного склона Башкирского Урала // Автореф. дисс. к. г.-м. н. – Казань, 1975. 30 с.
70. Швецов П. Н., Ямаев Ф. А., Астахов А. В. Среднерифейская липарит-базальтовая формация западного склона Южного Урала // Магматизм и метаморфизм Южного Урала. – Уфа, 1980. С. 11–20.

Фондовая

71. Варламов Н. П. Результаты поисков титановых руд среди песчаников зильмердакской свиты в районе среднего течения р. Инзер, проведенных Инзерским отрядом Ашинской партии в 1956 г. (ЮУГУ). – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1975.
72. Галкина О. С. Отчет о поисках фосфоритов в полосе пермо-карбона на западном склоне Южного-Урала за 1957–1958 гг. – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1958.
73. Гришин В. В. Отчет о поисках минеральных строительных материалов вдоль трассы проектируемой железной дороги Белорецк–Карламан в пределах Белорецкого района (Инзерская партия). – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1962.
74. Клочихин А. В. и др. Геологическое строение центральной части Ямантауского антиклинория Листы N-40-68В, N-40-80А (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000, проведенной Инзерской партией в 1968–1971 гг.). – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1972. 366 с.
75. 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.
76. Макушин А. А., Казаков И. И. Геолого-минералогическое картирование на алмазы территории Республики Башкортостан. Лист N-40-Уфа. – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2008.
77. Петров Ю. М. Составление карты россыпной золотоносности Республики Башкортостан масштаба 1 : 500 000. – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1998.
78. Ротару З. М., Ротару А. Ф. Отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Тирляно-Белорецкой зоны за 1978–1984 гг. Планшеты N-40-80-Б-б, г; N-40-80-В-б, г; N-40-80-Г-а, б; N-40-81-А; N-40-81-Б-а, в. – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1984.
79. Сергеев В. И. Отчет о поисках по объекту «Асгинская площадь» в 1982 г. – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1984. 244 с.
80. Соловьев И. Н. Отчет Зильмердакской партии о поисковых работах на титан и циркон в песчаниках зильмердакской и инзерской свит на Западном склоне Южного Урала в 1957 г. Листы N-40-XVI, N-40-XVII (южная половина) (ЮУГУ). – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1958.
81. Тарасов И. Г. Отчет о поисках и детальной разведке Азовского месторождения суглинков, Азовского-1 Азовского-2 месторождений песка отошителя в Архангельском районе БАССР по работам Нерудной партии за 1973 г. – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1974.
82. Фаткуллин Н. А. Геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Республики Башкортостан по состоянию на 01.01.2003 г. – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2005.
83. 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.
84. Халиуллина Ф. Г. Детальная разведка месторождения строительного камня (доломитов) «13 км» в Бурзянском районе Республики Башкортостан в 1989–1991 гг. – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1992.
85. Швецов П. Н., Ямаев Ф. А., Пацков А. А. Геологическое строение центральной части Ямантауского антиклинория в среднем течении рек Большой и Малый Инзер. Планшеты N-40-68-Б (Кур-Елга), N-40-68-Г (Татлы), N-40-80-Б (Ишля) (Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 Юшинской партии в 1968–1971 гг.). – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 1972. 412 с.
86. Шевченко А. М. Юрмашская площадь // Оценка эксплуатационных запасов минерально-лечебных и питьевых лечебно-столовых подземных вод для санатория «Ассы» на 2002–2005 гг. (Информационный отчет за 2002–2004 гг.). – Уфа: ТФ ГГУП «Башгеолцентр», 2005.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Сланец горючий</i>					
I-2	5	Лемезинское	К	[17]	Законсервировано
IV-1	1	Усьарийское	К	[17]	Законсервировано
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Черные металлы					
<i>Железо</i>					
II-1	4	Мичбаруй	К	[17, 63]	Отработано
II-1	5	Майарткан	К	[17, 63]	Отработано
II-1	11	Бугульма	К	[17, 63]	Отработано
II-4	2	Байгазинское	К	[17, 63]	Отработано
III-1	5	Темир-Арка	К	[17, 63]	Отработано
III-3	4	Усмангали	К	[17, 63]	Отработано
III-3	5	Спорное	К	[17, 63]	Отработано
III-3	8	Куш-Елга	К	[17, 63]	Отработано
III-4	1	Разведочное	К	[17, 63]	Отработано
IV-3	14	Куваровское	К	[17, 63]	Отработано
IV-3	16	Катаевское	К	[17, 63]	Отработано
IV-3	19	Метязи	К	[17, 63]	Отработано
IV-3	26	Вязовское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	3	Ангастакское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	4	Кургузинское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	11	Ильмяшкинское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	12	Дубининское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	14	Багарыштинское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	17	Манявское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	18	Восточно-Юшинское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	19	Горбатовское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	21	Восточно-Вязовское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	23	Западно-Юшинское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	24	Ханновское	К	[17, 63]	Отработано
IV-4	26	Северо-Лапыштинское	К	[17, 63]	Отработано
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Карбонатные породы</i>					
<i>Известняк</i>					
I-3	1	Мулдакаевское	К	[80]	Эксплуатируется
I-3	3	Бедярышское	К	[80]	Законсервировано
II-3	1	Бриш	К	[80]	Эксплуатируется
II-3	6	Ассынское	К	[80]	Законсервировано
III-2	2	Инзерское	К	[17]	Эксплуатируется
III-2	6	Нукатовское	К	[17]	Эксплуатируется
III-3	1	Александровское	К	[17]	Эксплуатируется
IV-3	24	Миньякское	К	[17, 75]	Законсервировано
<i>Доломит</i>					
IV-3	2	Катаскинское	К	[74]	Законсервировано
IV-3	5	Ремаштинское	К	[74]	Законсервировано
IV-3	27	Метязинское	К	[74]	Законсервировано
<i>Мергель</i>					
III-3	10	Инзерское	К	[17]	Законсервировано
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песчаник</i>					
IV-3	28	Миньякское	К	[74]	Законсервировано
IV-4	13	Татлинское	К	[86]	Законсервировано
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ					
Минеральные лечебные воды					
II-3	10	Ассинское		[87]	Эксплуатируется

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	№ по списку литературы	Примечание, состояние эксплуатации
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины и суглинки кирпичные</i>					
II-1	14	Азовское	К	[17, 24, 82]	Законсервировано
IV-3	31	Старо-Миньякское	К	[75]	Законсервировано
IV-4	27	Татлинское	К	[86]	Законсервировано
<i>Обломочные породы</i>					
<i>Песок строительный</i>					
II-1	12	Азовское-1	Р	[17, 24, 82]	Законсервировано
II-1	13	Азовское-2	Р	[17, 24, 82]	Законсервировано
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ					
Грязи лечебные					
II-3	10	Ассинское		[17]	Законсервировано

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО)

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
II-1	7	Ситляук	[17]	П. Пластообразная залежь бурых железняков мощностью 0,35-0,5 м, приуроченная к измененным выветриванием сланцам инзерской свиты
II-4	4	Муйлапа	[17]	ПМ. Обломки бурого железняка в русле ручья на площади развития сланцев и алевролитов малоинзерской подсвиты авзянской свиты
III-1	3	Ташклет	[17]	П. Рудный пласт бурых железняков мощностью 0,2-0,6 м, залегает среди глинистых сланцев и песчаников инзерской свиты
III-3	3	Веселые Коши	[17]	П. Рудная залежь мощностью 4,2 м приурочена к глинистым сланцам малоинзерской подсвиты авзянской свиты. Руды корковидные, плотные, пористые и охристые железняки. Рудный пласт прослежен по простиранию на 200 м, по падению 50 м
III-3	6	Случайное (Ут-Аткан)	[17]	ПМ. Глыбы бурых железняков на площади развития пород малоинзерской подсвиты авзянской свиты
III-4	2	Инзер-Реветь	[17]	ПМ. Обломки бурого железняка в русле ручья на площади развития доломитов реветской подсвиты авзянской свиты
III-4	3	Кабан-Таш	[17]	ПМ. Глыбы бурых железняков в делювиальных отложениях мощностью >2,0 м, вскрытых шурфом. Делювиальные отложения развиты в полосе зоны разлома между песчаниками зигальгинской свиты и алевролитами и сланцами зигазино-комаровской свиты
IV-3	10	Безымянное	[17]	П. Линзообразная залежь бурого железняка мощностью не более 4 м, приурочена к глинистым сланцам малоинзерской подсвиты авзянской свиты. Она прослежена по простиранию на 50 м. Руды плотные и корковидные бурые железняки с включениями кварца и кремнистой породы. Содержание: Fe - 41,20%, SiO ₂ - 25,92%, Mn - 1,16%, S - 0,01%, P - 0,07%
IV-3	13	Платоновы Печи	[17]	ПМ. Рудное тело приурочено к сланцам бердагуловской подсвиты суранской свиты. Руды плотные и кавернозно-ячеистые бурые железняки с включениями измененных пород и кварца
IV-3	25	Салтыс	[17]	ПМ. Обломки бурых железняков на площади развития сланцев малоинзерской подсвиты авзянской свиты
IV-3	30	Суркина Гора	[17]	ПМ. Рудные залежи приурочены к сланцам и алевролитам малоинзерской подсвиты авзянской свиты. Руды плотные и корковидные бурые железняки
IV-4	25	Гадьлыщино	[17]	П. Пластообразная залежь бурых железняков приурочена к сланцам бердагуловской подсвиты суранской свиты. Средняя мощность залежи до 7 м. Руды плотные, кавернозно-жеодистые, охристые и кусковатые бурые железняки. Содержание: Fe - 33,66%, Mn - 0,60%, P - 0,14%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Марганец</i>				
I-1	2	Междуречье рек Лемеза и Инзер	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации марганца, молибдена и серебра
I-3	4	д. Искушты	Автор	ПГХО. Повышенные содержания марганца, молибдена и меди в коренных породах
II-1	1	Лемезинское	Автор	ПГХО. Повышенные содержания марганца в коренных породах
II-1	8	Водораздел рек Кургаш и Баса	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации марганца, серебра и молибдена
II-1	10	д. Усаклы	Автор	ПГХО. Повышенные содержания марганца, бария и меди в коренных породах
IV-4	9	Междуречье рек Бол. и Мал. Инзер (горы Дунасунган и Караташ)	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации марганца, молибдена, кобальта и меди
<i>Титан</i>				
I-3	2	Лемезинское	[17, 80]	ПМ. Пачки песчаников в бирьянской подсвете зильмердакской свиты, обогащенные рутилом и гематитом. Мощность рудных прослоев от 1 до 7 мм. Мощность рудоносных пачек до 30 см. Содержание: TiO_2 - 4-5%, Zr - не более 0,2-0,3%
I-4	2	Поперечное	[17, 80]	П. Две пачки песчаников в бирьянской подсвете зильмердакской свиты, обогащенных рутилом и гематитом. Мощность рудоносных пачек соответственно 0,4 и 0,7 м. Также встречен прослой мощностью 10 см. Содержание TiO_2 - от 2-3 до 27,6%
I-4	3	Срытое	[17, 80]	ПМ. Пачки песчаников в бирьянской подсвете зильмердакской свиты, обогащенных рутилом и гематитом
II-2	3	Инзерское	[17, 80]	П. До 13 пачек песчаников в бирьянской подсвете зильмердакской свиты, обогащенных рутилом и гематитом. Мощность пачек от 10 до 50 см, иногда - 1,15 м. Содержание: гематит - 2-3%, рутил - 0,2-22,5%, циркон - 0-1%
II-2	5	Сули-Гургу	[17, 80]	ПМ. Обломки песчаников, обогащенных рутилом и гематитом, на площади развития пород бирьянской подсветы зильмердакской свиты. Мощность рудных пачек не превышает 30 см. Содержание: гематит - 65-80%, рутил - 1-18,23%, циркон - 1-2%
II-4	3	Средне-Тюльменское	[17, 80]	П. Два горизонта песчаников бирьянской подсветы зильмердакской свиты с прослоями, обогащенными рутилом и гематитом. Прослой мощностью от 1-3 до 40 см. Содержание: TiO_2 - от 2,5 до 15,8%; Zr - 0,075%
III-2	5	Реват	[17, 80]	П. Небольшие линзы и пачки мощностью до 1,0 м в бирьянской подсвете зильмердакской свиты, обогащенных рутилом и гематитом. Содержание: TiO_2 - 10,30%, ZrO_2 - 0,20%, Fe_2O_3 - 26,12%
III-3	11	Реветь	[17, 80]	ПМ. Пачка мощностью до 0,3 м и единичные прослойки мощностью 1-2 мм кварцевых песчаников, обогащенных рутилом и гематитом. Содержание TiO_2 - 0,29%
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
II-1	2	Притоки р. Басу	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации меди, серебра и стронция
II-3	4	р. Бикеш	Автор	ШП. Знаки азурита в шлиховых пробах отобранных по руслу
II-3	5	р. Юрмаш	Автор	ШП. Знаки азурита в шлиховых пробах отобранных по руслу
III-1	4	Приток р. Бол. Кургаш	Автор	ШП. Знаки азурита в шлиховых пробах отобранных по руслу

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
IV-1	3	р. Сыгыльелга	Автор	ШП. Знаки азурита в шлиховых пробах отобранных по руслу
IV-4	6	Васильевская поляна	[86]	П. Оруденение приурочено к контакту брекчий и базальтов машакской свиты. Мощность зоны оруденения - 0,6 м. Содержание: Cu - 0,43-0,49%, Pb - 0,03-0,06%, Zn - 0,01-0,03%
IV-4	8	Каинтубе	[86]	П. Оруденение приурочено к контакту туфобрекчий основного состава с диабазами. Мощность зоны оруденения - 3,0 м. Содержание Cu - 0,4-0,6%
IV-4	15	Арепкуловское	[17]	ПМ. В амфиболитах машакской свиты по трещинам наблюдаются примазки медной зелени. Содержание Cu - 0,26% (штуфная проба)
IV-4	16	р. Багарышта	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации меди, свинца и хрома
<i>Свинец</i>				
I-2	7	р. Лемеза	Автор	ШП. Знаки галенита, сфалерита в шлиховых пробах отобранных по руслу
I-2	9	р. Лемеза	Автор	ШП. Знаки галенита, сфалерита в шлиховых пробах отобранных по руслу
I-2	10	р. Лемеза	Автор	ШП. Знаки галенита, сфалерита в шлиховых пробах отобранных по руслу
IV-3	15	р. Катаскин	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации свинца, кобальта и молибдена
<i>Цинк</i>				
III-3	7	с. Инзер	Автор	ПГХО. Повышенные содержания цинка, бария и галлия в коренных породах
IV-2	3	д. Кызыл-Ярово	Автор	ПГХО. Повышенные содержания цинка, свинца и бария в коренных породах
<i>Молибден</i>				
I-4	1	г. Соленая	Автор	ПГХО. Повышенные содержания молибдена, меди и марганца в коренных породах
III-1	1	д. Кулмас	Автор	ПГХО. Повышенные содержания молибдена, меди и марганца в коренных породах
III-1	2	Притоки р. Басу	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации молибдена, серебра и цинка
III-2	1	р. Зуячка	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации молибдена и серебра
IV-3	21	рр. Айгир и Миньяк	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации молибдена, бора, никеля и кобальта
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Редкие металлы иттриевой группы</i>				
IV-3	4	Айгирское	[17, 75]	ПМ. Проявление приурочено к зоне Караташко-Зюраткульского разлома. В кварцевых песчаниках зигальгинской свиты встречены 5 прожилков сильно ожелезненного ноздреватого кварца. Прожилки ориентированы в субширотном направлении протяженностью не более 2-4 м и мощностью не более 10-15 см. Содержание: Th - до 0,097%, Mo - до 0,03%, Pb - до 0,1%, Cu - до 0,1%, Y - до 0,1%, P ₂ O ₅ - до 12%
<i>Тантал, ниобий</i>				
IV-1	2	пос. Суир-Аисово, т.н. 8185/14	Автор	ПМ. Повышенные содержания в коренных породах толпаровской свиты венда. По результатам ICP-MS содержание тантала - 316,95 г/т, ниобия - 128,50 г/т
Благородные металлы				
<i>Золото, платина</i>				
III-3	2	р. Сух. Бермиш	Автор	ШП. Знаки электрума (?) в шлиховых пробах, отобранных по руслу
IV-4	1	т.н. 2518	Автор	ПМ. Повышенное содержание в сланцах углисто-кремнистых суранской свиты нижнего рифея золота и платины. По результатам химического анализа содержание золота - 0,1 г/т, платины - 1,19 г/т
IV-4	2	т.н. 2516/1	Автор	ПМ. Повышенное содержание в сланцах углисто-кремнистых суранской свиты нижнего рифея золота и платины. По результатам химического анализа содержание золота - 0,35 г/т, платины - 0,1 г/т

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
<i>Серебро</i>				
I-2	8	Приток р. Лемеза	Автор	ШП. Знаки серебра (?) в шлиховых пробах, отобранных по руслу
II-1	9	Прав. притоки р. Басу (д. Усаклы)	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации серебра, кобальта и никеля
<i>Палладий</i>				
IV-4	5	т.н. 2302/1	Автор	ПМ. Повышенное содержание палладия в дайке габбро машакского комплекса. Содержание палладия по ICP-MS - 2,3 г/т
IV-4	7	т.н. 2303/1-4	Автор	ПМ. Повышенное содержание палладия в дайке габбродолерита машакского комплекса. Содержание палладия по ICP-MS - от 1,3 до 2,0 г/т
Радиоактивные элементы				
<i>Уран</i>				
I-2	6	Лемезинское	Поливина	П. Проявление приурочено к приповерхностной части толщи битуминозных сланцев доманикового горизонта верхнего девона и к элювиально-делювиальным глинам со щебенкой сланцев, заполняющих карстовые полости в кровле и подошве этой толщи. Проявление фиксируется эманационными аномалиями интенсивностью 20-62 эман и гамма-аномалиями в горных выработках интенсивностью 100-150 мкР/ч. Оруденение прослеживается по простирацию на 1600 м при ширине 50-150 м. Рудные тела имеют форму небольших гнезд размером от 10 до 200 м при мощности от 0,5 до 10 м. Содержание урана - от 0,004 до 0,036%, среднее - 0,01-0,023%
II-1	6	Тирменташ	Поливина	ПМ. Повышенная радиоактивность до 75 мкР/ч выявлена при гамма-профилеировании горных выработок и приурочена к битуминозным сланцам верхнего девона. Выделено два участка с повышенной радиоактивностью, вытянутых по простирацию на 100-200 м при ширине 10-15 м. Содержание урана не превышает 0,01%
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
<i>Флюорит</i>				
IV-3	18	Миньякское	[75]	П. Флюорит фиолетового цвета в виде гнезд, вкрапленников и прожилков мощностью до 3 см, расположенных согласно напластованию пород. Оруденение неравномерное и невыдержанное по простирацию. С перерывами флюорит в доломитах прослеживается на расстояние 20 м. Вмещающие породы - доломиты
IV-3	20	Водораздел рр. Айгир и Миньяк	[75]	ВГХО. В рыхлых отложениях повышенные концентрации фтора. Содержание - от 0,2 до 1%
IV-3	23	Лапыштинское	[75]	П. Флюорит фиолетового цвета в виде линзовидных прожилков, гнезд и вкрапленников мощностью 8-20 см, расположенных как согласно слоистости, так и секущие ее. Площадь распространения оруденения не оконтурена. В местах флюоритового оруденения осадочные породы гидротермально изменены - пронизаны кварц-карбонатными жилами и прожилками. Вмещающие породы - известняки и доломиты
IV-3	29	р. Черный приток р. Миньяк	[75]	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации фтора. Содержание - 0,1%
<i>Барит</i>				
I-2	1	Приток р. Ср. Кургашля	[17]	ШП. Знаки барита в шлиховых пробах, отобранных по руслу
I-2	2	Приток р. Ср. Кургашля	[17]	ШП. Знаки барита в шлиховых пробах, отобранных по руслу
I-2	3	р. Сред. Куюргашля	[17]	ШП. Знаки барита и галенита в шлиховых пробах, отобранных по руслу
I-2	4	Средне-Куюргашлинское	[17]	ПМ. Валуны барита с вкрапленностью галенита и сфалерита, встречаются в делювии вблизи контакта доло-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				митов миньярской свиты и песчаников ашинской серии. По данным химического анализа штуфов содержание Рb определено в 0,04% (спектрально - 0,2%) и барита - 54,62%. В результате спектрального анализа определено содержание Zn - 0,1%, Cu - 0,1%
II-2	1	Зуяк	Автор	П. Жила барита в конгломератах зиганской свиты венда. Мощность жилы от 0,15 до 0,5 м в раздувах. Жила прослежена канавой на 8 м. По данным минералогического анализа штуфной пробы, содержание барита - до 95%
II-2	4	Бриштамак	Автор	П. Пржилки барита в строматолитовых известняках катавской свиты на контакте с алевролитами зильмердакской свиты. Мощность прожилков от 0,1 до 3-5 см, зона баритизации прослежена канавой вкост простирания на 7 м. Известняки интенсивно лимонитизированы по всей массе. Встречаются редкие кристаллы галенита
II-3	2	т.н. 4185	Автор	ПМ. Пржилки барита в строматолитовых известняках катавской свиты близ контакта с алевролитами зильмердакской свиты. Мощность прожилков 1-2 см
II-3	3	т.н. 4529	Автор	ПМ. Баритовые конкреции в коре выветривания близ контакта катавской и зильмердакской свит верхнего рифея. Размер конкреций от 10 до 20 см по радиусу
II-3	7	Междуречье рек Тюльмень и Инзер (с. Ассы)	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации бария, свинца и галлия
II-3	8	д. Ассы-Бриштамак	Автор	ПГХО. Повышенные содержания бария, меди, иттрия и галлия в коренных породах
III-2	4	р. Бол. Реват	Автор	ШП. Знаки барита в шлиховых пробах отобранных по руслу
III-3	9	Междуречье Бол. и Мал. Инзера (с. Инзер)	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации бария, галлия и ванадия
III-3	12	д. Реветь	Автор	ПГХО. Повышенные содержания бария, цинка и свинца в коренных породах
IV-2	1	Рр. Мал. и Бол. Казмаш	Автор	ШП. Знаки барита в шлиховых пробах, отобранных по руслу
IV-2	2	Прав. притоки р. Бол. Инзер (Кызыл-Ярово)	Автор	ВГХО. В донных отложениях повышенные концентрации бария, галлия и лантана
IV-3	1	р. Мал. Инзер	[75]	ШП. Знаки барита в шлиховых пробах, отобранных по руслу реки
IV-3	7	р. Катаскин-2	[75]	ШП. Знаки барита в шлиховых пробах, отобранных по руслу реки
IV-3	11	т.н. 4172/2	Автор	ПМ. Валун барита у левого борта руч. Катаскин. Предположительно барит жильный, ориентировочная мощность жилы около 0,5 м. Согласно минералогическому анализу штуфной пробы содержание бария - до 95%
IV-3	12	р. Катаскин-1	[75]	ШП. Знаки барита в шлиховых пробах, отобранных по руслу реки
IV-3	22	Прав. приток р. Бол. Инзер	[75]	ШП. Знаки барита в шлиховых пробах, отобранных по руслу реки
Минеральные удобрения				
<i>Фосфорит</i>				
II-1	3	Киндерля	[73]	П. Проявление приурочено к основанию сакмарского яруса. Пачка представлена тонким переслаиванием фосфоритных прослоев с алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками с редкими прослоями известняков. Суммарная мощность пропластков фосфоритов от 0,15 до 0,4 м. Содержание P ₂ O ₅ - от 5 до 11%

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Полевой шпат</i>				
II-2	2	Бирьянское	[17]	П. Аркозовые песчаники бирьянской подсветы зильмердакской свиты. Мощность пачки 35 м. По результатам опробования, среднее содержание в песчаниках кварца - 65,30%, полевого шпата - 33,55% и щелочей (K ₂ O+Na ₂ O) - 4,5%
Горнотехническое сырье				
<i>Тальк</i>				
IV-4	20	Бурдааскан	[86]	П. Оталькование приурочено к экзоконтакту висячего бока дайки габбро, прорывающей серицито-глинистые, углисто-глинистые сланцы бердагуловской подсветы суранской свиты. Мощность зоны оталькования 5 м. Содержание: SiO ₂ - 30-60%, Al ₂ O ₃ - 7-19%, TiO ₂ - 0,3-0,4%, Fe ₂ O ₃ - 0,8-3,0%, CaO - 0,3-0,7%, MgO - 20,0-23,0%
<i>Магнезит</i>				
II-4	1	Байгазинское	[75]	П. Известно 5 линзообразных тел магнезита среди известняков катаскинской подсветы авзянской свиты. Мощность их от 2,5 до 5 м, длина - 100-200 м. Содержание: SiO ₂ - 0,20-0,80%, Al ₂ O ₃ - 0,04-0,62%, Fe ₂ O ₃ - 0,19-0,84%, FeO - 0,61-1,70%, CaO - 6,07-27,02%, MgO - 23,23-41,91%, п.п.п. - 6,80-49,80%
IV-4	22	Юшинское	[86]	П. Проявление приурочено к миньякской подсвете суранской свиты и представлено тремя пластами магнезитов мощностью 80-100 м, 6 м и 2 м. По простиранию пласты прослежены на 220 м. Хим. состав: SiO ₂ - 5,85%, R ₂ O ₃ - 3,40%, CaO - 2,30%, MgO - 42,15%, п.п.п. - 44,22%
Строительные материалы				
<i>Обломочные породы</i>				
<i>Песчаник</i>				
IV-3	3	Мало-Ямантауское	[75]	П. Кварцевые песчаники зигальгинской свиты
IV-3	6	Караташское	[74, 75]	П. Кварцевые песчаники зигальгинской свиты
IV-3	8	Шишкинское	[75]	П. Кварцевые песчаники зигальгинской свиты
IV-3	9	Салдыс	[75]	П. Кварцевые песчаники лемезинской подсветы зильмердакской свиты
IV-3	17	Ямаштинское	[75]	П. Кварцевые песчаники лемезинской подсветы зильмердакской свиты
IV-4	10	Дунан-Сунган	[74]	П. Кварцевые песчаники машакской свиты
Прочие ископаемые				
<i>Гипс</i>				
I-1	1	Калиновское	Автор	П. В нижней части иренской свиты зафиксирован пласт гипса мощностью 20-25 м. Пласт залегает согласно со вмещающими породами (аз. пад. 305°∠25°), уверенно следует по простиранию на 50 м. Гипс серый, светло-серый, белый прозрачный и полупрозрачный мелко- и среднезернистый с тонкими прослоями глинистых известняков. Содержания по результатам химического анализа: CaO - 40,23-40,67%; SO ₃ - 55,43-56,23%; MgO - 0,12-0,19%. Вмещающие породы - тонкое переслаивание (3-5 мм) коричневых глин, глинистых известняков и белого непрозрачного гипса. Содержания во вмещающих породах: CaO - 33,58%; SO ₃ - 45,70%; MgO - 0,12%

Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых

№ п/п	Название и ранг объекта, индекс на карте прогноза	Площадь (км ²)	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекоменд. виды работ и их очередность	Ист. информации
1	Ассинский баритоворудный узел потенциальный (3.0.2)	238	Барит	<p>Площадь узла сложена карбонатно-терригенными образованиями катавской, инзерской и зильмердакской свиты верхнего рифея, которые прорываются дайками габброидов криволукско-мисаелгинского интрузивного комплекса. В ходе ГДП-200 выявлены два пункта минерализации и одно рудопроявления барита приуроченные к контакту известняков катавской и зильмердакской свиты. В шлиховых пробах из современного аллювия знаковые содержания сфалерита, галенита, азурита. Геохимическими исследованиями в ходе ГДП-200 зафиксированы обширные комплексные аномалии Ga, Sc, Pb, Ba, Zn, Y, Cu в донных отложениях и коренных породах. Перспективы узла связаны с возможностью выявления новых объектов баритовой жильной и барит-свинцово-цинковой терригенно-карбонатной формаций. Наиболее благоприятными для локализации оруденения представляются контакты карбонатных отложений с терригенными породами перекрывающей инзерской свиты и подстилающей зильмердакской свиты.</p> <p>Прогнозные ресурсы барита категории P₃ рассчитаны методом аналогии. Для расчета удельной продуктивности барита, свинца и цинка принято Кужинское рудное поле с утвержденными запасами: баритовых руд - 5,8 млн т с удельной продуктивностью: для барита - 0,56 млн т; для цинка - 16,6 тыс. т; для свинца - 15,6 тыс. т. В связи с тем, что рудный узел расположен в другой минерагенической зоне, коэффициент подобия (k_п) для барита принят равным 0,4; коэффициент надежности (k_н) - 0,6; понижающий коэффициент для перехода от продуктивности рудного поля к продуктивности рудного узла - 0,1. Таким образом, прогнозные ресурсы барита в пределах потенциального РУ составляют: 0,56×238×0,4×0,6×0,1=3,2 млн т.</p>	ГДП-200	P ₃	3,2 млн т	Специализированные поиски м-ба 1 : 50 000	Авт.
			Цинк	<p>Коэффициент подобия (k_п) - 0,4, понижающий коэффициент от продуктивности рудного поля к продуктивности рудного узла - 0,1, коэффициент надежности (k_н) - 0,6, прогнозные ресурсы: 16,6×238×0,4×0,6×0,1=95 тыс. т.</p>		P ₃	95 тыс. т		
			Свинец	<p>Коэффициент подобия (k_п) - 0,3, понижающий коэффициент - 0,1, коэффициент надежности (k_н) в связи с тем, что аномалии свинца относительно локальны и менее контрастны - 0,5, прогнозные ресурсы составляют: 15,6×238×0,3×0,5×0,1=56 тыс. т</p>		P ₃	56 тыс. т		

№ п/п	Название и ранг объекта, индекс на карте прогноза	Площадь (км ²)	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекоменд. виды работ и их очередность	Ист. информации
2	Реветский баритоворудный узел потенциальный (3.0.3)	217		На территории узла развиты карбонатные (катавская свита), терригенные (инзерская и зильмердакская свиты) и терригенно-карбонатные (авзянская свита) образования среднего и верхнего рифея, прорванные дайками габброидов криволюкско-мисаелгинского интрузивного комплекса. Восточная граница узла проходит вдоль Караташско-Зюраткульского надвига. В северной части узел пересекает взброс северо-западного простирания. При ГДП-200 выявлены комплексные литохимические аномалии Ba, Ga, V, Cu, Pb, Zn в донных отложениях и коренных породах и пункт минерализации барита, приуроченный к полю развития верхней части авзянской свиты. По данным предшественников в центральной части узла зафиксированы локальные высококонтрастные вторичные ореолы рассеяния Ba и шлиховые потоки барита со знаковыми и весовыми содержаниями.	ГСР-50, ГДП-200			Специализированные поиски м-ба 1 : 50 000	Авт. [74]
			Барит	Прогнозные ресурсы рассчитаны методом аналогии. Для расчета удельной продуктивности барита, свинца и цинка принято Кужинское рудное поле с утвержденными запасами: баритовых руд - 5,8 млн т с удельной продуктивностью: для барита - 0,56 млн т; для цинка - 16,6 тыс. т; для свинца - 15,6 тыс. т. В связи с тем, что потенциальный рудный узел расположен в другой минерагенической зоне, коэффициент подобия (k_n) принят равным 0,5; коэффициент надежности (k_n) - 0,6; понижающий коэффициент - 0,1; прогнозные ресурсы составляют: $0,56 \times 217 \times 0,5 \times 0,6 \times 0,1 = 3,6$ млн т.		P ₃	3,6 млн т		
			Цинк	Коэффициент подобия (k_n) - 0,5; понижающий коэффициент - 0,1; коэффициент надежности (k_n) - 0,6; прогнозные ресурсы: $16,6 \times 217 \times 0,5 \times 0,6 \times 0,1 = 108$ тыс. т.		P ₃	108 тыс. т		
			Свинец	Коэффициент подобия (k_n) - 0,5; понижающий коэффициент - 0,1; коэффициент надежности (k_n) - 0,5; прогнозные ресурсы: $15,6 \times 217 \times 0,5 \times 0,5 \times 0,1 = 85$ тыс. т.		P ₃	85 тыс. т		

№ п/п	Название и ранг объекта, индекс на карте прогноза	Площадь (км ²)	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекоменд. виды работ и их очередность	Ист. информации
3	Исмакаевско-Суранский магнетито-флюоритоворудный узел потенциальный (северная часть) (4.0.1)	63		Развитием пользуются бердагуловская и миньякская подсвиты суранской свиты, с которыми на сопредельном с юга листе N-40-XXII связаны промышленно значимые объекты магнетитовой апокарбонатной (Исмакаевское месторождение) и флюоритовой карбонатной стратиформной (Суранское месторождение) формаций. Вдоль западной границы узла проходит Караташско-Зюраткульский надвиг. Известны 2 рудопроявления флюорита. Предшественниками выявлены многочисленные контрастные вторичные ореолы рассеяния фтора с содержаниями от 100 до 1000·10 ⁻³ % и шлиховые потоки флюорита со знаковыми содержаниями. Перспективы связаны с выявлением новых объектов флюоритовой карбонатной стратиформной формаций.	ГСР-50, ГДП-200			Специализированные поиски м-ба 1 : 25 000	Авт. [19]
			Флюорит	Оценка прогнозных ресурсов выполнена методом аналогии. Эталонный объект - Западно-Суранская рудная подзона. Су эталона - 0,24 млн т/км; L - 18 км; k _н - 0,8; k _н - 0,6. Перспективность высокая, оценка вполне надежная, глубина прогноза 100 м.		P ₃	2,1 млн т		
			Магнетит	Перспективы связаны с выявлением новых объектов магнетитовой апокарбонатной формацией. Оценка прогнозных ресурсов выполнена методом аналогии. Эталонный объект - Исмакаевское месторождение. Су эталона - 305 млн т/км ² , S - 63 км, k _н - 0,8; k _н - 0,6; k _p - 0,01. Перспективность высокая, оценка вполне надежная, глубина прогноза 100 м		P ₃	92 млн т		
4	Машакский платино-золоторудный узел потенциальный (4.0.3)	202		Широко развиты образования машакской свиты, с которыми на сопредельных с востока и юга территориях (листы N-40-XVII, XXII) связаны рудопроявления золота и платиноидов формации золотоносных конгломератов и платинометалльно-золоторудной черносланцевой формации. Отмечаются многочисленные дайки габброидов машакского и юшинского интрузивных комплексов. Известны проявления меди и магнетита. В ходе ГПД-200 выявлены пункты минерализации палладия, связанные с сульфидизированными габброидами машакского комплекса с содержаниями Pd - 1,4-2,3 г/т. А также пункты минерализации золота и платины, локализованные в кремнисто-углистых алевролитах четвертой подсвиты суранской свиты с содержаниями Pt - от 0,1 до 1,19 г/т; Au - 0,1-0,35 г/т. Перспективы связаны с возможностью выявления здесь новых объектов золота и платиноидов формации золотоносных конгломератов, платинометалльно-золоторудной черносланцевой и платинометалльной ультрамафит-мафитовой формаций	ГСР-50, ГДП-200			Специализированные поиски м-ба 1 : 50 000	Авт. [20]

Окончание прил. 3

№ п/п	Название и ранг объекта, индекс на карте прогноза	Площадь (км ²)	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекоменд. виды работ и их очередность	Ист. информации
			Золото	Прогнозные ресурсы золота оценивались по аналогии с таковыми для данного таксона на сопредельной с востока территории. Су эталона - 0,26 т/км ² ; S - 202; k _н - 0,8; k _г - 0,6. Перспективность узла средняя, оценка малой надежности. Глубина прогноза 100 м.		P ₃	25 т		
			Палладий	Прогнозные ресурсы палладия оценивались по аналогии с таковыми для данного таксона на сопредельной с востока территории. Су эталона - 0,16 т/км ² ; S - 202; k _н - 0,8; k _г - 0,6. Перспективность средняя, оценка малой надежности. Глубина прогноза 100 м		P ₃	16 т		

Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка прогнозных ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Ассинский баритоворудный узел потенциальный (3.0.2)* Барий Цинк Свинец	P ₃	P ₃	P ₃	Специализированные поисковые работы м-ба 1 : 50 000
		0	3,2 млн т	+3,2 млн т	
		0	95 тыс. т	+95 тыс. т	
		0	56 тыс. т	+56 тыс. т	
2	Реветский баритоворудный узел потенциальный (3.0.3) Барий Цинк Свинец	P ₃	P ₃	P ₃	Специализированные поисковые работы м-ба 1 : 50 000
		0	3,6 млн т	+3,6 млн т	
		0	108 тыс. т	+108 тыс. т	
		0	85 тыс. т	+85 тыс. т	
3	Исмакаевско-Суранский магнетито-флюоритоворудный узел потенциальный (северная часть узла) (4.0.1)* Флюорит Магнетит	P ₃	P ₃	P ₃	Специализированные поисковые работы м-ба 1 : 25 000
		0	2,1 млн т	+2,1 млн т	
		0	92,4 млн т	+92,4 млн т	
4	Машакский платино-золоторудный узел потенциальный (4.0.3) Палладий Золото	P ₃	P ₃	P ₃	Специализированные поисковые работы м-ба 1 : 50 000
		0	15,1 т	+15,1 т	
		0	25,0 т	+25,0 т	

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогн. ресурсов	Прогнозные ресурсы*
Цветные металлы	Цинк	2 узла	P ₃	203 тыс. т
	Свинец	2 узла	P ₃	141 тыс. т
Благородные металлы	Золото	1 узел	P ₃	25,0 т
	Палладий	1 узел	P ₃	15,1 т
Неметаллические ископаемые	Флюорит	1 узел	P ₃	2,1 млн т
	Барит	2 узла	P ₃	6,8 млн т
	Магнезит	1 узел	P ₃	92,4 млн т

Список стратотипов, опорных стратиграфических разрезов, опорных обнажений

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Опорный разрез иренской свиты	Автор, т.н. 1153
2	Опорный разрез верхней подсвиты байгенджинской свиты	Автор, т.н. 1152
3	Опорное обнажение габбро кривоулукско-мисаелгинского комплекса	Автор, т.н. 1012
4	Опорное обнажение, тектонический меланж второстепенного надвига	Автор, т.н. 8021
5	Опорный разрез девонских отложений	[4]
6	Опорный разрез зиганской свиты	Автор, т.н. 1155, 1156
7	Опорный разрез алатауской свиты	[17]
8	Опорный разрез девонских отложений	[4]
9	Стратотип зильмердакской свиты	[22]
10	Опорный разрез первой (бирьянской) подсвиты зильмердакской свиты	[42]
11	Опорное обнажение. Характер деформаций восточного крыла Усаклинской синклинали	Автор, т.н. 8190
12	Стратотип басинской свиты	[49]
13	Опорный разрез лапыштинской подсвиты суранской свиты	[74]
14	Характер деформаций ядра Инзерской синклинали	Автор, т.н. 8189
15	Характер деформаций восточного крыла Инзерской синклинали	Автор, т.н. 8186
16	Характер деформаций Инзерской синклинали	Автор, т.н. 8083
17	Характер деформаций восточного крыла Инзерской синклинали	Автор, т.н. 8186
18	Опорный разрез третьей (быковской) подсвиты машакской свиты	Автор, т.н. 2051
19	Парастратотип зильмердакской, катавской и инзерской свит	[33, 42]
20	Стратотип реветской подсвиты авзянской свиты	[42]
21	Опорное обнажение габбро кривоулукско-мисаелгинского комплекса	Автор, т.н. 8073
22	Опорный разрез верхней части второй (бердагуловской) подсвиты суранской свиты	[82]
23	Опорное обнажение, взаимоотношения юшинской и машакской свит	Автор, т.н. 2056
24	Опорный разрез миньярской свиты	[42]
25	Опорное обнажение, характер дислокаций всячего блока Караташско-Зюраткульского разлома	Автор, т.н. 8074
26	Опорный разрез реветской подсвиты авзянской свиты	Автор, т.н. 8072
27	Стратотип бердагуловской подсвиты суранской свиты	[17]
28	Опорный разрез бердагуловской подсвиты суранской свиты	Автор, т.н. 8071
29	Опорный разрез ушаковской и куткурской подсвит авзянской свиты	[74]
30	Опорный разрез каташкинской и малоинзерской подсвиты авзянской свиты	[74]
31	Опорный разрез зигазино-комаровской свиты	[82]
32	Опорный разрез лапыштинской подсвиты суранской свиты	[82]
33	Опорный разрез первой и второй подсвит машакской свиты	Автор, т.н. 2042-2044
34	Опорный разрез четвертой каранской подсвиты машакской свиты	Автор, т.н. 2034-2038
35	Опорное обнажение, кровля суировской толщи	Автор, т.н. 1080
36	Опорное обнажение, основание толпаровской толщи	Автор, т.н. 1066
37	Опорный разрез четвертой (сердаукской) подсвиты суранской свиты	[82]
38	Опорный разрез второй (багарыштинской) подсвиты юшинской свиты	Автор, т.н. 8188
39	Опорный разрез первой и второй подсвит машакской свиты	Автор, т.н. 2003, 2006
40	Опорный разрез первой (вязовской) подсвиты юшинской свиты	[82], скв. С21
41	Опорный разрез второй (багарыштинской) подсвиты юшинской свиты	Автор, т.н. 8187
42	Опорное обнажение, дайка машакского комплекса	Автор, т.н. 2029
43	Опорное обнажение, дайка юшинского комплекса	Автор, т.н. 1047
44	Опорный разрез подошвы суировской толщи	Автор, т.н. 8185
45	Опорный разрез суировской толщи	Автор, т.н. 1115
46	Опорный разрез кровли суировской толщи	Автор, т.н. 8178
47	Опорное обнажение сила кривоулукско-мисаелгинского комплекса	Автор, т.н. 8209
48	Опорный разрез урюкской свиты	Автор, т.н. 8177

Список опорных обнажений, буровых скважин и шурфов, показанных на карте четвертичных отложений листа N-40-XVI масштаба 1 : 200 000

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
1	Опорное обнажение верхнеоплейстоценовых аллювиальных отложений первой надпойменной террасы р. Лемеза. Мощность 5,0 м. Изучены споро-пыльцевые спектры	[78], обн. 186
2	Опорное обнажение среднеоплейстоценовых аллювиальных отложений третьей надпойменной террасы р. Инзер. Мощность 9,0 м	[17]
3	Картировочная скважина. Под средне-верхнеоплейстоценовыми делювиальными отложениями вскрыт делювий нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 32 м	Автор
4	Опорное обнажение. Отмечается налегание среднеоплейстоцен-голоценового коллювия и делювия на аллювий первой надпойменной террасы. Суммарная мощность 5,5 м. Изучены споро-пыльцевые спектры аллювиальных отложений первой надпойменной террасы	[78], обн. 69
5	Опорное обнажение верхнеоплейстоценовых аллювиальных отложений первой надпойменной террасы р. Мал. Инзер. Мощность 2,2 м. Изучены споро-пыльцевые спектры	[86], обн. 1389
6	Шурф. Вскрывает разрез верхнеоплейстоценовых элювиальных отложений. Мощность 4,0 м	[75], ш-313
7	Скважина опорная. Вскрывает разрез верхнеоплейстоценовых коллювиально-десерпционных отложений, перекрывающих нижнеоплейстоценовую морену (лозьвинский горизонт). Суммарная мощность 27 м. Изучены споро-пыльцевые спектры	[86], С-18
8	Скважина картировочная. Вскрывает разрез верхнеоплейстоценовых коллювиально-десерпционных отложений, перекрывающих нижнеоплейстоценовую морену (лозьвинский горизонт). Суммарная мощность 16,4 м	[86], С-5
9	Скважина опорная. Вскрывает разрез верхнеоплейстоценовых коллювиально-десерпционных отложений. Полная мощность 18,0 м	[86], У-104
10	Шурф. Вскрывает разрез средне-верхнеоплейстоценовых коллювиальных отложений. Мощность 3,6 м	[75], ш-217
11	Картировочная скважина. Вскрывает разрез плейстоценовых элювиальных и делювиальных отложений. Полная мощность 6,0 м	[86], У-153
12	Опорное обнажение. Отмечается налегание средне-верхнеоплейстоценового делювия на аллювий первой надпойменной террасы р. Зилим. Суммарная мощность 5,0 м. Изучены споро-пыльцевые спектры аллювия первой террасы	[78], обн. 120
13	Скважина опорная. Вскрывает разрез плейстоценовых элювиальных и делювиальных отложений. Полная мощность 10,7 м	[86], У-146
14	Картировочная скважина. Под средне-верхнеоплейстоценовыми коллювиальными и делювиальными отложениями вскрыт делювий нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 13 м	[82], У-102
15	Скважина опорная. Вскрывает разрез верхнеоплейстоценовых коллювиально-делювиальных отложений, перекрывающих нижнеоплейстоценовую морену (лозьвинский горизонт?). Суммарная мощность 21,4 м	[86], У-14
16	Картировочная скважина. Вскрывает разрез верхнеоплейстоценовых коллювиально-делювиальных отложений. Полная мощность 14,2 м	[86], У-18
17	Шурф. Вскрывает разрез плейстоценовых элювиальных отложений. Мощность 2,5 м	[75], ш-272
18	Шурф. Вскрывает разрез верхнеоплейстоценовых коллювиально-делювиальных отложений. Мощность 2,0 м	[75], ш-287
19	Шурф. Вскрывает разрез верхнеоплейстоценовых коллювиально-делювиальных отложений. Мощность 3,6 м	[75], ш-246
20	Картировочная скважина. Вскрывает разрез верхнеоплейстоценовых коллювиально-десерпционных отложений. Мощность 3,3 м	[75], 74
21	Картировочная скважина. Вскрывает разрез нижнеоплейстоценовой морены (лозьвинский горизонт?). Мощность 9,0 м	[86], С-20
22	Шурф. Вскрывает разрез плейстоценовых элювиальных отложений. Мощность 1,3 м	[75], ш-138
23	Шурф. Вскрывает разрез плейстоценовых элювиальных отложений. Мощность 1,0 м	[75], ш-189
24	Шурф. Вскрывает разрез плейстоценовых элювиально-делювиальных отложений. Полная мощность 8,7 м	[75], У-22
25	Картировочная скважина. Под средне-верхнеоплейстоценовыми делювиальными отложениями вскрыт делювий нижнего неоплейстоцена. Суммарная мощность 13,2 м	[75], 1
26	Картировочная скважина. Вскрывает разрез средне-верхнеоплейстоценовых делювиальных отложений. Мощность 6,0 м	[86], У-35

№ на карте	Характеристика объекта	№ источника по списку литературы, авторский № объекта
27	Опорное обнажение. Отмечается налегание средне-верхнеоплейстоцено-голоценового делювия и коллювия на аллювий третьей надпойменной террасы р. Зилим. Видимая мощность 2,3 м. Изучены споро-пыльцевые спектры	[78], обн. 117
28	Картировочная скважина. Вскрывает разрез плейстоценовых элювиально-делювиальных отложений. Мощность 4,0 м	[86], У-26
29	Картировочная скважина. Вскрывает разрез плейстоценовых элювиально-делювиальных отложений. Мощность 3,0 м	[75], 7
30	Картировочная скважина. Вскрывает разрез верхнеоплейстоценовых элювиально-делювиальных отложений. Мощность 3,5 м	[86], С-29
31	Картировочная скважина. Вскрывает разрез средне-верхнеоплейстоценовых коллювиально-делювиальных отложений. Мощность 11,0 м	[86], У-112
32	Картировочная скважина. Вскрывает разрез плейстоценовых элювиально-делювиальных отложений. Мощность 11,0 м	[86], У-122
33	Опорное обнажение. Отмечается налегание средне-верхнеоплейстоцено-голоценового делювия и коллювия на аллювий первой надпойменной террасы р. Бол. Инзер. Видимая мощность 2,5 м. Изучены споро-пыльцевые спектры из аллювиальных отложений первой надпойменной террасы	[78], обн. 87
34	Опорное обнажение верхнеоплейстоценовых отложений второй надпойменной террасы р. Бол. Инзер. Видимая мощность 3,0 м. Изучены споро-пыльцевые спектры	[86], обн. 55

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов

№ по карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	№ источника по списку литературы
1	Габбро криволукско-мисаелгинского комплекса	U-Pb метод по цирконам	556,6±9,1 (557)	[Автор]
2	Габбро криволукско-мисаелгинского комплекса	U-Pb метод по цирконам	556,8±5,8 (557)	[Автор]
3	Габбро юшинского комплекса	U-Pb метод по цирконам	1505±12 (1505)	[Автор]

Каталог памятников геологической природы и древней культуры

№ на схеме	Вид памятника	Наименование памятников природы
1	Общегеологический	Частный разрез пермских отложений
2	Геоморфологический	Надпойменная терраса р. Лемеза
3	Общегеологический	Голотип столбчатых ветвящихся строматолитов
4	Тектонический	Тектонический меланж второстепенного надвига
5	Геоморфологический	Водопад Атыш
6	Геоморфологический	Карстовая пещера Медвежья
7	Геоморфологический	Сквозная долина р. Лемеза
8	Геоморфологический	Останцы выветривания известняков верхнего карбона
9	Геоморфологический	Нагорная терраса хребта Сухие Горы
10	Геоморфологический	Надпойменная терраса р. Инзер
11	Геоморфологический	Сквозная долина р. Инзер
12	Геоморфологический	Сквозная долина р. Тюльмень
13	Гидрогеологический	Минеральные источники Ассы
14	Геоморфологический	Останцы выветривания песчаников зигальгинской свиты (хр. Нары)
15	Общегеологический	Стратотипический разрез басинской свиты венда и опорные разрез куккараукской свиты венда
16	Тектонический	Складчатая структура девонских отложений на западном крыле Авдырканской антиклинали
17	Геоморфологический	Нагорная терраса хребта Нары
18	Тектонический	Складчатые деформации Караташско-Зюраткульского надвига
19	Геоморфологический	Останцы выветривания песчаников зигальгинской свиты (хр. Нары)
20	Геоморфологический	Нагорная терраса хребта Беягуш
21	Геоморфологический	Сквозная долина р. Бол. Реват
22	Тектонический	Складчатая структура ядра Инзерской синклинали
23	Общегеологический	Стратотипические и опорные разрезы реветской подсвиты авзянской свиты среднего рифея до инзерской свиты верхнего рифея
24	Геоморфологический	Сквозная долина р. Мал. Инзер
25	Общегеологический	Опорный разрез миньярской свиты верхнего рифея и опорные разрезы авзянской свиты
26	Общегеологический	Стратотипический разрезы авзянской свиты
27	Тектонический	Складчатые деформации ядра Айгирской антиклинали
28	Геоморфологический	Останцы выветривания верхнего венда
29	Общегеологический	Частный разрез машакской свиты среднего рифея
30	Тектонический	Складчатая структура западного крыла Авдырканской антиклинали
31	Общегеологический	Частный разрез бердагуловской подсвиты суранской свиты нижнего рифея
32	Общегеологический	Частный разрез юшинской свиты нижнего рифея
33	Общегеологический	Частный разрез толпаровской толщи венда
34	Тектонический	Складчатая структура катавской свиты верхнего рифея
35	Геоморфологический	Сквозная долина р. Бол. Инзер
36	Общегеологический	Стратотип суировской толщи венда

Петрогеохимическая характеристика магматических комплексов

№ п/п	№ обр.	Состав	Оксиды (%)													Лантаноиды (г/т)													
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	nnn	Σ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Юшинский комплекс габбро-пикродолеритовый гипабиссальный: дайки габбро, апопикритов																													
1	1047	габбро	49,72	1,47	15,50	3,37	7,08	0,14	6,63	8,96	3,22	0,71	0,17	3,26	100,2	13,20	29,57	3,68	15,69	3,41	1,30	3,85	0,52	2,92	0,57	1,53	0,21	1,21	0,17
2	1047/6	габбро	48,30	1,45	14,31	2,95	7,95	0,17	7,00	9,61	2,93	0,70	0,17	4,20	99,7	14,16	31,95	3,91	16,84	3,72	1,25	4,02	0,55	3,08	0,60	1,66	0,22	1,38	0,18
3	1150	апопикриты	43,75	0,86	8,51	3,60	8,66	0,19	20,81	6,28	0,26	0,85	0,13	7,06	101,0	5,53	13,67	1,81	7,81	1,81	0,54	2,02	0,27	1,63	0,31	0,86	0,12	0,75	0,10
4	1150/1	апопикриты*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,19	13,27	1,71	7,61	1,80	0,57	2,03	0,28	1,69	0,32	0,92	0,12	0,79	0,11
5	1150/2	апопикриты*	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,47	17,70	2,32	10,26	2,49	0,70	2,72	0,40	2,32	0,45	1,21	0,17	1,02	0,14
6	1150/3	габбро	50,27	1,66	16,45	4,69	6,21	0,15	5,87	7,53	3,37	1,02	0,20	3,71	101,1	14,16	31,64	4,14	17,41	4,17	1,46	4,59	0,63	3,71	0,70	1,93	0,26	1,58	0,22
8	1151	пикриты	43,89	0,91	8,47	4,57	8,20	0,22	19,73	6,97	0,29	0,09	0,16	6,47	100,0	18,31	40,92	5,37	22,43	5,15	1,86	5,46	0,73	4,22	0,82	2,20	0,30	1,82	0,24
9	1151/8	габбро	49,20	1,36	13,31	3,03	8,86	0,18	8,76	8,89	2,16	1,04	0,17	3,58	100,5	20,22	44,81	6,01	24,87	5,64	1,83	6,13	0,82	4,70	0,89	2,49	0,34	2,02	0,28
Машакские субвулканические образования: дайки габбро, габбродолеритов**																													
10	2301/4	долериты	48,00	2,00	15,50	5,32	7,67	0,17	7,00	9,54	0,20	3,10	0,50	1,70	100,6	11	27	3,8	17	5	1,9	5,9	0,94	5,5	1,1	3	0,41	2,6	0,38
11	2301/6	габбро	48,20	2,00	15,50	5,32	6,47	7,00	9,54	0,17	3,05	0,58	0,20	2,26	100,3	11	27	3,8	16	5,1	1,8	5,9	0,92	5,4	1	2,9	0,39	2,5	0,35
12	2302/2	габбро	51,00	3,26	17,00	5,52	6,10	0,16	4,60	6,25	3,10	0,54	0,48	2,78	100,8	34	81	9,5	37	8,3	2,2	7,5	1	5,2	0,88	2,3	0,27	1,6	0,19
13	2302/3	габбро	48,10	2,31	17,70	1,46	7,54	0,15	8,80	7,38	3,00	1,00	0,26	2,10	99,8	29	69	8,2	32	7,4	2,5	6,9	0,98	5	0,85	2,2	0,27	1,7	0,21
14	2302/4	габбро	48,00	3,23	17,50	3,86	7,54	0,12	6,00	7,10	2,80	0,70	0,32	3,20	100,4	33	77	9	35	7,8	2,5	7,4	1	5,4	0,91	2,4	0,29	1,8	0,22
15	2302/5	габбро	51,00	2,94	17,40	3,40	5,13	0,09	6,20	6,25	3,00	0,80	0,32	3,00	99,5	32	77	8,9	35	7,6	2,5	7	1	5,2	0,9	2,4	0,29	1,9	0,23
16	2303/1	габбро	50,00	2,66	15,00	5,50	6,42	0,07	7,40	5,68	3,00	0,88	0,40	2,40	99,4	36	85	9,9	39	8,6	4,1	8,2	1,2	6,1	1,1	2,8	0,33	2,2	0,24
17	2303/2	габбро	48,00	3,00	15,50	7,02	4,67	0,11	6,20	9,24	3,40	0,77	0,32	2,00	100,3	38	89	10	41	8,6	2,7	7,7	1,1	5,6	0,95	2,5	0,3	2,1	0,24
18	2303/3	габбро	48,00	2,55	16,00	5,07	6,61	0,09	6,20	7,10	3,30	1,00	0,40	4,00	100,3	59	130	15	59	13	3,8	11	1,5	7,8	1,3	3,3	0,39	2,5	0,31
19	2303/4	габбро	50,00	3,08	17,00	6,55	5,75	0,09	4,80	5,68	3,10	1,00	0,58	2,70	100,3	31	74	8,5	34	7,4	2,4	6,8	0,92	4,9	0,84	2,2	0,27	1,7	0,2
20	2029	габбро	49,20	2,45	15,50	3,14	8,66	0,18	8,00	6,68	0,65	3,20	0,22	3,10	100,0	23	51	6,8	28	8,7	2,8	10	1,7	10	2,1	6,1	0,82	5,2	0,67
21	2029/3	габбро	48,00	2,40	15,80	3,47	8,33	0,19	8,00	6,52	0,40	2,70	0,28	3,72	99,8	21	54	6,7	28	8,5	2,5	10	1,6	9,8	2	5,8	0,77	4,9	0,6
Криволукско-мисаелгинский комплекс габбро-пикродолеритовый гипабиссальный: дайки и силлы габбро, габбродолеритов, долеритов																													
21	5071/2	габбро	50,19	1,68	14,26	3,86	8,95	0,19	5,90	10,64	2,18	0,52	0,17	1,86	100,4	8,58	22,20	3,13	14,73	4,12	1,47	5,29	0,80	5,30	1,01	2,95	0,40	2,62	0,37
22	5072/1	габбро	50,61	1,54	14,66	3,93	8,04	0,18	6,28	10,61	2,15	0,63	0,15	1,82	100,6	7,49	18,23	2,52	12,00	3,33	1,27	4,29	0,64	4,11	0,83	2,43	0,33	2,18	0,32
23	5074	габбро	50,62	1,89	13,72	4,24	9,14	0,19	5,93	10,72	2,11	0,48	0,18	2,07	101,3	9,18	23,63	3,39	16,42	4,79	1,62	6,04	0,95	6,05	1,18	3,38	0,47	2,99	0,43
24	5074/1	габбро	50,24	1,53	14,94	4,01	7,88	0,18	6,23	10,92	2,07	0,58	0,20	2,62	101,4	8,01	20,82	2,95	14,34	3,98	1,52	5,17	0,78	5,10	1,00	2,82	0,40	2,53	0,38
25	5075	габбро	49,75	1,59	15,11	3,71	8,45	0,18	5,89	10,94	2,14	0,51	0,16	1,92	100,4	7,80	20,60	2,98	14,30	4,00	1,59	5,25	0,81	5,13	1,01	2,88	0,41	2,58	0,36
26	5075/1	габбро	48,49	1,55	14,34	4,38	7,86	0,18	6,39	11,49	1,91	0,60	0,19	3,40	100,8	7,97	20,41	2,91	14,28	4,08	1,54	5,23	0,82	5,23	1,02	2,91	0,41	2,61	0,38
27	8177/24	габбро	51,04	1,45	15,76	10,97	1,61	0,20	5,26	9,93	1,96	0,32	0,13	1,59	100,2	6,02	14,86	2,09	10,17	2,99	1,18	3,96	0,61	3,90	0,81	2,30	0,31	2,03	0,30
28	8073/4	габбро	48,36	1,42	16,08	6,00	5,79	0,17	5,90	9,74	2,53	1,01	0,12	3,25	100,4	4,67	10,75	1,69	8,41	2,58	1,00	3,23	0,54	3,37	0,72	2,08	0,29	1,89	0,27
29	8073/9	габбро	49,23	1,90	14,59	14,61	2,55	0,26	3,69	5,08	3,07	0,71	0,24	4,67	100,6	10,59	24,96	3,48	16,49	4,66	1,44	5,72	0,91	5,70	1,22	3,52	0,49	3,10	0,46
30	8203/1	габбро	51,73	1,66	14,66	9,07	4,43	0,19	5,45	9,39	1,95	0,44	0,14	1,88	101,0	6,10	15,16	2,15	10,79	3,25	1,22	3,96	0,67	4,05	0,83	2,39	0,33	2,15	0,30

Окончание прил. 9

№ п/п	№ обр.	Состав	Оксиды (%)													Лантаноиды (г/т)													
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	nnn	Σ	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
31	8203/7	габбро	53,67	1,60	15,80	8,87	3,63	0,24	3,59	7,24	1,98	0,58	0,17	2,70	100,1	6,88	17,75	2,45	12,40	3,59	1,34	4,51	0,70	4,17	0,86	2,49	0,34	2,14	0,30
32	3146	габбро	49,50	1,96	15,15	3,49	9,54	0,22	4,91	8,90	2,31	0,99	0,16	2,43	99,6	8,33	21,67	3,18	15,36	4,37	1,64	5,67	0,88	5,59	1,10	3,10	0,44	2,82	0,41
33	3146/1	габбро	49,20	2,05	14,44	4,38	9,16	0,22	5,08	8,92	2,23	0,93	0,18	2,42	99,2	7,97	20,83	3,04	14,72	4,31	1,53	5,52	0,85	5,47	1,08	3,04	0,43	2,68	0,39
34	3146/3	габбро	49,53	1,94	14,59	4,23	9,45	0,20	5,43	9,46	2,18	0,64	0,17	2,20	100,0	7,74	19,82	2,88	14,00	4,01	1,45	5,28	0,81	5,17	1,04	2,94	0,42	2,62	0,38
35	3146/5	габбро	49,57	2,16	14,04	4,22	9,66	0,20	5,08	8,78	2,45	0,85	0,18	2,81	100,0	8,20	20,69	2,80	13,47	3,83	1,33	4,73	0,75	4,54	0,92	2,60	0,35	2,15	0,31
36	3146/8	габбро	48,73	2,16	13,67	4,48	10,06	0,19	5,54	8,03	2,83	1,16	0,19	2,87	99,9	8,79	22,00	2,95	14,13	4,06	1,36	4,92	0,76	4,57	0,92	2,58	0,36	2,15	0,31
37	3146/17	габбро	48,71	2,05	14,05	4,62	9,32	0,20	5,62	9,06	2,35	0,91	0,18	2,67	99,7	7,51	19,71	2,85	14,10	4,04	1,45	5,25	0,82	5,24	1,05	2,95	0,42	2,59	0,37

Примечание: * – Лантаноиды определены в апопикритах охарактеризованных оксидами в пробе № 1150. ** – Материалы заимствованы из работы Д. Е. Савельева [62].

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ	7
СТРАТИГРАФИЯ	10
МАГМАТИЗМ	54
ТЕКТОНИКА	61
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ	70
ГЕОМОРФОЛОГИЯ	73
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	78
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	91
ГИДРОГЕОЛОГИЯ	98
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	102
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	104
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	105
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых	108
Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований	109
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО)	110
<i>Приложение 3.</i> Список прогнозируемых объектов полезных ископаемых	116
<i>Приложение 4.</i> Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов	120
<i>Приложение 5.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых	121
<i>Приложение 6.</i> Список стратотипов, опорных стратиграфических разрезов, опорных обнажений	122
Список опорных обнажений, буровых скважин и шурфов, показанных на карте четвертичных отложений листа N-40-XVI масштаба 1 : 200 000	123
<i>Приложение 7.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов	125
<i>Приложение 8.</i> Каталог памятников геологической природы и древней культуры	126
<i>Приложение 9.</i> Петрогеохимическая характеристика магматических комплексов	127