

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Уральская

Лист О-41 – Екатеринбург

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ

2011

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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Уральская

Лист О-41 – Екатеринбург

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК 55 (084.3М1000):528.94.065(470)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист О-41 – Екатеринбург. Объяснительная записка. – СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2011. 492 с. + + 6 вкл.(Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ОАО «УГСЭ»).

В объяснительной записке обобщены новые геологические данные по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, полезным ископаемым восточного склона Урала и прилегающих районов Западно-Сибирской низменности. Установлены закономерности и оценены прогнозные ресурсы главных видов минерального сырья территории – золота коренного и россыпного, платиноидов, меди, цинка, никеля, хромита, углеводородного сырья и других полезных ископаемых. Изложена история геологического развития территории, охарактеризовано ее геоэкологическое состояние. Работа отражает современный уровень изученности региона.

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

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

Табл. 2, ил. 28, список лит. 510 назв.

Рекомендовано к печати
НПС Роснедра 10 ноября 2010 г.

Авторы

*Г. А. Петров, А. А. Жиганов, В. В. Стефановский, В. В. Шалагинов,
Т. А. Петрова, Р. А. Овчинников, Т. А. Гертман*

Главный научный редактор *А. В. Жданов*

Редактор Уральской серии *А. В. Жданов*

Эксперты НПС Роснедра: *А. Н. Мельгунов, В. К. Шкатова*

© Роснедра, 2011
© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2009
© ОАО «УГСЭ», 2009
© Коллектив авторов, 2009
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011

ВВЕДЕНИЕ

Лист О-41 – Екатеринбург Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение) составлен на основании обобщения новых геологических и геофизических данных последних 20 лет (для западной части территории) и 27 лет (для восточной части), прошедших со времени принятия к печати листов второго поколения (новая серия) О-40, (41) (1989 г.) и О-(41), 42 (1982 г.).

Территория общей площадью 159 840 км² охватывает большую часть Свердловской области, северные части Челябинской и Курганской и западную – Тюменской области, а также юго-западную часть Ханты-Мансийского автономного округа (ХМАО) Тюменской области. Западная часть площади листа принадлежит к восточному склону Урала, а восточная – к Западно-Сибирской равнине. В тектоническом отношении это части крупных геоструктур – Уральской складчатой системы и Западно-Сибирской платформы. Экономически наиболее развиты западная и южная части территории.

Географические сведения. В пределах листа О-41 выделяются несколько орографических районов (с запада на восток): 1 – область горно-останцового рельефа водораздельной части Среднего Урала с отметками вершин до 609 м (гора Березовая) и депрессий до 300–400 м, развитого на сильно деформированных метаморфических толщах допалеозоя (Уфалейский комплекс), раннего палеозоя и массива перидотит-габбрового Платиноносного пояса (Ревдинский массив); 2 – область сильно выровненного увалистого рельефа восточного склона Среднего Урала с беспорядочным расположением низких увалов высотой 300–400 м и единичными вершинами (гора Карабайка – 544 м), сложенная преимущественно ранне- и среднепалеозойскими вулканогенными и интрузивными породами; 3 – пенеппен: таежно-лесистая в северной части и лесостепная в южной, часто заболоченная равнина, сложенная в западной части разнообразными палеозойскими и допалеозойскими породами, в восточной – мезозойскими и кайнозойскими осадками чехла Западно-Сибирской плиты. Наблюдается общее понижение рельефа в северо-восточном направлении, где присутствуют крупные болота и озера. Абсолютные отметки колеблются от 37 м на северо-востоке (оз. Леушинский Туман) до 330 м (гора Известковая) на юго-западе, относительные превышения составляют в среднем 50–100 м (до 50 м в восточной части). Крутизна склонов составляет обычно 6–10°, редко до 20°.

Климат континентальный, среднегодовая температура около 0 °С. Средняя температура декабря и января от –10 до –17 °С (минимальная –52 °С).

Средняя температура июля от +16 до +17° (максимальная +37 °С). Осадки в июле и августе составляют 360–426 мм, а в январе–феврале – 100–200 мм. Установление снежного покрова наблюдается в ноябре. Почвы, промерзая местами до 1 м, оттаивают в мае. Большая часть площади занята лесами; реликтовые леса состоят в основном из ели, пихты, кедра, сосны и березы, а на старых вырубках и гарях преобладают березово-осиновые. В южной части территории листа О-41 присутствуют фрагменты лесостепных ландшафтов, представленных разнотравьем с осиново-березовыми колками, в северо-восточной части широко представлены залесенные и открытые болота с преобладающим моховым покрытием. Значительная часть южной и западной частей района работ представлена сельскохозяйственными угодьями, занятыми кормовыми, овощными и злаковыми культурами. Полевые работы (маршрутные геологические наблюдения) можно проводить с мая по октябрь.

Животный мир территории довольно разнообразен. Повсеместно распространены заяц, рябчик, глухарь, тетерев, лось, медведь, волк, лиса, рысь, змеи (уж и гадюка), в южной части – косуля и кабан. В реках и озерах обычны окунь, ерш, щука, плотва (чебак), лещ, налим, карась. Встречаются язь, карп, судак, линь, редко – нельма, сырок. На территории располагается большое количество очагов клещевого энцефалита, что предопределяет необходимость вакцинации.

Речная сеть территории относится главным образом к бассейну р. Обь – реки Исеть, Нейва, Реж, Тагил, Тура, Ляля, Лобва, Тавда, Конда, и только несколько водотоков в юго-западной части – к бассейну р. Кама (реки Чусовая и Уфалейка). Речные долины преимущественно широкие, хорошо проработанные, в западной части отмечаются и каньонообразные. Питание рек происходит за счет талых вод и атмосферных осадков, в меньшей степени – за счет подземных вод. Реки на большей части площади не судоходны (за исключением рек Тавда и Тура в нижнем течении), наиболее крупные из них пригодны для прохождения на лодках. Ледостав начинается в начале ноября, ледоход – во второй половине апреля, толщина льда достигает 1 м. Для нужд энергетики и металлургического производства на всех главных реках западной и южной частей площади созданы пруды.

Население преимущественно русское, основная его часть занята на предприятиях металлургической, машиностроительной, горнодобывающей отраслей промышленности, меньшая часть – в сельском и лесном хозяйстве. Подавляющее большинство населенных пунктов электрифицировано. Главными промышленными центрами являются города Екатеринбург, Тюмень, Нижний Тагил, Серов, Каменск-Уральский, Верх-Нейвинск, Красноуральск, Красноуральск, Реж, Алапаевск и др.

Геологическая изученность. Благодаря поискам и освоению месторождений полезных ископаемых Урал еще в XVII–XVIII вв. становится основной металлургической базой России. Первые общегеологические исследования на восточном склоне Среднего Урала связаны с именами А. П. Карпинского (1884), Н. К. Высоцкого (1896), А. Л. Козлова (1928), Б. П. Кротова (1928), Е. Е. Попова (1930), С. В. Эпштейна (1930), С. Д. Архангельского (1931–1932), Н. И. Архангельского (1932), А. В. Введенского (1932), С. П. Ситникова (1935), Б. В. Кротова (1936). Мезозойские и кайнозойские образования, широко рас-

пространенные в восточных зонах Урала и Зауралья, привлекали особое внимание в связи с обнаружением в них различных полезных ископаемых осадочного и гипергенного генезиса, главным образом россыпного золота и платины, бурого угля, железа, марганца, бокситов, никеленосных кор выветривания, строительных материалов.

В 1935 г. А. Ф. Кабаковым обнаружены первые триасовые бокситы в подугольных отложениях Волчанской депрессии. Первая геологическая карта Волчанской депрессии в масштабе 1 : 50 000 в 1947 г. составлена П. И. Дорофеевым. Благодаря первым уральским геологам-бокситчикам С. Д. Архангельскому, Н. А. Коржавину, А. К. Гладковскому, А. К. Шаровой (1929–1935 гг.) открыты Алапаевское, Колчеданское, Монастырское и другие месторождения нижнемеловых бокситов в Алапаевском и Каменском районах, в бассейнах рек Ница, Ирбит, Пышма, Синара. Первое наиболее полное описание стратиграфического разреза мезозойских и кайнозойских отложений сделано Н. И. Архангельским (1941) на основании изучения обнажений по рекам Тагил и Мугай. С. Д. Рабинович (1947) описаны обнажения палеогеновых отложений в бассейнах рек Тавда, Сосьва, Тура. Поискам нижнемезозойских углей посвящены работы Б. Ф. Тарханеева (1936), Н. А. Каржавина (1936), Н. А. Поповой (1948), Т. Е. Лушниковой (1949), З. П. Волк (1958) и др. Исследования верхнемеловых оолитовых бурых железняков проводил Д. Д. Топорков (1946).

С середины XX века на территории начинаются систематические геологические исследования. М. А. Бровиным в 1953–1954 гг. были проведены геолого-поисковые работы на марганцевые, железные руды и бокситы в Махневском, Верхотурском, Синячихинском, Алапаевском, Коптеловском районах. А. В. Сидоровой проведены поисковые работы на титан-циркониевые россыпи в центральной части бассейна р. Синара (1960). Большая заслуга в изучении закономерностей размещения месторождений железных, марганцевых руд и бокситов в мезозойских и кайнозойских отложениях принадлежит Н. И. Архангельскому. С его именем связаны также первые исследования нефтегазоносности восточного склона Урала и Зауралья (1951). Им были сделаны выводы о том, что перспективной является вся приуральская часть Западной Сибири севернее широты г. Серов.

Нефтепоисковые работы были начаты в 1948 г. бурением Тюменской опорной скважины. Широкий размах геологического изучения территории Западно-Сибирской провинции начался после открытия в 1953 г. Березовского газового месторождения и в 1960–1961 гг. – группы Шаимских нефтяных месторождений. Большие работы по комплексу региональных и площадных геофизических исследований выполнили коллективы трестов ЗапСибнефтегеология, Тюменьнефтегеология, Сибнефтегеофизика. Работы сопровождались бурением большого количества скважин, но преимущественно за пределами рассматриваемой территории, поскольку она была отнесена к бесперспективному и малоперспективному району на нефть и газ в отложениях платформенного чехла. Поэтому северо-восточная часть территории, принадлежащая к Карабашскому нефтегазоносному району, в котором (за пределами листа) открыты лишь две залежи нефти в пластах среднеюрского нефтегазоносного комплекса и Карабашская залежь газа, изучена слабо.

Первые мелкомасштабные геологические съемки проведены А. П. Сивовым в Махневском районе (1949) и А. А. Прониным в Алапаевском районе (1951). В 1952–1961 гг. под руководством Н. Б. Малютина юго-восточная часть территории листа до г. Тюмень была закартирована в масштабе 1 : 500 000. В 1958 г. проведены поисково-съемочные работы масштаба 1 : 500 000 в междуречье Ишима и Тобола (В. А. Грачев, 1959ф). В 1960 г. В. С. Зоновым выполнена геологическая съемка того же масштаба в бассейнах рек Сосьва, Тавда, Тура, Тагил, Исеть. Таким образом, к 1961 г. вся территория Среднего Зауралья была закартирована в масштабе 1 : 500 000. На основе обобщения геологических исследований Н.Б. Малютиным, М.Н. Дегтевой в 1964 г. была составлена «Пояснительная записка к картам Зауралья масштаба 1 : 500 000» и одновременно под руководством М. Н. Дегтевой в этом же масштабе составлены литолого-палеогеографические карты раннемеловой, позднемеловой, палеоценовой, эоценовой и олигоценовой эпох территории Среднего Зауралья.

Геологосъемочные работы масштабов 1 : 50 000 и 1 : 200 000, проведенные до 1960 г., не были комплексными, не сопровождались геофизическими, геохимическими и дистанционными методами, не имели отчетливой поисковой направленности и по существу не должны относиться к этому виду региональных работ в современном его понимании.

По состоянию геологической изученности на 1961 г. под руководством И. Д. Соболева был составлен Атлас геологических карт масштаба 1 : 200 000 Среднего, южной части Северного и северо-восточной части Южного Урала. В 1966 г. этот Атлас под редакцией И. Д. Соболева был издан. Хотя карты не были кондиционными и изданы без объяснительной записки, они знаменовали целый этап подведения итогов геологосъемочных работ и явились основой для составления геологических карт Урала масштабов 1 : 1 000 000 (1971), 1 : 500 000 (1978) и тектонической карты Урала масштаба 1 : 1 000 000 (1983).

На основе Геологической карты Урала масштаба 1 : 500 000 (уже в процессе ее подготовки к изданию) были составлены пометалльные и сводные металлогенические карты: Металлогеническая и Прогнозная карты Урала (А. И. Александров, Г. Д. Назаров и др., 1962), Металлогеническая карта Урала по железу (М. И. Алешин, С. М. Барковская и др., 1962), Металлогеническая карта Урала по бокситам (Н. А. Коржавин, Н. Ф. Федоров, 1962), Прогнозная металлогеническая карта Урала по гипергенному никелю (Т. С. Муратов, Ф. А. Сысоев, 1962), Прогнозно-минерагеническая карта неметаллических полезных ископаемых Урала (Е. Ф. Рыжков, А. В. Ломаев, 1964), Металлогеническая карта экзогенных месторождений Урала (П. С. Прямоносков, Е. М. Габова, 1964), Карта месторождений строительных материалов Свердловской области (А. В. Бахтияров, В. С. Верещагина и др., 1972) и др.

Начиная с 1961 г. уже на новых принципах началось систематическое картирование обнаженных площадей Восточного Урала в масштабе 1 : 50 000, а примыкающей к ней части Зауралья с небольшой мощностью покровных отложений — в масштабе 1 : 200 000. Геологосъемочные работы становятся комплексными и сопровождаются площадными и профильными геофизическими исследованиями. Крупномасштабные геологосъемоч-

ные работы выполнялись под руководством М. С. Рапопорта (1962–1974), В. А. Грачева (1963–1967), В. П. Олерского (1964–1984), Б. Н. Петрова (1965–1970), Д. А. Двоеглазова (1965–1979), Шихова (1969–1975), М. Н. Столпнера и Г. И. Фундера (1967–1969), В. Н. Лагутенко (1972–1974, 1981–1985) и других исследователей. Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 проводилась под началом Н. С. Лисова (1959–1965), В. А. Грачева (1959–1967), Н. Б. Малютина (1961), В. С. Зонова (1966), Р. А. Крылова (1967–1969). В 1970-е гг. подготовлены к изданию и изданы четыре листа Госгеолкар-ты-200: О-41-I (Н. С. Лисов и др., 1974), О-41-XV (В. С. Зонов и др., 1971), О-41-XXXIII и О-41-XXVII (В. С. Зонов и др., 1973; 1976).

В 1966 г. А. Г. Жученко разработана схема районирования Зауралья по условиям дешифрируемости аэрофотоснимков; с этого времени дистанционные методы стали обязательными при проведении геологосъемочных работ. В восточной части Зауралья, где сравнительно велика мощность мезозойских и кайнозойских отложений, было проведено групповое аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 200 000. Работы проводились под руководством В. П. Закожурникова (1979–1984) и Н. М. Николаева (1984–1987). При проведении АФГК использованы новейшие на тот период аэрофотоснимки (съемки 1975–1980 гг.) масштабов 1 : 100 000 и 1 : 200 000, фотосхемы и репродукции накидного монтажа, а также космические снимки масштабов 1 : 200 000, 1 : 240 000, 1 : 1 000 000; на часть территории – радарные снимки масштаба 1 : 180 000. В результате проведенных работ выявлены индикационные свойства свит кайнозоя. Благодаря большим объемам заверочного неглубокого бурения составлены кондиционные аэрофотогеологические карты дочетвертичных образований.

Почти одновременно (с середины 1960-х гг.) проводится поисково-геоморфологическое картирование масштаба 1 : 200 000–1 : 100 000 под руководством А. П. Сигова и В. С. Шуба. Было выполнено детальное стратиграфическое расчленение континентальных рыхлых образований мезозоя и кайнозоя, изучена их минералогия и составлен комплект карт (рыхлых отложений, геоморфологической, кор выветривания, прогнозных на россыпное золото и другие гипергенные полезные ископаемые). Результаты работ изложены в монографии А. П. Сигова «Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала» (1969), а также в объяснительных записках к Геоморфологической карте Урала масштаба 1 : 500 000 под редакцией тех же геологов (1981) и Карте кор выветривания Урала масштаба 1 : 500 000 под редакцией А. П. Сигова и Л. А. Гузовского (1981).

В разработке стратиграфии отложений платформенного чехла большая роль принадлежит И. А. Аграновской, Н. И. Архангельскому, Э. О. Амон, А. Е. Бабушкину, В. С. Бочкареву, Ю. В. Брадучан, В. С. Волковой, А. Г. Головиной, Ф. Г. Гурари, М. В. Дегтевой, В. И. Железко, А. И. Еремеевой, И. И. Нестерову, Г. Н. Папулову, Н. Н. Ростовцеву, М. Я. Рудкевичу, А. П. Сигову, А. В. Хабакову, Ю. П. Черепанову, С. Б. Шацкому, В. С. Шубу и др. Изучением особенностей строения мезозойских отложений Западно-Сибирской платформы и приуроченных к ним залежей углеводородов занимались многочисленные организации Тюмени, Новосибирска, Москвы, Санкт-Петербурга. В последнее десятилетие наиболее весомый вклад в обобщение материалов по геологическому строению и оценке перспектив

нефтегазоносности внесен коллективом Научно-аналитического центра регионального недропользования им. В. И. Шпильмана. Тектоническая карта масштаба 1 : 2 000 000 для центральной части Западно-Сибирской платформы, составленная под редакцией В. И. Шпильмана, Н. И. Змановского, Л. Л. Подсосовой и изданная в 1998 г., является основой для структурного районирования мезозойско-кайнозойского чехла Зауралья при подготовке к изданию листов Госгеолкарты-1000/3.

В 1980 г. НРС Мингео СССР утвердил Сводную легенду Среднеуральской серии, а в 1981 г. — Зауральской серии листов Госгеолкарты-200 первого поколения. С этого времени ПГО «Уралгеология» приступило к составлению и подготовке комплектов геологических карт масштаба 1 : 200 000. В связи с накоплением огромного нового фактического материала в 1989 г. были составлены и утверждены уточненные варианты легенд названных серий. С 1982 по 1996 гг. НРС утверждено к изданию 30 листов Госгеолкарты-200, расположенных в пределах трапеции О-41. Работы выполнялись М. Н. Анненковой, В. А. Грачевым, Т. Г. Грабежевой, Е. Г. Заборовским, Н. М. Николаевым, К. П. Савельевой, В. П. Телегиным, Ю. П. Черепановым; все они отражены на схеме использованных материалов. На базе этих карт были подготовлены к изданию листы Госгеолкарты-1000 (новая серия) О-40, (41) — Екатеринбург (1989) и О-(41), 42 — Тюмень (1982).

После того, как в 1995 г. была утверждена новая «Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Госгеолкарты-200», все региональные работы стали выполняться в ГИС-технологиях. В связи с новыми требованиями, предусматривающими переход на зональное структурно-формационное (структурно-фациальное) районирование территории, были составлены и утверждены НРС Роснедра новые серийные легенды Госгеолкарты-200/2 Средне-Уральской (1998), Зауральской (1999) и Западно-Сибирской (1999) серий. Начался период геологического доизучения площадей масштаба 1 : 200 000 с подготовкой к изданию комплектов цифровых карт. В 1999–2002 гг. было утверждено НРС шесть комплектов Госгеолкарты-200 в пределах листа О-41: О-41-XXV, XXXI (Р. Д. Калугина, 1999), О-41-ХІІІ (Г. А. Петров, 2001), О-41-XXXII (А. В. Коровко, 2001), О-41-ХІХ (В. И. Генералов, 2002), О-41-VII (Л. И. Десятниченко и др., 2002).

С 2003 г. прекратилось финансирование ГДП-200 по Зауралью, и начатые работы по листам О-41-XX, О-41-XXVI, О-41-XXXIII были завершены информационными отчетами. Таким образом, если геологическая изученность Свердловской области вполне удовлетворительная, то изученность территорий ХМАО и Тюменской области, входящих в лист О-41, довольно слабая. Они охвачены космоаэрофотогеологическим картированием масштаба 1 : 1 000 000 (А. С. Бывшев, А. П. Зайцев, 1984) и частично — аэрофотогеологической и групповой геологической съемкой масштаба 1 : 200 000 (Ю. П. Черепанов, З. Г. Кольцова, 1983).

Методические основы выполнения Госгеолкарты-1000 третьего поколения предусматривают составление комплектов карт на точной топографической основе в цифровом и аналоговом видах с учетом результатов опережающих работ по созданию дистанционной, геофизической и геохимической основ. По листу О-41 — Екатеринбург геохимическая и дистанционная основы были составлены в 2002 г., а геофизическая — в 2008 г.

В данной работе учтены, переинтерпретированы и обобщены результаты всех предшествующих средне- и крупномасштабных геологических съемок, геолого-поисковых, разведочных и тематических работ. Особое внимание уделено работам, вышедшим после 1989 г., т. е. после представления в печать предыдущих листов Госгеолкарты масштаба 1 : 1 000 000. В частности использованы результаты ГДП-200 листов О-41-VII, XIII, XIX, XXV, XXXI, XXXII, АФГК-200, материалы незавершенного ГДП-200 листов О-41-XX, XXVI, XXXIII, а также аналогичных работ в ближайшем обрамлении трапеции (Р-40-XXXV, О-40-XII, XVIII, XXIV, XXX, XXXVI, N-41-I), комплекты Госгеолкарты-200 первого поколения (листы О-41-VIII, XIV, XXI и др.), последние геологические и минерагенические исследования в рамках картосоставительских работ по Уральской части ХМАО. Учтены материалы ГИС-атласов по Уральскому федеральному округу (Свердловская, Тюменская области), современные публикации по различным областям геологических знаний: стратиграфии, петрологии, геологии объектов полезных ископаемых, минерагении, геоэкологии, а также результаты опережающих работ по созданию геофизической, геохимической и дистанционной основ (ОАО «БГЭ», 2008; УГОМЭ, УГЭ, НИИКАМ, 2002).

Работа осуществлялась ФГУП «ВСЕГЕИ» и ОАО «УГСЭ» в рамках конкурсного проекта Федерального агентства по недропользованию МПР РФ и выполнена в соответствии с действующими нормативными документами по составлению Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 третьего поколения. В состав комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа О-41 – Екатеринбург входят: 1) карты масштаба 1 : 1 000 000: геологическая доплиоценовых образований, геологическая доюрских образований, плиоцен-четвертичных образований, полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых; 2) дополнительные графические материалы (карты-врезки, геофизические разрезы, схемы корреляции и др.), в т. ч. схемы масштаба 1 : 2 500 000: тектоническая, гидрогеологическая, геоморфологическая, эколого-геологическая; 3) объяснительная записка; 4) сопровождающая электронная база данных по полезным ископаемым, специализированные базы данных (стратотипических и петротипических объектов, петрохимическая, изотопно-радиологического датирования, геологической изученности); 5) цифровые модели перечисленных карт и «масштабных» схем, а также электронная версия других графических материалов, текста объяснительной записки и приложений к ней.

СТРАТИГРАФИЯ

На рассматриваемой территории представлены стратифицированные образования от протерозойских до современных. Докембрийские породы обнажены в составе картируемых с поверхности двух комплексов, двух серий и шести свит, а также вскрыты отдельными скважинами в фундаменте Западно-Сибирской платформы в восточной части площади. Палеозойские образования (от среднего ордовика по карбон включительно) изучены на восточном склоне Урала, а также (по данным бурения) распространены на значительных площадях в фундаменте упомянутой выше платформы. Мезозойские и кайнозойские (дочетвертичные) отложения слагают большую — северную и восточную части территории. Четвертичные образования распространены повсеместно.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ АКРОТЕМА

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ (КАРЕЛЬСКАЯ) ЭНОТЕМА

Дорифейские образования распространены в составе тектонических блоков на Восточном склоне Урала, в фундаменте Западно-Сибирской плиты они выделяются с известной долей условности, так как изучены недостаточно. Тем не менее в восточной части листа О-41 они картируются под покровом мезозойско-кайнозойских осадков И. Д. Соболевым и др. [272], В. С. Сурковым и др. [270], Н. Б. Малютиным и др. [166], П. К. Куликовым [153], В. П. Маркевичем [168], В. В. Шалагиновым и др. (ГИС-атлас, 2003). На поверхности отложения нижнего протерозоя локализованы в пределах Уфалейского, Сысертского, Верхотурско-Салдинского, Мурзинско-Адуйского, Красногвардейского блоков, их наличие предполагается также в составе Кузнецовского и Шадринского блоков, полностью перекрытых мезозойско-кайнозойским чехлом. Представлены они разнообразными гнейсами, амфиболитами, мигматитами, сформированными в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма, и входят в состав Уфалейской (Западный Урал), Сысертско-Ильменогорской, Сосьвинско-Синарской и Таборско-Тапской (Восточный Урал) структурно-формационных зон основания Уральской складчатой системы. Часть нижнепротерозойских образований выделена в ранге нестратифицированных метаморфических комплексов, их характеристика приводится в разд. «Метаморфизм и метасоматические образования».

Уфалейский комплекс (PR_{1uf}) выделен Г. А. Кейльманом в 1963 г. в одноименном блоке в верховьях рек Уфа и Теча [130] в объеме нижней егустинской свиты амфиболитов с прослоями амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов мощностью более 1800 м и верхней — слюдяногорской свиты амфиболитов, амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов с прослоями слюдяно-кварцевых сланцев, кварцитов мощностью 1700 м. В обеих свитах значительное развитие имеют гранито-гнейсы и мигматиты. Соотношения между свитами согласные. Нижний контакт комплекса не установлен, перекрывается с размывом отложениями таганайской свиты среднего рифея. Комплекс в целом характеризуется P-T условиями амфиболитовой фации регионального метаморфизма умеренных давлений, но его восточная часть, примыкающая к зоне Главного Уральского разлома, испытала высокобарический метаморфизм при $T = 580\text{--}630\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 10\text{--}11$ кбар [314, 387]. Над комплексом наблюдается положительная гравитационная аномалия интенсивностью до 4 мГал и спокойное положительное магнитное поле напряженностью 100–200 нТл. Породы содержат «магматические» цирконы с изотопным (U-Pb метод) возрастом 1100–2150 млн лет и «метаморфические» цирконы с возрастом 1,18–0,99 млрд лет; возраст метаморфических минералов (K-Ar метод) 1400 млн лет [142].

Ar-Ag датирование белых слюд из гнейсов восточной части уфалейского комплекса, проведенное коллективом исследователей в рамках программы «Европроба», дало числа 305 ± 6 и 296 ± 6 млн лет [387]. U-Pb датирование иттроэпидота из анортоклазов пегматитов, слагающих жилы среди амфиболитов и кристаллических сланцев, дало возраст 1100–1200 млн лет [172]. Для уточнения возраста уфалейского комплекса нами было выполнено датирование иттроэпидот-анортоклазовых пегматитов, в которых ранее Д. А. Минеевым были получены возрасты 1100–1200 млн лет (образец пегматитов был любезно предоставлен В. Н. Огородниковым). По монофракциям полевых шпатов, слюд, иттроэпидота и породе в целом Ю. Л. Ронкиным (ИГиГ УрО РАН) была получена Sm-Nd эрохрона 525 ± 11 млн лет (рис. 1, СКВО = 2,5).

Учитывая постметаморфический характер пегматитовых жил, вновь полученные данные подтверждают представления о допалеозойском возрасте уфалейского комплекса. Мощность его в пределах листа О-41 — до 2000 м. Общая мощность уфалейского комплекса по геофизическим данным 4000–4200 м.

В составе *Сысертско-Ильменогорской СФЗ* основания Восточно-Уральской складчатой системы выделяются *вишневогорская* и *черновская* свиты.

Вишневогорская свита ($PR_{1v\text{с}}$) входит в состав Сысертско-Ильменогорского антиклинория, стратотип ее выделен и описан Б.М. Роненсоном [467] южнее изучаемой территории. В пределах листа О-41 свита представлена небольшим фрагментом в юго-западной части. Вишневогорская свита сложена ритмичнослоистыми биотитовыми гнейсами, содержащими гранат, силлиманит, иногда графит, с горизонтами амфиболитов и графитовых кварцитов, линзами мраморов и доломитов.

Радиологический возраст цирконов из гнейсов вишневогорской свиты, согласно данным А. А. Краснобаева [142], составляет 1850 ± 70 млн лет, (U-Pb метод), что соответствует возрасту метаморфизма амфиболитовой фации. Термоизохронным методом по полигенным цирконам, сходным с цирконами, типоморфными для гранулитовой фации, получены значения 2,2–2,3 млрд лет. Мощность свиты — до 1200 м.

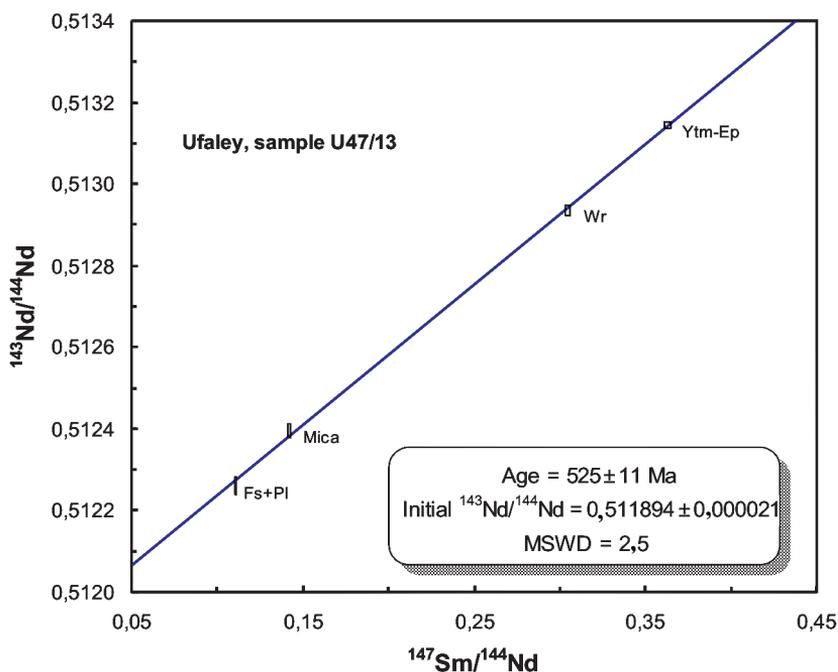


Рис. 1. Sm-Nd эохрона для иттроэпидотового пегматита, прорывающего амфиболиты и кристаллические сланцы уфалейского комплекса.

Черновская свита (PR₁чр), выделенная Г. А. Кейльманом [130] в северной части Сысертско-Ильменогорского антиклинория, сложена амфиболитами, амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, биотитовыми гнейсами с прослоями графитистых кварцитов, мигматитами, гранитогнейсами. Залегает несогласно на шумихинском комплексе, хотя чаще имеет с ним тектонический контакт, перекрывается с размывом сайтовской серией среднего рифея. Над образованиями черновской свиты наблюдается положительная гравитационная аномалия силы тяжести интенсивностью до 5 мГал при спокойном отрицательном магнитном поле. Породы мигматизированы, интенсивно дислоцированы с образованием преимущественно брахиформных складок.

Определение возраста заключительного этапа метаморфизма черновской свиты калий-аргоновым методом дает значения 260–270 млн лет, предшествующее событие фиксируется U-Pb методом по цирконам – 350 млн лет [401]. Максимальные температуры метаморфизма составляли 450–500 °С, давления – до 8–9 кбар [387]. Предполагается [401], что черновская свита может быть латеральным аналогом ильменогорской свиты, распространенной южнее изучаемой площади. Поскольку раннепротерозойский возраст ильменогорской свиты имеет изотопно-геохронологическое обоснование [142], черновская свита также считается раннепротерозойской. Возраст черновской свиты в настоящее время нельзя считать обоснованным; этот вопрос требует дальнейшего изучения. Мощность свиты – до 2500 м.

Адуйский комплекс (PR_{1ad}), выделенный ранее в Мурзинско-Адуйском блоке как мурзинская свита [130], включает плагиогнейсы биотитовые и биотит-амфиболовые, амфиболиты, пироксеновые амфиболиты, мигматиты, с редкими прослоями и линзами кварцитов и мраморов. По мнению А. П. Казака [389], субстратом большей части комплекса могли служить пироксеновые амфиболиты. Породы претерпели полихронный сиалический плутонометаморфизм [131] на уровне амфиболовой фации, а также неоднократно подвергались региональной метасоматической гранитизации [401]. Продукты ранней натриевой гранитизации с возрастом 370 млн лет распространены спорадически и сохранились в реликтах [445]. Поздняя калиевая гранитизация с возрастом 310–280 млн лет развита наиболее интенсивно и повсеместно. Регрессивный метаморфизм (диафторез) широко проявился в замещении темноцветных минералов хлоритом, актинолитом, эпидотом, карбонатом, плагиоклазов – альбитом, соссюритом. Локально проявлены явления катаклаза и милонитизации.

К-Аг изотопные исследования пород адуйского комплекса дают палеозойские возраста [372], изучение цирконов из гнейсов U-Pb термоизохронным методом [142] показывает значения 1,12, 0,93 и 0,51 млрд лет. Pb-Pb датирование биотитовых и двуслюдяных плагиогнейсов по цирконам методом Кобера привело к получению чисел 367 ± 25 и 378 ± 35 млн лет [315], что, вероятно, соответствует одному из главных этапов метаморфизма. Rb-Sr изохрона эрохрона по фракциям граната, гематита, кварца, полевого шпата и породе в целом, отобранным из гранат-гематит-биотитового парагнейса, составляет $254 \pm 1,3$ млн лет (СКВО = 1,5) [471]. Возраст комплекса в соответствии с «Легендой Среднеуральской серии...» принимается как раннепротерозойский, хотя необходимо отметить его недостаточную обоснованность. Нижняя граница адуйского комплекса не установлена, верхняя граница с алабашской серией среднего рифея тектоническая. Над породами комплекса наблюдаются отрицательные гравитационное и магнитное поля. Мощность по геофизическим данным – не менее 3500 м.

Мариинская свита (PR_{1mr}) входит в состав Таборско-Тапской СФЗ основания Уральской складчатой системы («Восточный Урал»). Эти образования на изучаемой территории полностью перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских осадков, за исключением нескольких небольших фрагментов по р. Ирбит у пос. Красногвардейский (лист О-41-XXI). Мариинская свита хорошо исследована южнее листа О-41; она была выделена Т. А. Смирновой в 1951 г., стратотипические разрезы располагаются по р. Синташты у пос. Мариинский. В состав свиты входят гнейсы биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, амфиболиты, прослои кварцитов, кальцифиров. Нижний контакт мариинской свиты не установлен, верхний с образованиями рифея – несогласный или тектонический. U-Pb возраст цирконов из метаморфических пород свиты, по данным А. А. Красновбаева [142], 1850 и 2054 ± 35 млн лет. Rb-Sr изохронное датирование магнетит-гранат-биотит-амфиболового плагиогнейса из района пос. Красногвардейский по фракциям биотита, амфибола, кварца, полевого шпата и породе в целом позволило получить эрохрону $253,6 \pm 1,2$ млн лет (СКВО = 1,7) [471]. Учитывая широкое распространение парагнейсов в составе свиты, нельзя исключить детритовое происхождение цирконов,

раннепротерозойский возраст которых был определен А. А. Краснобаевым. Интенсивное проявление герцинского позднеорогенного метаморфизма могло привести к перекристаллизации и превращению в гнейсы разновозрастных горных пород. Учитывая недостаточность и противоречивость имеющихся изотопно-геохронологических данных, раннепротерозойский возраст мариинской свиты в пределах изучаемой территории нельзя считать достаточно обоснованным. Мощность мариинской свиты более 1500 м.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭНОТЕМА

Позднепротерозойские образования широко распространены в пределах блоков-выступов допалеозойского основания Уральской складчатой системы и представлены средне- и верхнерифейскими свитами и сериями.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Среднерифейские стратоны сложены метаморфизованными осадочными и вулканическими породами, протолит которых был сформирован преимущественно в неглубоких бассейнах в обстановке растяжения. Входят в состав Уфалейской СФЗ «Западного Урала» (куртинская свита), а также в структурно-формационные зоны «Восточного Урала» – Сысертско-Ильменогорскую (игишская свита), Сосьвинско-Синарскую (алабашская серия) и Таборско-Тапскую (алексеевская свита).

Куртинская свита выделена Г. А. Кейльманом [396] в Уфалейском антиклинории. Свита сложена графит-слюдяно-кварцевыми, гранат-слюдяно-кварцевыми и кварц-слюдяными сланцами, графитовыми и слюдяными кварцитами и амфиболитами (метабазитами). В наиболее полных разрезах свита расчленяется на нижнюю (RF_2kr_1) подсвиту, включающую сланцы гранат-мусковитовые, мусковитовые, серицитовые, хлорит-серицитовые, слюдистые и графитовые кварциты, карбонатсодержащие зеленые сланцы, линзы мраморов, мощностью до 500 м, и верхнюю подсвиту (RF_2kr_2) мощностью до 400 м, в состав которой входят сланцы графит-мусковитовые, кварциты, углеродистые филлиты, углеродисто-серицитовые и хлорит-серицитовые сланцы. Нижняя и верхняя границы свиты – тектонические. Многочисленные надвиги с линзами метаультрамафитов, метагаббро и эклогитоподобных амфиболитов в подошве нарушают и осложняют разрез этого подразделения. Все породы свиты претерпели полихронный сиалический плутонометаморфизм, уровень которого постепенно понижается от эпидот-амфиболитовой фации в нижнекуртинской до зеленосланцевой в верхнекуртинской подсвите. Судя по преобладающим минеральным парагенезисам, давление при метаморфизме можно оценить как умеренное (группа В), вместе с тем в локальных зонах существовали условия «сверхдавлений». Принятый среднерифейский возраст свиты не имеет на изучаемой территории биостратиграфического или изотопно-геохронологического обоснования.

Саитовская серия и игишская свита объединенные ($RF_2st + ig$) названы по с. Саитово и оз. Игиш, расположенным южнее лис-

та О-41 [401]. В состав сайтовской серии входят плагиосланцы биотитовые, двуслюдяные, биотит-амфиболовые, амфиболовые, гранат-ставролитовые, прослоями графитистые и фосфоритсодержащие, микроамфиболиты, прослои графитсодержащих и слюдистых кварцитов, редкие линзы мраморов, в основании валунные конгломераты. Серия с несогласием перекрывает метаморфические образования черновской свиты раннего протерозоя. Часто нижний контакт тектонический. Мощность серии — до 2500 м. Игишская свита сложена графитистыми, слюдистыми фосфоритсодержащими и гранат-ставролит-биотитовыми кварцитами с пачками плагиосланцев. Залегает согласно на сайтовской серии, перекрывается несогласно ордовикскими и нижнедевонскими отложениями. Мощность 500 м. Большинство определений абсолютного возраста пород сайтовской серии К-Аг методом фиксирует время позднего этапа сиалического плутонометаморфизма эпидот-амфиболитовой фации на рубеже 260—240 млн лет. Возраст цирконов из микроамфиболитов и плагиосланцев, определенный альфа-свинцовым методом, варьирует в пределах 610—1100 млн лет [401]. В кварцитах игишской свиты южнее описываемой площади были найдены микрофоссилии *Trematosphaeridium holtedahlii* Tim, *Protosphaeridium flexuosum* Tim, *Protosphaeridium densum* Tim, *Protosphaeridium laccalum* Tim., *Zeiosphaeridia* sp. позднепротерозойско-раннекембрийского возраста [506]. Общая мощность сайтовской серии и игишской свиты — до 3000 м.

Алабашская серия (RF₂ab) выделена в окрестностях с. Алабашка (Мурзинско-Адуйский блок) и объединяет кристаллические плагиосланцы биотитовые, двуслюдяные, биотит-амфиболовые, амфиболовые (часто графитсодержащие, иногда с гранатом), гнейсы амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые, кварциты, сланцы слюдисто-кварцевые и графит-кварцевые, кальцифиры, мраморы. Имеет тектонические контакты с адуйским гнейсово-амфиболитовым комплексом. В основании разреза наблюдаются тела магнетитсодержащих амфиболитов, прослеживаемых цепочкой положительных магнитных аномалий интенсивностью до 2000 нТл. Все породы изменены на уровне эпидот-амфиболитовой, частично амфиболитовой фаций. Абсолютный возраст цирконов из биотитовых кристаллических сланцев района дер. Южаково, определенный U-Pb методом, — 910 ± 60 млн лет [141]. По составу подразделение хорошо корректируется со среднерифейской сайтовской серией, однако, учитывая приведенную датировку цирконов, возраст стратона нельзя считать достаточно обоснованным. Мощность алабашской серии — до 3000 м.

Алексеевская свита (RF₂al) выделена южнее территории листа, в Троицком районе с разрезами по рекам Арчаглы-Аят, Караталы-Аят, Камышлы-Аят, Сред. Тогузак и Верх. Тогузак, Тобол. На листе О-41 полностью перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских осадков. В состав свиты входят сланцы слюдисто-кварцевые, графит-слюдяно-кварцевые, биотит-альбит-кварцевые, кварциты, метапесчаники, прослои амфиболитов, мраморов, содержащих строматолиты *Collenia* sp., *Conophyton* sp. В стратотипическом районе залегает согласно на городищенской свите нижнего рифея и перекрывается несогласно известняками, содержащими онколиты верхнего рифея [111]. Мощность свиты 1500—2400 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские стратифицированные образования обнажены в западной части территории (восточный склон Урала), а также вскрыты в фундаменте Западно-Сибирской платформы. Согласно схеме структурно-формационного районирования [113], в изучаемом районе палеозойские отложения развиты в трех мегазонах – Западно-Уральской (Зилаиро-Лемвинская СФЗ), Тагильской (Западно-Тагильская и Восточно-Тагильская СФЗ) и Восточно-Уральской (Верхотурско-Новооренбургская, Алапаевско-Адамовская и Красногвардейско-Светлинская СФЗ). Картируемые в восточной части листа образования Зауральской мегазоны (Урайско-Денисовской и Тюменско-Кустанайской СФЗ) полностью перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Улугушская свита (O_2ul) выделена в районе с. Улугуши, распространена в пределах Красногвардейско-Светлинской СФЗ. В ее состав входят сланцы углеродисто-кремнистые, кремнистые, углеродисто-сланцевые, серицит-хлорит-кварцевые, хлоритовые, амфибол-хлоритовые, кварцевые песчаники, микрокварциты. Нижняя граница (с докембрийскими образованиями) несогласная, но чаще тектоническая. Перекрывается согласно увельской свитой среднего–верхнего ордовика. Содержит аренигские и лланвирнские конодонты. Мощность до 1000 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Увельская свита (O_{2-3uv}). Выделена в Зауральской мегазоне Н. Ф. Мамаевым в 1965 г. по р. Увелька в районе г. Троицк, распространена в Красногвардейско-Светлинской СФЗ. В состав свиты входят базальты, долериты, андезитобазальты, их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, сланцы глинистые, кремнисто-глинистые, кремнистые, известняки, содержащие карадокские (тыпыльские) брахиоподы *Hesperorthis grandis*, *Dalmanella kegelensis*; лланвирнские–карадокские (чердынские–тыпыльские) трилобиты *Illaenus convexicollis* Weber., *Dicranopletus uwelkensis* An c. Залегает согласно на улугушской свите или с угловым и азимутальным несогласием на докембрийских образованиях, но чаще имеет с ними тектонические контакты. Перекрывается согласно отложениями нижнего силура. Мощность 300–1500 м.

Новоберезовская толща (O_{2-3nb}). Выделена В. Ф. Копаневым [401] в Медведевско-Сухтелинской подзоне Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Для свиты характерны базальты афировые, вариолиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты; сланцы кремнистые, углеродисто-кремнистые, зеленые сланцы, микроамфиболиты, кварциты, амфиболиты. Геохимические параметры metabазальтов сближают их с океаническими

и рифтогенными вулканитами [401]. Нижняя граница тектоническая, перекрывается согласно красноадульской толщей. Мощность 800–2000 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Шемурская свита ($O_3-S_1\text{šm}$) выделена М. Ф. Заболотской [380] на хр. Шемур (северо-западнее площади листа) и состоит из двух подсвит — нижнешемурской базальтовой и верхнешемурской, включающей вулканиты кислого состава. Позднее Ю. Ф. Юрин с соавторами [507] уточнил разрез свиты, разделив каждую из подсвит на две пачки — нижнюю базальтовую и верхнюю риодацитовую. Образования шемурской свиты развиты в юго-западной части листа О-41, ранее они относились к зюзельской свите раннего силура [401]. В формационном отношении соответствуют риолит-базальтовой формации и представлены различными базальтоидами, их туфами, риолитами, риодацитами и дацитами, туфами кислого состава, вулканогенно-осадочными и подчиненными осадочными породами. На территории листа разрез стратона сильно фрагментирован, вулканиты слагают тектонические пластины к востоку от габброидных массивов Платиноносного пояса и войкарско-кемпирсайского меланжевого комплекса. Шемурская свита связана постепенными переходами с нижележащим мариинским долеритовым комплексом. Вулканиты шемурской свиты — умеренно-щелочные, низко- и умереннотитанистые породы, сходные по составам с толеитовыми и известково-щелочными сериями современных островных дуг [192]. С ними парагенетически связаны проявления и месторождения медно-цинково-колчеданных руд. Породы шемурской свиты претерпели зеленокаменные изменения и метаморфизм на уровне фации зеленых сланцев, а также контактово-термальный метаморфизм от массивов тагило-кытлымского и петропавловского комплексов.

Возраст свиты обоснован находками конодонтов. В прослоях яшмоидов среди базальтов и риолитов нижнешемурской подсвиты на хр. Шемур (северо-западнее территории) обнаружены [6]: *Periodon grandis* (Ethington), *Scolopodus insculptus* (Branson et Mehl.), *Falodus prodentatus* (Graves et Ellisson), *Paltodus* cf. *migratus* Rexrood (определения В. А. Наседкиной). В комплексе конодонтов присутствует зональный вид *Periodon grandis*, соответствующий позднему ашгиллу, что позволяет уверенно датировать образования нижнешемурской подсвиты верхним ордовиком [180]. В прослоях кремней среди вулканитов верхнешемурской подсвиты найдены следующие конодонты [6, 180]: *Neoprioniodus(?) brevirameus* Walliser, *Scolopodus(?)* sp. indet., *Acodus(?)* cf. *curvatus* Branson et Branson, *A. unicostatus* Branson et Mehl., *Distomodus* cf. *kentuckyensis* Branson et Branson, *Paltodus* aff. *migratus* Rexrood, *Oistodus(?)* sp., *Belodina* cf. *compressa* (Branson et Mehl.), *Scolopodus insculptus* (Branson et Mehl.), *Pterospathodus* aff. *amorphognathoides* Walliser (определения В. А. Наседкиной, УГСЭ, Екатеринбург). В приведенном комплексе имеются два зональных вида — *Distomodus kentuckyensis* — раннего лландовери и *Pterospathodus amorphognathoides* — позднего лландовери—раннего венлока, что позволяет

датировать верхнешемурскую подсвиту нижним силуром [180]. Таким образом, возраст шемурской свиты достаточно надежно обоснован, как позднеордовикско-раннесилурийский. Мощность шемурской свиты – 1000–2000 м.

Красноуральская свита (O_3-S_1kr) выделена в районе г. Красноуральск на Среднем Урале В. И. Ивановым и А. К. Рогожниковым [386] в объеме двух «толщ». Нижняя сложена преимущественно долеритами, их туфами с подчиненным развитием в верхах разреза андезитов, дациандезитов, дацитов и их туфов, а также риолитов. Верхняя «толща» представлена андезитами, дациандезитами, риолитами, их лавобрекчиями и туфами. В дальнейшем разделение красноуральской свиты не производилось ввиду постепенности границы и нечеткости критериев различия [450]. В стратотипическом районе свита представлена андезибазальтами афировыми и порфиоровыми (15 %), часто «спилитоидного» облика (14 %), базальтами (19 %), андезитами (9 %), долеритами (3 %), туфами основного и умереннокислого состава, туффитами, мелкими невыдержанными прослоями лаво- и гиалокластитов, яшмоидов и кремнистых алевролитов. Кислые разности представлены дацитами (16 %), дациандезитами (13 %), риодацитами (11 %) как в эффузивной, так и в экструзивно-лавовой фациях. Кислые члены слагают от 25–30 до 50 % объема разреза. Характерно весьма значительное развитие рассланцованных пород, метасоматитов, вторичных кварцитов [450]. Наиболее представительные разрезы красноуральской свиты наблюдаются по скважинам профиля П-П Гороблагодатской ГРП и профиля 5а Красноуральской ГСП [365]. В целом для свиты характерна частая смена отдельных фациальных разновидностей вулканитов по латерали, вплоть до полного выклинивания и выпадения из разреза. Однако сохраняется характерная особенность строения разреза, заключающаяся в смене основных вулканитов кислыми и вновь основными к его верхам. Породы характеризуются проявлением низкотемпературного метаморфизма на уровне эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев с развитием альбита, актинолита, хлорита, эпидота. Хорошо сохраняются реликты первичных структур и текстур.

В составе свиты присутствуют средние месторождения свинецсодержащих цинково-медноколчеданных руд (Красногвардейское, Кировградское и др.), а также крупное Андреевское месторождение серно-колчеданных руд.

Вулканиты свиты образуют непрерывный ряд от базальтов до риодацитов. Это натриевые породы с нормальной щелочностью. Базальты – низкотитанистые (0,84 %), высокомагнезиальные (7,24 %) с довольно высокими содержаниями Cr (216 г/т) и Ni (173 г/т), низкими – Zr (45 г/т), Y (40 г/т), Sr (384 г/т) и Rb (6 г/т). В составе базальтов выделяются две группы: а) низкоглиноземистые (1–16 %) высокомагнезиальные (7–11 %, в пикробазальтах – до 13,5 %) с высоким содержанием сидерофильных элементов (Cr – 650–850 г/т) и низким – стронция (310–360 г/т) и б) высокоглиноземистые (до 24 % Al_2O_3), с низким содержанием Cr (1–140 г/т) и высоким – Sr (690–960 г/т). Такие особенности составов характерны для островодужных вулканитов, где также выделяются высокомагнезиальные и глиноземистые базальты [14, 163]. Андезиты, широко развитые в составе

свиты, в целом наследуют особенности составов базальтов — это низкотитанистые (0,61 %) натриевые породы с довольно высокими содержаниями сидерофильных элементов — Cr (216 г/т) и Ni (173 г/т), и низкими — литофильных — Zr (31 г/т), Y (12 г/т), Sr (246 г/т) и Rb (4 г/т). В дацитах и риолитах концентрации Zr возрастают (в среднем 100 и 86 г/т), других элементов — снижаются. Тренды дифференциации составов пород на дискриминационных диаграммах соответствуют параметрам раннеостроводужных вулканических серий. Возраст свиты обоснован находками микрофауны по р. Ляля, выше устья р. Южная Половинная (западнее территории листа О-41). В прослоях яшмоидов среди базальтовых лав найдены конодонты *Icriodina*(?) sp., *Paltodus* aff. *debolti* Rexroad, *Plectodina* aff. *dilata* Stauffer, *Synprioniodina* aff. *excavata excavata* (Br. et Br.), *Oistodus venustus* Stauffer, *Ozarkodina* sp. В верховьях р. Лата в кремнистых алевролитах собраны конодонты *Ozarkodina* aff. *honoverensis* Nicoll et Rexroad, *Paltodus* aff. *fragilis* Br. et Mehl, *Panderodus* cf. *unicostatus* (Br. et Mehl), *Oistodus* aff. *breviconus* Br. et Mehl. Видовой состав конодонтов свидетельствует о принадлежности указанных комплексов к слоям, переходным от позднего ордовика к раннему силуру [108]. Мощность свиты — до 1000 м.

Ромахинская толща (O₃—S_{1gm}) была выделена при проведении ГДП-200 Салдинской площади (лист О-41-ХІІІ) в районе кордона Ромахино [450]. Характерными для свиты являются сланцы графит-мусковит-кварцевые, слюдяно-кварцевые, графит-кварцевые, гематит-кварцевые, слюдяно-амфибол-полевошпат-кварцевые, метабазальты, мраморы. В состав ее входят две породные ассоциации: амфибол-(хлорит)-слюдяно-кварц-полевошпатовые (часто с эпидотом или гранатом), слюдяно-амфибол-(хлорит)-полевошпатовые сланцы с линзами мраморов (карбонатно-терригенный тип разреза), а также графит-мусковит-кварцевые сланцы (черносланцевый тип разреза). Как правило, эти типы пространственно разобщены, но иногда встречаются в соседних обнажениях. Из-за сильной тектонической переработки и слабой обнаженности возрастные соотношения графитистых и слюдяно-полевошпат-кварцевых сланцев не установлены; плохо сохранившиеся остатки микрофауны также не дают оснований для более подробного расчленения стратона. Тектонически переработанный разрез часто включает линзовидные тела серпентинитов, тальк-карбонатных и тальк-хлоритовых пород, штоки и дайки габбро, гранитоидов, сиенит-порфиоров и лампрофиоров.

Характерной особенностью пород ромахинской толщи является присутствие метаморфических минералов, отвечающих разным P-T условиям в пределах фации зеленых сланцев и, возможно, эпидот-амфиболитовой фации. Установлены признаки как прогрессивного (развитие роговой обманки по актинолиту), так и регрессивного (замещение биотита хлоритом) метаморфизма. Перераспределение химических элементов в процессе метаморфизма приводит к образованию ореольной вкрапленности анкерита, зон окварцевания и жил кварца, а также формированию тел гранатовых и магнетитовых кварцитов [160]. С внедрением штоков и даек каменноугольных гранитоидов и сиенитов связано образование ореолов березитовых метасоматитов с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией.

Химический состав метаосадочных пород ромахинской толщи достаточно своеобразен: они обогащены железом, кальцием и магнием и обед-

нены литофильными элементами. На классификационных диаграммах точки составов соответствуют грауваккам, попадают в поля составов пород островных дуг и активных континентальных окраин. Составы большей части метабазальтов имеют сходство с рифтогенными базальтами, обогащенными Ti, Cr, Zr. Вероятно, породы ромахинской тощи формировались в условиях задугового бассейна. Возраст обоснован находками ордовикско-силурийских конодонтов *Oulodus (Plectospathodus)* sp. и силурийских: *Cordylodus* sp., *Neoprioniodus* aff. *brevirameus* Walliser, *Synprioniodina* sp. [450]. Мощность толщи 500–1100 м.

Красноадуйская толща (O₃–S₁ka) была выделена В. Ф. Копаневым [401] в верховьях р. Адуй, в районе с. Красное. Вулканогенные образования толщи развиты в пределах Медведевско–Сухтелинской подзоны Верхотурско–Новооренбургской СФЗ и слагают значительную часть Адуйской покровной структуры. В состав толщи входят базальты афировые, вариолиты, их лавобрекчии и гиалокластиты, андезибазальты, андезиты, горизонты кремнистых пород, яшмоидов. Породы толщи принадлежат к непрерывно дифференцированной вулканогенной формации [335]. Соотношения толщи с подстилающими образованиями не установлены. В районе пос. Каменные Ключи она с угловым и стратиграфическим несогласием перекрывается вулканогенно-осадочными образованиями средне-верхнедевонской башкарской толщи. По химическому составу вулканиты красноадуйской толщи варьируют от базальтов до андезитов и соответствуют толеитовой серии. По щелочности породы относятся к нормальному ряду, натриевому типу. Базальты по составу соответствуют лейкобазальтам, близки спилитам мировых и уральских типов и базальтам башкарской толщи [415]. На дискриминационных диаграммах они попадают в поле низкокальциевых базальтов островных дуг. По содержанию рассеянных элементов, Cr, Ti, V базальты красноадуйской толщи соответствуют островодужным; они характеризуются сравнительно высокими содержаниями Zr и пониженными Sr, что характерно для базальтов COX и внутриплитных толеитов. В целом же по комплексу малых элементов они близки и к базальтам шемурской свиты. Андезиты по составу приближаются к исландитам, отличаясь более высокими содержаниями глинозема, магния и более низкими – титана, железа, кальция, калия. Риолиты и риодациты представляют собой натриевые разности нормальной щелочности [401]. Региональный метаморфизм проявлен на уровне пумпеллиит-стильпномелановой и эпидот-мусковит-хлоритовой субфаций фации зеленых сланцев; в незначительной степени проявился метасоматоз кварц-хлорит-серицитовой формации. В яшмоидах собраны конодонты *Oistodus* sp. indet., *Periodon* ex gr. *grandis* (Ethington) (определения В. А. Наседкиной) [401]. Вид *Periodon grandis* (Ethington) распространен в верхах среднего и в позднем ордовике; он обнаружен в частности в нижней части разреза шемурской свиты [6, 180]. Мощность толщи – до 2000 м.

Белоярская толща (O₃–S₁bj) выделена в районе пос. Белоярский при составлении Легенды Гостеолкарты-200 Среднеуральской серии [500], ранее эти образования входили в состав малорефтинской толщи [406]. Толща распространена в пределах Алапаевско–Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны. В ее состав входят метабазальты, метаандезибазаль-

ты, метадациты, метариолиты, сланцы апобазальтовые, микроамфиболиты, сланцы углеродисто-кварцевые, кварциты, мраморизованные известняки, мраморы. Контакты толщи с подстилающими и перекрывающими образованиями тектонические. Сопоставление фрагментов разрезов толщи в пространственно разобщенных блоках свидетельствует о невыдержанности строения ее разреза. Картируемые иногда в разрезе толщи малые тела метадолеритов, метадацитов, метариодацитов и метариолитов, вероятно, имеют субвулканическое происхождение. По химическому составу основные породы отвечают островодужным толеитам и совместно с кислыми вулканитами принадлежат к контрастно дифференцированной базальт-риолитовой формации [406]. Породы толщи претерпели зеленосланцевый метаморфизм, и лишь вблизи Мурзинско-Адуйского блока они изменены на уровне эпидот-амфиболитовой фации с развитием в минеральных парагенезисах метабазитов обычной роговой обманки. Образования белоярской толщи металлогенически специализированы на колчеданное оруденение, на что указывает наличие в пределах листа О-41-XXVI Мезенского медно-цинкового рудопроявления [489]. Вдоль тектонических нарушений породы претерпели динамометаморфизм (катаклаз, милонитизация, рассланцевание). Кроме того, в западном обрамлении Логиновского и северном – Аверинского массивов среди пород толщи проявлены процессы скарнирования (Южно-Гуляевский и Сосновский медные рудники) и кислотного выщелачивания с образованием тел кианитовых сланцев и кварцитов, сопровождаемых зонами сульфидной минерализации (северо-западнее с. Абрамово).

В горизонтах известняков определены конодонты *Ambalodus cf. galerus* Walliser. позднего силура [489, 278]. Мощность толщи 600–1500 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Павдинская свита (S_{1pv}) выделена Н. А. Штрейсом [298] в пределах бывшей Павдинской лесной дачи (западнее изучаемой территории) в качестве «павдинского горизонта». В состав его включались туфогенные песчаники, глинистые сланцы, туфы пироксенофировых андезибазальтов с прослоями глинистых известняков, в верхах разреза – долериты. В 1958 г. Т. В. Дианова [109] в восточной части Павдинского района выделила «андезитовую свиту», сопоставляя ее с павдинской. Павдинская свита залегает на шемурской свите несогласно, что установлено на смежной с запада территории [393]. В состав ее входят базальты, андезибазальты, андезиты, бониниты, дациандезиты, дациты, риодациты, их туфы, тефроиды, туффиты, прослой туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, кремнистых алевролитов, углисто-глинисто-кремнистых сланцев. Среди туфов распространены лито-витро-кристаллокластические разности с различным соотношением типов обломков. Отложения свиты отличаются от образований нижележащей красноуральской свиты лучшей сохранностью, присутствием светлых вкрапленников моноклинного пироксена и нацело за-

мещенных вторичными минералами выделений ромбического пироксена, вкрапленников бурой роговой обманки, большим количеством кварцосодержащих разностей, меньшей степенью гематитизации, распространённостью основных, в том числе высокомагнезиальных, и средних составов (причем последние чаще присутствуют в экструзивных фациях), распространённостью туфов, вулканокластоосадочных образований, эдафогенных гравелитов, песчаников и алевролитов. Породы подвергнуты изменению в условиях зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций метаморфизма. В зонах развития пород кислого и среднего составов нередко отмечается наложение гидротермально-метасоматических преобразований. К павдинской свите приурочены рудопроявления и месторождения медно-цинково-колчеданной (свинцоводержащей) рудной формации с золото-полиметаллическим рудным комплексом, наиболее значительные из которых входят в Калугинское рудное поле (лист О-41-ХІІІ).

Вулканиды образуют непрерывный ряд от базальтов до дацитов и риолитов, при количественном преобладании андезитов [450]. Базальты – существенно натриевые низкотитанистые (0,68 %) умеренно глиноземистые (15,5 %) породы с нормальной щелочностью, несколько повышенной магнезиальностью (в среднем 6,81, до 10 %) и низкими содержаниями (г/т): Cr (27), Ni (43), Zr (38), Y (24), Sr (357), Rb (10). Такие особенности составов характерны для островодужных толеитов [14, 163]. Петрохимические особенности андезитов подобны таковым для базальтов – это также низкотитанистые (0,59 %) умеренно глиноземистые (15,31 %) существенно натриевые нормальнощелочные породы с неравномерным содержанием MgO (в среднем 4,29, до 6,35 %). Содержания (г/т) сидерофильных элементов (Cr – 207, Ni – 132) и циркония (118) существенно выше концентраций их в базальтах, а содержания Sr (225) – ниже. Кислые вулканиды – нормальнощелочные натриевые породы (в риолитах среднее содержание K₂O увеличивается до 1,19 %) с низкими содержаниями сидерофильных и литофильных элементов. Своеобразие геохимии павдинской свиты заключается в обогащенности андезитов сидерофильными элементами и цирконием при относительной обедненности этими элементами других групп пород. Это позволяет предположить, что родоначальные магмы, дифференциация которых произвела все разнообразие пород, имели андезитовый состав. Наряду с породами известково-щелочной серии присутствуют вулканиды бонинитового ряда, описанные Н. А. Румянцевой. Для бонинитоподобных пород андезит-базальтового состава характерны низкие содержания TiO₂ (в среднем 0,41 %), глинозема (11,75 %), фосфора (0,07 %) при высоких концентрациях магния (10,05 %) хрома (450 г/т) и никеля (246 г/т). Подобные особенности имеют и породы андезитового состава, отличаясь несколько меньшим содержанием магния (7,66 %) и хрома (403 г/т). Сопоставление составов высокомагнезиальных раннесилурийских вулканидов западной и восточной частей Тагильской мегазоны на широте г. Красноуральск показало, что на западе эти породы близки к вулканидам фронтальной, а на востоке – тыловой части островодужной системы [367, 173]. В формационном отношении образования павдинской свиты были выделены Р. А. Сюткиной [488] и С. В. Автонеевым [335] в андезитодацитовую пирокласто-вулканомиктовую субформацию позднего лландовери

(базальт-андезит-дацитового непрерывного ряда) как составная часть андезит-дацитовой формации лландовери с двумя типами разреза — вулканогенно-осадочным (Восточно-Кабанским) и пирокластическим (Западно-Красноуральским). Ю. С. Каретин [393, 394, 395] эти образования выделял в андезитовую формацию позднего лландовери—раннего венлока.

Раннесилурийский возраст свиты определен на основании находки на юго-западной окраине г. Красноуральск (лист О-41-ХIII) в прослоях яшмоидов среди подушечных андезибазальтовых лав конодонтов *Acodus unicostatus* Br. et Br. (определение Г. Н. Бороздиной, ОАО «УГСЭ»), характерных для позднего ордовика и лландоверийского яруса [450]. В стратотипическом для свиты Павдинском районе (западнее изучаемой площади) в кремнях были обнаружены конодонты *Pterospathodus* cf. *celloni* (Walliser), *Pseudoclimacograptus hugesi* (Nich.), *Coronograptus* cf. *gregarius* (Lapw.), *Monograptus* ex gr. *spiralis* (Geinitz.), *M. exiguus* (Nich.), *Apsidognathus tuberculatus* Walliser, *Pygodus* ex gr. *lyra* Walliser, *Distomodus* cf. *kentuckyensis* Br. et Br., *Pterospathodus* cf. *pennatus procerus* (Walliser) позднего лландовери—раннего венлока. Карбонатные прослои содержат фауну *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz., *Favosites borealis* Tchern., *F. gothlandicus* Lam., *Coenites crassimuralis* Yanet, *Gypidula* ex gr. *optata* Barr., *Yolvia multiplexa* Sap., *Megalomus* sp., *Gerrontodictyon incisum* Bogoyavl., *Simplexodictyon perpetum* Bogoyavl., *Palaeofavosites mirus* Sok., *Propora conferta* M.E.N., *Aphyllum sociale* Soshk., *Clorinda pseudolinguifera* Kozl., характерную для лландовери—венлока [377]. Мощность свиты 1800—2900 м.

Межевская толща ($S_1m\check{z}$) выделена при ГДП-50 [356] по р. Межевая в Алапаевско-Адамовской СФЗ. В составе толщи выделяются базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, углеродисто-кремнистые алевропелиты, известняки. Вверх по разрезу она согласно(?) перекрывается: в Колпаковском блоке — известняками истокской свиты силура [356], в Карасьевском блоке — углеродистыми осадочными породами колюткинской толщи силура [461]. Соотношения с подстилающими образованиями не наблюдались. Нижняя часть разреза толщи сложена ритмично слоистыми туфами и туффитами от галечной до алевритовой размерности, переходящими в верхах ритмов в туфопесчаники, туфо-алевролиты, туфоалевропелиты, алевропелиты, глинисто-кремнистые породы. Вверх по разрезу увеличивается количество горизонтов алевропелитов и пелитов, часто обогащенных углеродистым веществом, а в составе обломочного материала все больший объем занимают порфировые базальты, андезибазальты и андезиты. Верхняя часть разреза толщи также имеет ритмичнослоистое строение, близкий к нижней части состав обломочного материала, но содержит многочисленные горизонты лав базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов и вмещает многочисленные тела межевских экструзивных и субвулканических образований среднего и кислого составов и гипабиссальные интрузии колпаковского комплекса (S_1k), комагматичные вулканитам межевской толщи. К этой части разреза приурочены согласные залежи руд Южно-Колпаковского колчеданно-полиметаллического проявления. В кислых породах встречаются зоны серицитизации, окварцевания, сульфидизации (Байновское и Волковское проявления меди). Степень метаморфических преобразований пород толщи

усиливается с востока на запад. Характерны фоновые метаморфические преобразования на уровне зеленосланцевой фации с образованием парагенезисов хлорит ± эпидот, актинолит, серицит. С гидротермальным воздействием межевских экструзивных и субвулканических образований, а также интрузий колпаковского комплекса связано проявление зон пропилизации (серицит, хлорит, карбонат, кварц, сульфиды). В западной части полосы распространения толщи породы претерпели динамо-термальные преобразования на уровне эпидот-амфиболитовой фации и термальный метаморфизм мусковит- и амфибол-роговиковой фаций с развитием парагенезисов биотит ± эпидот, актинолит, мусковит и роговая обманка ± биотит [407]. Химический и микроэлементный состав вулканитов межевской толщи сближает их с образованиями павдинской свиты. Это известково-щелочные породы непрерывно-дифференцированной базальт-андезит-дацитовой серии с преобладанием средних и умереннокислых составов.

Возраст межевской толщи обоснован фаунистически. В обломках известняков из туфоконгломератов и туфопесчаников у деревень Зотино и Колпаково определены *Palaeofavosites* aff. *balticus* (Rukhin.), *P. sp. ind.*, *Multisolenia tortuosa* Fritz., *M. cf. jolvae* Yanet (in coll.), *Parastriatopora vetusta* Yanet, *Palaeophyllum sp. ind.*, *Crotalocrinites ex gr. latibrosus* (Schew.), *Catenipora panga* Klaam., *Kodonophyllum sp. ind.* (cf. *truncatum* (Linne)), *Ramosocrinus sp. ind.*, *Dentiferoocrinus ex gr. dentiferus* (Yelt.), *Fascicrinus sp.* [504] и створки пелеципод *Megalomus* павдинского горизонта [356]. Согласно этим определениям, возраст толщи принят как ранний силур. Мощность толщи — до 2500 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Именновская свита (S_{1-2im}) выделена В. М. Сергиевским [243] в Западно-Тагильской СФЗ, в районе рек Бол. Именная и Мал. Именная (к западу от территории листа О-41) и включала лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, в верхах разреза — субщелочных, переслаивающихся с разнообразными вулканогенно-осадочными породами и известняками с фауной позднего венлока и лудлова. Ю. С. Каретин [394] описывал данный стратон в качестве «андезит-базальтового литостратиграфического комплекса». Н. А. Штрейс [113] подразделял эти образования на две свиты: нижнюю и верхнюю именновские. Подобное разделение принято и в Легенде Среднеуральской серии [499], где именновская свита разделяется на две подсвиты — нижеименновскую (малоименновскую) и вышеименновскую, известную еще под названием «гороблагодатская». В составе нижней подсвиты в стратотипическом районе устанавливается следующий характер разреза:

— В низах разреза — грубообломочные ксенотуфы с обломками двупироксен-плаггиофировых, плаггиофировых и пироксен-плаггиофировых базальтов, иногда субщелочных, роговообманково-плаггиофировых андезитов; реже отмечаются потоки базальтов.

— Верхняя часть разреза представлена толщиной грубообломочных водоотложенных туфов. В обломках пироксенофировые и двупироксен-пла-

гиофировые, реже плагиофировые и роговообманково-пироксен-плагиофировые базальты и андезибазальты.

В других районах наряду с туфами широко распространены лавы базальтов, андезибазальтов и андезитов, рифогенные известняки.

Возраст вулканогенно-осадочного разреза устанавливается по находке табулят *Helioplasmolites cf. ramosus* Y a n e t елжинского горизонта венлокского яруса в обломке известняка в туфоконгломератах [365].

В составе верхнеименновской (гороблагодатской) подсвиты распространены вулканогенно-осадочные, осадочные и вулканогенные породы андезибазальтового и базальтового составов с повышенной щелочностью, трахиандезибазальты, реже трахибазальты и базальты. Образования подсвиты являются переходными между толеитовой андезит-базальтовой и базальт-трахитовой формациями. По характеру разрезов выделены две крупные пачки. Нижняя сложена вулканогенно-осадочными породами с прослоями лав, туфов, туффитов, известковых конгломератов. Обломочный материал: андезибазальты, базальты (нередко субщелочные), пироксен-плагиофировые и роговообманково-плагиофировые андезиты (часто с повышенной щелочностью), роговообманково-плагиофировые и плагиофировые дациандезиты и плагиофировые дациты. Обломки трахибазальтового и трахиандезибазальтового составов находятся в подчиненном количестве. Верхняя пачка сложена полимиктовыми вулканотерригенными и вулканогенно-осадочными породами, известковыми конгломератами, рифогенными известняками и редкими прослоями туфов и туффитов. Обломочный материал: трахибазальты и трахиандезибазальты, присутствует до 5–10 % обломков трахитов, субвулканитов, микросиенитов и сиенитов, калиевого полевого шпата, магнетита, альбитовых метасоматитов. Для обеих пачек характерна тонкая неравномерная вкрапленность гематита и магнетита, придающая им характерный пестроцветный облик. Субвулканические и жильные породы, представленные эссекситами, трахиандезибазальтами и долеритами с повышенной щелочностью, распространены ограниченно, слагают небольшие тела и маломощные дайки; отмечаются только малые интрузии габбродолеритов с повышенной щелочностью.

В обломках известняков присутствует фауна, распространенная от исовского до банкового горизонтов позднего силура: *Aphrosalpinx* sp., *Archaelagena ovata* L. Petr., *Strotophyllum cf. jakovlevi* (Nikol.), *Lissatrypa linguata* Buch., *Kirkidium vogulicum* (Vern.), и др. [365], что соответствует лудловскому ярусу.

На геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 именновская свита показана без разделения на подсвиты ввиду малого размера их контуров. В ее обобщенном составе преобладают андезибазальты, базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, их туфы, гиалокластиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, туфогравелиты, туффиты, туфосланцы, известняки. Детальные стратиграфические исследования, проведенные в стратотипическом районе [367], показали отсутствие признаков стратиграфического несогласия или перерыва на границе павдинской и именновской свит. Напротив, верхнеименновская (гороблагодатская) подсвита иногда залегает на различных горизонтах шемурской, павдинской и нижней части именновской свиты с размывом, угловым и азимутальным несогласием [377]. К вулканогенно-осадочным образованиям именновской свиты приурочены медно-железо-скарновые

месторождения и проявления, генетически связанные с гранитоидами северорудничного комплекса, и крупные скарново-магнетитовые месторождения, генерируемые сyenитами кушвинского комплекса (западнее площади листа). Мощность свиты от 1000 до 3200 м, что связано со значительной расчлененностью палеорельефа в эпоху ее формирования.

Возраст свиты обоснован многочисленными находками остатков фауны в известняках севернее рассматриваемой территории. В нижней части разреза присутствуют руководящие формы *Cladopora pubentus* Y a n e t, *Brooksina conjugula* K h o d., *B. striata* E i c h v., характерные для елкинского горизонта верхнего венлока и исовского горизонта нижнего лудлова, в верхней — *Clathrodictyella turkestanica* L e s s., *Conchidium vogulicum* V e r n. и другие фаунистические остатки, индикаторные для банкового горизонта верхнего лудлова [503].

Колюткинская свита ($S_{1-2}kl$) развита в пределах Верхотурско-Новоуренбургской и Алапаевско-Адамовской СФЗ, выделена А.В. Коровко [406] при ГДП-200 по р. Исеть у пос. Колюткино. В состав свиты входят сланцы углеродисто-кремнистые, кремнистые, песчаники, алевролиты, яшмоиды, сланцы серицит-кварцевые, полевошпат-кварцевые, иногда с гранатом, ставролитом, кианитом, кварцитами, иногда графитистые, редко метабазалты, микроамфиболиты, мраморы. К графит-кварцевым сланцам, содержащим прослой карбонатных пород, приурочено Колюткинское проявление марганцевых руд. Породы свиты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, на локальных участках — амфибол-роговиковой фации. Гидротермально-метасоматические изменения (хлоритизация, карбонатизация, пиритизация) проявлены в узких (первые сотни метров) зонах, связаны с гранитоидными дайками и сопровождаются повышенными концентрациями цинка, меди, мышьяка, молибдена, висмута, серебра, золота. Залегание на нижележащей межевской толще согласное [461], верхний контакт тектонический. Мощность свиты — до 1800 м.

Истокская свита ($S_{1-2}is$) распространена в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ, выделена А. В. Коровко [406], стратотипы на реках Исток и Багаряк. В состав свиты входят известняки органогенные массивные светло-серые и серые, не содержащие прослоев и примеси вулканогенного материала, иногда слабо перекристаллизованные. Нижняя граница с межевской свитой постепенная, верхняя — тектоническая. В стратотипических разрезах по р. Исток известняки содержат многочисленные фаунистические остатки *Parastriatopora vetusta* Y a n e t., *Favosites desolatus* K l a a m., *Trumerella* sp., *Conchidium largum* S a p., *C. vagranensis* K h o d., *Dentiferocrinus* ex gr. *daurischensis* S c h e w., соответствующие елкинскому горизонту (гомержский подъярус), и *Laceripora cribrosa* E i c h w., *L. mala* Y a n e t, *Harpidium insignis* K i r k., *Brooksina turkestanica* N i k i f., *Levigatella opertostriata* (S a p.) исовского горизонта (горстький подъярус) [406]. Мощность свиты до 900 м.

Катенинская толща ($S_{1-2}kt$) картируется в пределах Урайско-Денисовской СФЗ Зауральской мегазоны; в изученном районе она погребена под мезозойско-кайнозойскими осадками чехла Западно-Сибирской платформы и выделяется предположительно. В состав толщи входят базальты, андезибазальты, их туфы, известняки, полимиктовые песчаники, углесто-

глинистые сланцы. Возраст обоснован находками фауны *Concidium* cf. *vogulicum* (Ve rn.), *Delthirus elevatus* (D al m.) нижнего—верхнего силура. Мощность толщи составляет 700—900 м.

СИЛУРИЙСКАЯ—ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ СИЛУРА—НИЖНИЙ ОТДЕЛ ДЕВОНА

Туринская свита (S_2 — D_1tr) выделена Н. А. Штрейсом [298] по р. Тура на восточном склоне Среднего Урала, западнее изучаемой территории. Распространена в пределах Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской структурно-формационных зон в западной части листа О-41. Породы свиты залегают с несогласием и стратиграфическим перерывом на породах павдинской и именовской свит. Наложенный характер структур подчеркивается широко распространенными тектоническими ограничениями площадей развития пород туринской свиты. В состав свиты входят трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, трахиты, их туфы, гиалокластиты, тефроиды, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфоконгломераты, известняки. Вулканыты имеют умереннощелочной состав: трахибазальтовый (абсарокиты), трахиандезитобазальтовый (шошониты), трахитовый и трахиандезитовый. Вулкано-кластотерригенные образования всех гранулометрических разностей, сложенные обломками вышеперечисленных пород, имеют смешанный состав, нередки и мономиктовые прослои. Для разреза туринской свиты характерно частое переслаивание и фациальные замещения вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений: лав, лавокластитов, гиалокластитов, туфов, тефроидов, туффитов, туфоконгломератов, туфогравелитов, туфопесчаников, туфоалевролитов известняков, известняковых брекчий и песчаников, кремнистых и углеродисто-кремнистых алевролитов. Переменяемость пород незакономерная, отдельные слои не выдержаны по падению и простиранию, мощность их и элементы залегания колеблются в широких пределах, местами наблюдаются ритмичное сложение и косая слоистость. Субвулканические образования, представленные микросиенитами, сиенит-порфирами, трахиандезитами, трахитами, монцогаббро-долеритами и эссекситами, образуют совместно с лавами и пирокластитами единую ассоциацию. Залегают в виде силлов, штоков и крутопадающих даек. Метаморфизм пренит-пумпеллиитовой фации проявлен в частичном замещении первичных минералов хлоритом, альбитом, пренитом, эпидотом, карбонатом, пумпеллиитом, халцедоном, реже соссюритом, пелитом, лейкоксеном и гидробиотитом.

По петрохимическим особенностям вулканыты туринской свиты принадлежат к непрерывному ряду (SiO_2 48—60 %) высококальциевых умереннощелочных пород шошонитовой серии с суммой щелочей $Na_2O + K_2O$ — 7—10 %, с содержаниями K_2O от 0,8 до 7,7 % [377]. Вулканыты свиты, распространенные в пределах Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской СФЗ, имеют ряд различий в химическом составе [450]. Трахибазальты восточной полосы содержат больше титана (1,18 % против 0,97 % в западных разрезах), окиси железа (9,18 % против 6,8 %) и ванадия (343 г/т против 315 г/т), но меньше глинозема

(14,83 % против 16,86 % в Западно-Тагильской СФЗ), окиси магния (4,37 % против 5,8 %), никеля (31 г/т против 103 г/т на западе), рубидия и стронция (25 и 468 г/т против 54 и 950 г/т). Породы относятся к субщелочной серии, отношение Na/K близко к 2. Характерны низкие содержания сидерофильных элементов и циркония, что сближает составы трахибазальтов с шошонитами развитых островных дуг [14, 163]. Трахиты Восточно-Тагильской СФЗ по сравнению с западно-тагильскими аналогами обогащены FeO (4,32–3,33 %), MgO (2,56–1,73 %), CaO (2,46–1,88 %), V (220–90 г/т), но содержат несколько меньше K₂O (5,34 % против 5,90 %). В обеих структурно-формационных зонах это высококалиевые породы с преобладанием K в составе щелочей, обогащенные литофильными элементами. Трахидациты присутствуют только в Восточно-Тагильской СФЗ; это субщелочные породы с преобладанием натрия в составе щелочей (Na/K больше 2); содержания литофильных и сидерофильных элементов в них заметно ниже, чем в трахитах. Можно отметить более высокие содержания Mg, Al, Ni, Sr, Rb в западных разрезах и обогащение Fe, Ti, V – в восточных, что может свидетельствовать о большей глубинности расплавов, генерировавших породы туринской свиты в Западно-Тагильской СФЗ и большей мощности земной коры в ее пределах по сравнению с Восточно-Тагильской СФЗ.

Сопоставление разрезов туринской свиты в пределах Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской СФЗ показывает большую долю лавовых и пирокластических фаций в западной и вулканогенно-осадочных – в восточной частях Тагильского мегаблока, что интерпретируется как признак формирования в пределах фронтальной и задуговой обстановок островной дуги [108]. В отложениях туринской свиты западнее изученной территории локализованы месторождения скарново-магнетитовых руд, связанные с сиенитами кушвинского комплекса, а также железо-марганец-барит-цинково-цинковое оруденение [167]. В прослоях и линзах известняков в составе туринской свиты в стратотипическом районе содержится богатая фауна пржидольского яруса: *Aphrosalpinx* aff. *textilis* Mjagk., *Favosites bonus* Yanet, *Imennovia uralica* Shur., *Atrypoides columbella* (Barr.), *Eospirifer piper* Eichw., *Tubulibairdia accurata* Zenk., *Uralotoechia kuschvensis* (Tschern.) [377]. В Кушвинском районе, кроме пржидольских форм, собраны кораллы и брахиоподы *Pseudoamplexus fascicularis* Soshk., *Neomphyma originata* Soshk., *Cladopora actiosa* Yanet., *Thamnopora* cf. *sarmentosa* Yanet., *Clorina pseudolinguiifera* Kozl., *Rhynchospirina* cf. *siemiradzskii* Kozl. сарайнинского горизонта (низы лохковского яруса) [365]. Мощность свиты 1000–1500 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Шуралинская свита (D₁sr) впервые выделена И. Д. Соболевым и Т. В. Диановой в 1946 г. [477]. Входит в Верхотурско-Новооренбургскую СФЗ, слагает Шуралинскую синформу. В составе свиты известняки, туфоалевриты, туфопесчаники, туфоконгломераты, базальты, андезибазальты, их туфы, туфы, туфопесчаники и туфоалевролиты трахитового и трахиан-

дезитового составов, трахиты. Соотношения с подстилающими отложениями не установлены, однако в низах разреза отмечаются горизонты вулканомиктовых конгломератов, которым придается значение базальных, что свидетельствует о возможном несогласном залегании с размывом [360]. В нижней части стратона преобладают порфиоровые базальты и андезибазальты, присутствуют также породы кислого состава и известняки. В средней части разреза развиты преимущественно туфопесчаники и туфоалевролиты, часто известковистые и углеродсодержащие. Отмечаются прослойки туфогравелитов и туфоконгломератов. В верхней части разреза появляются кристаллотуфы роговообманково-плагиофировых базальтов. На широте пос. Шурала вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы переслаиваются либо замещаются известняками. Региональный метаморфизм проявлен на уровне эпидот-мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев с развитием в породах альбита, хлорита, эпидота, лейкоксена; динамометаморфизм развит локально в зонах тектонических нарушений субмеридионального направления. Контактный метаморфизм проявлен в зоне экзоконтакта Рудоболотского диоритового массива; вулканы слабо ороговикованы, в карбонатных породах развиваются магнетит-гранат-эпидотовые скарны.

Метасоматоз проявлен наиболее интенсивно в динамометаморфизованных зонах мощностью до 100 м и сопровождается образованием кварц-альбит-хлорит-серицит-пиритовых пород. Для образований шуралинской свиты характерен высокий темп роста содержаний калия и глиноземистости с увеличением содержаний кремнезема. Базальты относятся к нормальным и умереннощелочным высокоглиноземистым разностям калиево-натриевого типа. По содержанию петрогенных окислов они наиболее близки к базальтам известково-щелочной серии островных дуг [352], почти совпадая с ними по содержаниям титана, железа, щелочей и фосфора и имея меньшие содержания кальция и магния. К шуралинской свите приурочены медно-скарновые рудопроявления. В известняках собраны брахиоподы *Gypidula optata* (Barr.), *Atrypinella (?) barba* (K h o d.), *Quadrithyrina cf. losvensis* (K h o d.), табуляты *Favosites cf. nitella* Winch. и ругозы *Pseudomicroplasma cf. salairica* (Peetz.) [502], а также *Favosites kozlowskii* (Sok), *Tetralobocrinus perplexus* (J. Dubat.) [422], характерные для лоховского яруса. Мощность свиты — до 1100 м.

Теченская толща ($D_1t\check{c}$) выделена при составлении Легенды Уральской серии [422] в составе Алапаевско-Адамовской СФЗ. В стратотипическом районе (южнее изучаемой площади) в ее состав входят базальты, андезибазальты, андезиты (исландиты), андезидациты, дациты, риодациты, риолиты, их туфы и кластолавы. В пределах листа О-41 к теченской толще с некоторой долей условности отнесены вулканы непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой известково-щелочной формации натриевого типа, вмещающие Сафьяновское колчеданно-полиметаллическое месторождение и описанные А. В. Коровко [407] в качестве раннедевонской «сафьяновской ассоциации вулканической нерасчлененной». Эти образования слагают компактный Сафьяновский пакет пластин, который имеет ограниченную площадь выхода на поверхность (около 3 км²) и в значительной степени тектонически перекрыт вулканогенно-осадоч-

ными образованиями девона и ультрабазитами Режевского массива. Линзообразный пакет пластин мощностью до 750 м падает на северо-северо-запад под углами 30–40°. Скважинами он прослежен по простиранию на 5,5 км, вниз по падению — на 2,5 км, но не оконтурен.

Пакет пластин представляет собой находящийся в аллохтонном залегании интенсивно дислоцированный фрагмент вулканической постройки центрального типа сложного внутреннего строения, формировавшейся в подводных условиях. В его строении участвуют образования субвулканической, экструзивной, эксплозивной, эффузивной, гидротермально-осадочной и осадочной фаций с преобладанием двух первых, расчленение которых затруднено как из-за сложности первичных условий формирования, так и из-за последующей тектонической и гидротермальной переработки.

Пакет состоит из трех основных пластин с нормальным залеганием пород, представляющих собой фрагменты породных комплексов, формировавшихся в разных палеообстановках. Большая часть Западной пластины слагается субвулканическими полифировыми риолитами, порфиоровыми дацитами и андезитами и в меньшем объеме — туфами дацитов и туффитами. На широте Сафьяновского месторождения в восточной части западного блока на его верхних уровнях в разрезе присутствуют горизонты мощностью до 60 м пологозалегающих вулканомиктовых гравелитов, конгломератов, песчаников, обломочный материал которых представлен преимущественно массивными порфиоровыми риолитами, риодацитами, андезитами и дацитами. Породы пластины относительно слабо и неравномерно катаклазированы, изменены (хлорит, карбонат, кварц, гидросерицит) и пиритизированы с развитием на отдельных участках вкрапленности халькопирита и сфалерита. Центральная пластина, к которой приурочено Сафьяновское месторождение, представляет собой фрагмент захороненной вершинной части палеовулканической постройки купольного типа в близком к первичному залеганию и имеет мощность до 450 м. Она сложена порфиоровыми массивными флюидалными и флюидално-обломочными дацитами и риодацитами, массивными и флюидалными полифировыми и мезофировыми риолитами, туфами, туффитами риолитов, риодацитов и смешанного (дацит-риодацит-риолитового) состава, разнообломочными брекчиями и брекчиевидными породами, на верхних уровнях телами сплошных колчеданов, вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами с рудокластами колчеданов и осадочной сульфидной минерализацией, глинисто-кремнистыми породами и седиментогенными брекчиями. Обломочные породы с материалом преимущественно кислого состава, и тела сплошных колчеданов выполняют привершинную линейную депрессию каньонообразной формы в экструзивно-субвулканическом комплексе риолитов и риодацитов. Ширина депрессии на верхних горизонтах достигает 200–250 м. По простиранию на северо-северо-восток депрессия прослежена на 3 км. Восточная пластина по литологическому составу и строению имеет определенные черты сходства с центральной. Основной объем ее слагает экструзивно-субвулканический комплекс флюидалных и флюидално-обломочных мезофировых риодацитов и массивных и флюидално-брекчиевидных мезо-полифировых риолитов. Мощность интервалов лито-кристаллокластических и сваренных пемзообразных туфов порфиоровых и афи-

ровых риолитов и риодацитов и их лав не превышает 20–40 м. Среди туфов отмечаются горизонты туффитов с прослоями углеродисто-кремнистых пород. Образование восточной пластины в различной степени брекчированы, неравномерно метасоматически изменены (гидросерицит, хлорит, карбонат, кварц) и сульфидизированы (пирит ± сфалерит, халькопирит, блеклые руды).

По особенностям петро- и геохимического состава минимально измененных разностей пород выделяются две дискретные серии: андезиты–дациты–риодациты и риодациты–риолиты. Наличие в авгит-роговообманковых андезитах и дацитах включений резорбированного кварца и специфика петрохимического состава позволяют предполагать их гибридную природу. Принадлежность вулканогенных образований к известково-щелочной серии со своеобразным изотопным составом рубидия и стронция [404, 409], наличие в риодацитах ксеногенного граната высоких ступеней метаморфизма из кристаллического фундамента (алабашская серия?) [476], специфический полиметаллический состав оруденения Сафьяновского месторождения позволяют предполагать формирование вулканитов в пределах островодужной системы, развивающейся на кристаллическом фундаменте.

На южном фланге Сафьяновского месторождения в пачке ритмично-и тонкопереслаивающихся туфоалевролитов, туфопесчаников, глинисто-кремнистых пород из последних был выделен комплекс конодонтов (определения В. Н. Пучкова, К. С. Иванова): *Ozarkodina confluens* (Branson et Mehl.), *Ancyrodelloides transitans* (Bisch. et Sannemann), *Ozarkodina stygia* (Flajs), *Panderodus* aff. *simplex coelocerodontus*, *Belodella* sp., *Harllobelodella*? sp., позволяющий определить возраст толщи как поздний лохков [407]. Мощность ее в районе Сафьяновсеого месторождения – до 750 м.

Терригенно-карбонатная толща (D_{1tc}) закартирована в тектонических блоках в зонах Невьянского и Мурзинского разломов, а также в пределах мульды среди кристаллических сланцев алабашской серии (лист О-41-ХІХ) [360] в северо-восточном крыле Сысертско-Ильменогорского антиклинория. В состав толщи входят известняки, часто мраморизованные, мраморы, песчаники с прослоями сланцев апоалевритовых серицит-кварцевых и кварц-серицит-хлоритовых. Контакты с выше- и нижележащими образованиями преимущественно тектонические, в единичных случаях – несогласные. Возраст терригенно-карбонатной толщи определяется на основании находок криноидей в известняках у южной окраины дер. Колташи [416]: *Hexacrinites* sp. indet., *Pisocrinus*(?) cf. *cjstatus* Schew., *Pentagonocyclicus* cf. *risilensis* Yelt. et Milicina, характерных для пражского яруса. Мощность – 500–800 м.

Краснотурьинская свита (D_{1kt}) впервые описана в окрестностях г. Краснотурьинск в северо-западной части территории [499], находится в пределах Восточно-Тагильской СФЗ. В стратотипическом районе она разделяется на две подсвиты, нижняя из которых отвечает тошемскому горизонту пражского яруса, верхняя – верхам тошемского и карпинскому горизонтам; в ее состав входят базальты, трахибазальты, андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, трахиандезиты, андезидациты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфоконгломераты,

туффиты, углисто-кремнистые и известково-глинистые сланцы, известняки. На крупномасштабных геологических картах свита ранее разделялась на четыре «толщи» (снизу вверх) — суворовскую, фроловско-васильевскую, башмаковскую и ново-песчанскую (богословскую) [34]. Различные авторы отмечают ее несогласное [303, 499] или согласное [34] залегание на породах туринской свиты. Учитывая наблюдаемое на листах О-41-I, О-41-VII, О-41-XIII налегание пород краснотурьинской свиты на образования как туринской, так и красноуральской свит, можно принять точку зрения о стратиграфическом несогласии в основании краснотурьинской свиты. Нижняя часть разреза представлена туфами (иногда агломератовыми) роговообманково-плагиофировых андезитов и кварц-амфибол-плагиофировых дациандезитов. В меньшем количестве отмечаются туфы амфибол-пироксен-плагиофировых и пироксен-плагиофировых андезибазальтов, а также прослой туфопесчаников, туффитов и туфоконгломератов. Редко наблюдаются маломощные линзовидные лавовые потоки перечисленных вулканитов, а также трахиандезитов. Выше залегают массивные, иногда конгломератовидные рифогенные известняки светло-серого, изредка серого и темно-серого цветов, обычно мраморизованные вблизи интрузивных массивов. Известняки сменяются тонким переслаиванием (1–10 см) туфопесчаников, мелко- и тонкозернистых туффитов и известняков, содержащих обычно многочисленные остатки тентакулитов. Осадочно-вулканогенные породы состоят главным образом из обломочного материала амфибол-плагиофировых андезитов. Местами среди них отмечаются единичные прослой туфов и пластообразные залежи андезитов. Краснотурьинская свита завершается пачкой массивных полифировых и амфибол-плагиофировых андезитов, их туфов (часто агломератовых), сменяемых вверх по разрезу базальтами, андезибазальтами и их туфами с редкими прослоями известняков [34].

В северной части листа О-41 в тектонических пластинах присутствует кремнисто-терригенный тип разреза. В обнажениях по р. Волчанка наблюдаются темно-серые плитчатые кремни с радиоляриями *Palaeodiscaleksus* sp., *Primaritripus* sp., *Pr. cf. patella* (Hinde), *Pr. cf. buribayensis* Afanasieva et Amon, *Theodiscus* sp., *Astroentactinia* sp., *Bientactinosphaera* sp., *Entactinia* sp., *Radiobisphaera* sp., *R. cf. rozanovi* Afanasieva et Amon, *Spongentactinia* sp., *Sp. cf. fungosa* Nazarov, *Palacantholithus* sp., принадлежащие к биостратиграфической ассоциации слоев с *Primaritripus buribayensis*–*Entactinia rostriformis*, индикаторной для верхнего эмса (определения Э. О. Амона, ИГиГ УрО РАН). Они пространственно ассоциируют с серпентинитовыми гравелитами и конгломератами, содержащими редкие линзы известковых алевролитов с криноидеями *Antinocrinus*(?) sp. indet., *Tetraptocrinus* sp. indet., *Cupressocrinites cf. inflatus* (Schultze), *C. cf. kakvensis* Milicina, *Salairocrinus* sp. нижнего девона (вероятно, карпинского горизонта) [204]. В юго-восточной части территории листа О-41 пачка обломочных серпентинитов с линзами эмских известняков картируется в зоне Серовско-Маукского разлома [114].

Вулканиты краснотурьинской свиты принадлежат к непрерывно-дифференцированной базальт-андезит-дацитово-щелочной серии, в ее составе преобладают породы среднего состава (андези-базальты и андезиты). Содержание щелочей в них в среднем ниже, чем в

породах подстилающей туринской свиты, но и в ней присутствуют умереннощелочные андезиты и андезибазальты. На дискриминационных диаграммах породы свиты попадают в поля известково-щелочных серий островных дуг и активных континентальных окраин [17]. К вулканитам краснотуринской свиты приурочены скарново-магнетитовые (Песчанское рудное поле), медно-скарновые (Туринские рудники) и золоторудные (Воронцовское) месторождения. Возраст свиты обоснован находками фауны *Actinostroma* sp. indet. (cf. *salairicum* Yavor), *Thamnopora rara* Yanet., *Dendropora macropora* Dubat., *Fasciphyllum prismaticum* Soshk., *Camarotoechia nymphe* var. *pseudolivonica* Barr., *Karpinskya conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Atrypa gruenwaldtii* Tschern., *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Fasciphyllum* cf. *halliforme* Soshk., *Stromatopora* ex gr. *concentrica* Goldf., *Fasciphyllum* ex gr. *cylindricum* Soshk., *Atrypa vijaica* Khod., *Emmonsia* ex gr. *karmakengis* Dubat., *Clorindina* cf. *eifliensis* Stein, *Leptaena rhoraboidalis* Wilck., *Atrypa devoniana* var. *descreacens* Pent., *Thamnopora parva* Yanet., *Nalivkinella* cf. *minima* Soshk., *Clorinda* cf. *pseudolinguifera* var. *oschica* Hikif., *Atrypa gruenewaldtii* Tschern., *Spirifer vijaicus* Khod., характерной для пражского и нижней части эмсского ярусом [34], а также конодонтов *Pedavis pesavis* (Ziegl.), *Polygnathus dehiscens* Philip. et Jakson, *P. inversus* [422]. Мощность свиты 1000–2600 м.

Таволжанская свита (D_{1tv}) выделена В. В. Ведерниковым в 1985 г. [352]. Развита в Верхотурско-Новооренбургской СФЗ в пределах Таволжанской антиформы. В состав свиты входят андезиты, дациты, риодациты, их туфы, туфы смешанного состава, базальты, андезибазальты, туфоалевролиты, туфопесчаники, прослои туфогравелитов, туфоконгломератов, редкие прослои известняков. Нижняя граница не установлена, с кунгурковской свитой имеет тектонические соотношения.

Вулканиты относятся к непрерывно-дифференцированной базальт-андезит-дацитово-риодацитовой формации натриевого типа. Образование таволжанской толщи происходило за счет интенсивного поступления эффузивно-пирокластического материала как в подводных, так и в наземных условиях, о чем свидетельствует наличие прослоев и линз вулканомиктовых пород с одной стороны, и краснокаменных изменений в породах – с другой. Высокий коэффициент explosивности кремнекислых вулканитов свидетельствует об их поступлении из аппаратов центрального типа [360]. Региональный метаморфизм (зеленосланцевый) проявлен на уровне эпидот-мусковит-хлоритовой субфации. В породах основного состава развивается ассоциация хлорита, эпидота и альбита. В средних и кислых разностях развит парагенезис альбита, кварца, серицита, реже хлорита и эпидота. Контактный метаморфизм проявлен в зонах экзоконтакта Верхисетского массива шириной от 0,5–1,0 км и более, где породы превращены в роговики, по минеральным ассоциациям отвечающие амфибол-роговиковой и мусковит-роговиковой фациям. Метасоматоз наиболее интенсивно проявлен в зонах динамометаморфизма с развитием кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых сланцев с примесью альбита и железистого карбоната, часто сопровождается сульфидной вкрапленностью (пирит, иногда халькопирит, сфалерит).

Базальты по химическому составу занимают промежуточное положение между вулканитами толеитовой и известково-щелочной серий остров-

ных дуг, совпадая с последними по содержанию щелочей. От базальтов раннесилурийской непрерывной базальт-андезит-дацитовый формации Тагильской мегазоны отличаются более низкими содержаниями железа и магния и повышенными калия, более высокими содержаниями цинка, бария, титана и пониженными хрома и меди [352]. К образованиям таволжанской свиты приурочены рудопроявления колчеданно-полиметаллической и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Нижнедевонский возраст свиты принят согласно «Легенде Среднеуральской серии...» [499]. Мощность ее 1500–2000 м.

Вагранская свита (D_{1vg}) выделена С.М. Андроновым в 1947 г. по р. Вагран на Северном Урале [191, 338, 499] и представлена в стратотипическом районе (северо-западнее территории) известняками, глинистыми сланцами, песчаниками, бокситами и сиаллитами; входит в состав Западно-Тагильской СФЗ. Нижняя ее граница устанавливается на Северном Урале по смене комплексов фауны тошемского горизонта фауной карпинского горизонта эмса внутри толщи переслаивающихся серых криноидных и розоватых брекчиевидных известняков [55], на Среднем Урале она также описывается как постепенная стратиграфическая [450]. Пласты бокситов, маркирующие эпоху размыва и карстообразования, залегают стратиграфически выше основания разреза карпинского горизонта. Севернее рассматриваемой территории разрез начинается бокситами, залегающими на различных горизонтах нижнего девона; стратиграфический уровень нижней части эмского яруса в некоторых районах выпадает. Отмечается несколько горизонтов бокситов, наиболее мощным из которых является нижний – Субровский. В пределах листа О-41 свита распространена незначительно, слагая пластины Крутоловско-Коноваловской системы надвигов в северо-западной его части. Возраст свиты обоснован многочисленными находками остатков фауны эмского яруса – *Favosites regularissimus* Yanet., *F. minutus* Yanet., *F. gregalis* Porf., *Theodossia (Lobvia) superbus* (Eichw.), *Stellopora barba* Vogojavl., *Stromatopora praelonga* Vogojavl. и др. [56]. Мощность свиты 200–400 м.

Кунгурковская свита (D_{1kn}) выделена Н. А. Спасским в 1945 г. на территории листа О-41-XXV под названием «кунгурская»; позднее была переименована И. И. Зенковым в кунгурковскую [382]. Свита широко распространена в составе Верхотурско-Новооренбургской СФЗ и включает базальты, андезибазальты, их туфы, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфотерригенные и вулканомиктовые гравелиты, песчаники, алевролиты, углеродисто-кремнистые сланцы, линзы мраморов. Соотношения с подстилающими образованиями не установлены, с перекрывающими – тектонические. На среднемасштабных и крупномасштабных геологических картах кунгурковская свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю – преимущественно вулканогенную и верхнюю – терригенную. Контакты между ними постепенные, иногда осложнены разрывными нарушениями.

Нижняя подсвита сложена лавами, туфами базальтов, андезибазальтов, туфопесчаниками основного состава, встречаются редкие прослои кремнистых пород и известняков. Разрезы ее характеризуются частой фациальной изменчивостью по вертикали и латерали.

Верхняя подсвита представлена преимущественно вулканомиктовыми песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами, кремнистыми породами

(фтанитами) и серицит-кварцевыми сланцами, метаморфизованными до кварцитов, отмечаются мраморизованные известняки и мраморы. Базальты и туфопесчаники редки и присутствуют в нижней части разреза.

На мелкомасштабной геологической карте разделение на подсвиты не производится. Составы основных вулканитов промежуточны между базальтами известково-щелочной и толеитовой серий. Это образования калиево-натриевого, редко натриевого ряда, низкотитанистые, отвечают среднему составу базальтов андезитоидных формаций.

Среди них выделяется группа высокомагнезиальных пород (MgO от 12,5 до 16 %) с низкой щелочностью (Na₂O + K₂O от 1,5 до 2 %) при содержании K₂O от 0,6 до 1,3 %, соответствующая по химизму пикробазальтам. По содержанию Sr, Ti, Y базальты свиты соответствуют островодужным и полностью аналогичны составам габброидов новоалексеевского комплекса, с которым часто пространственно ассоциируют [401].

Минеральные ассоциации пород кунгурковской свиты отвечают эпидот-мусковит-хлоритовой и биотит-хлоритовой субфациям фации зеленых сланцев. Вблизи гранитных интрузий породы ороговикованы, скарнированы. Формирование свиты, судя по характеру разрезов, происходило преимущественно в мелководной обстановке. Вулканическая деятельность — островного, центрального типа с преобладанием эксплозивных процессов над излияниями. К кунгурковской свите приурочено оруденение серно-медно-колчеданной кобальтоносной формации (Пышминско-Ключевское месторождение). Возраст свиты определяется на основании находок криноидей *Eucalyptocrinites(?) cf. ligatus* (Quenst.), *Tetragonocyclicus* ex gr. *ovatus* (Shew.), *Hexacrinites(?) dentatus* (Quenst.), *Salairocrinus radialis* Yelt. et Milicina., *Cupressocrinites(?) sp.*, *Schyschcatocrinus saepedentatus* (Milicina)(?), *Cupressocrinites(?) cf. crassus* Golgf. раннего девона, возможно, эмского яруса, карпинского горизонта, а также конодонтов *Pandorinellina steinhornensis* Ziegler, *Polygnathus* sp., *Jcriodus* sp., *Shathognatodus steinhornensis* Ziegler тошемского—карпинского горизонтов (пражский—эмский ярус). Мощность свиты 2000—3500 м.

Медведевская толща (D₁md) выделена вблизи с. Медведево, в разрезах по р. Салда Тагильская (лист О-41-XIV) [392], принадлежит к Медведевско-Сухтелинской подзоне Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. В составе ее представлены базальты, андезибазальты крупнопорфировые, их туфы, реже риолиты, риодациты и их туфы, туфопесчаники, туффиты, кремнистые и углеродисто-кремнистые сланцы, кварциты, прослои известняков. Вулканогенные породы объединяются в контрастную базальт-риолитовую ассоциацию. Образования толщи картируются в узком тектоническом блоке с западным падением пород, в силу чего ее нижняя и верхняя границы не изучены.

По особенностям вещественного состава вулканиты разделяются на две пачки. В составе нижней преобладают порфировые и афировые базальты, в подчиненном количестве встречаются их туфы; эффузивы и туфы кислото состава играют подчиненную роль, составляя не более 5 %. Отмечаются маломощные прослои известняков и туфопесчаников. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой, а в южной части площади — низких ступеней эпидот-амфиболитовой фации. Динамометаморфизм резко на-

растает в южном направлении. К югу от широты болота Камбаихская Чисть вулканисты превращены в зеленые сланцы альбит-эпидот-хлоритового состава, реже сохраняются массивные порфиоровые базальты и андезибазальты. Часты прослой мраморизованных известняков мощностью от первых до 20 м.

Отложения верхней пачки выделены на ограниченной площади (у северной рамки листа О-41-ХІV), где они вскрыты скважинами [392]. В составе толщи участвуют базальты, андезибазальты крупнопорфиоровые, реже афировые и их грубообломочные, бомбовые туфы прижерловых фаций. Туфы литокластические зеленовато-серые, интенсивно эпидотизированные, с четкой обломочной структурой. Размер обломков 5–12 см, форма округлая, иногда контуры расплывчатые. Состав обломков однороден: это миндалекаменные пузыристые или тонкопористые базальты. Реже отмечаются кристаллокластические туфы. Кристаллокласты представлены плагиоклазом и пироксеном. Эффузивы относятся к известково-щелочной группе. Среднее содержание кремнезема в кислых вулканитах изменяется от 63,3 до 74,4 %. Базальты – умереннощелочные, натриевые, высокоглиноземистые, бедные титаном породы. В апобазальтоидных сланцах в результате метаморфизма увеличивается содержание Ti, V, Ba, уменьшается – Cr; близкими к кларковым являются содержания Ti, V, Cr, Mn, Ni, Co, Zn, Ba, P, а концентрации ряда элементов оказываются ниже кларковых [392].

Возраст пород установлен в районе Светлоозерских магнитных аномалий, где в прослое известняка нижней пачки определены кораллы и строматопоры нижнего девона [413]. В известняках верхней пачки на территории листа О-41-ХІІІ В.С. Милицыной [478] определены криноидеи *Cupressocrinites perplexus* J. Dubat., *Pernerocrinus paradoxus* Bouška, характерные для эмсского яруса. Мощность медведевской толщи – до 1600 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Тальгийская свита ($D_{1-2}tl$) выделена В. В. Шалагиновым [499] и названа по р. Тальгия (Северный Урал), она отвечает ранее выделенному Б. А. Брейвелем и др. [344] тальгийскому горизонту верхов эмса–низов эйфеля. Распространена в северо-западной части территории листа О-41 в пределах Тагильской мегазоны. В стратотипическом районе свита представлена переслаиванием известняков, бокситов, аллитов, сиаллитов и глинистых сланцев. Контакт с нижележащими отложениями согласный [55]. Севернее изучаемого района тальгийская свита вмещает месторождения бокситов. Возраст обобснова находками фауны беспозвоночных *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.), *Cupressocrinites rossicus* Andr., *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tschern.), *Z. rossicus* (Karp.) и конодонтов *Polygnathus linguiformis forma* Bultynk., *Polygnathus serotinus* Telford. [344]. Мощность 200–1000 м.

Терригенно-вулканогенная толща ($D_{1-2}tv$) выделена В. В. Шалагиновым [500] и широко распространена в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ. В ее состав входят базальты, андезибазальты, андезиты, их туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, сланцы туфогенно-

кремнистые, кремнистые и углеродисто-кремнистые, известковистые песчаники и алевролиты, конгломераты, известняки. Сюда включены образования ранее выделявшихся А. В. Коровко [407] «кремнисто-вулканогенной», «кривчанской» и «восточно-бобровской» толщ, отражающих несколько различные палеообстановки вулканизма и осадконакопления. Их можно рассматривать как разные типы разреза единой терригенно-вулканогенной толщи.

Кремнисто-вулканогенный тип представлен двумя подтипами. Первый из них картируется преимущественно в пределах Останинской синформы (лист О-41-XX) и представлен афировыми подушечными базальтами, глинисто-кремнистыми породами и радиоляритовыми кремнями. По химическому составу и уровням содержаний литофильных, тугоплавких и редкоземельных элементов натриевые базальты и андезибазальты толщи близки к субокеаническим толеитовым базальтам задугового моря [16, 138, 508], трещинные излияния которых связаны с зонами локального спрединга. Вблизи устья р. Глинка (лист О-41-XX) в горизонтах гематитизированных глинисто-кремнистых пород определены (В. Н. Пучков, К. С. Иванов) конodontы верхов эмса—эйфеля: *Polygnathus cf. costatus patulus* Klap., *Ozarkodina cf. excavata*, *Hindeodella* sp., *Paltodus* sp., *Polygnathus cf. pseudofoliatus* Witt. [407].

Второй подтип имеет более широкое распространение. В его разрезе преобладают афировые базальтоиды, слагающие нижнюю часть. Верхняя часть сложена туфами, игнимбритами, туффитами риодацитов, риолитов, дацитов. По составу базальты нижней части разреза близки к вулканитам разреза р. Глинка — они натриевые, недосыщенные кремнеземом, с высоким содержанием титана. В верхней части вулканогенного разреза преобладают риолиты, риодациты, дациты, их субаквальные аналоги: мелко- и тонкообломочные туфы, туффиты, а также игнимбриты; значительно меньше распространены афировые и порфиоровые базальты и андезибазальты, отчасти их бомбовые и псаммитовые туфы, и широко развиты субвулканические тела и экструзивные купола кислого состава. Фрагменты контрастно дифференцированной вулканической серии залегают в пределах локальных вулканических центров. По химическому составу эти натриевые базальты и андезибазальты, являющиеся производными толеитовой магмы и принадлежащие к контрастно дифференцированной формации, отличаются от сходных пород Останинской синформы более низкими содержаниями TiO_2 , FeO , Na_2O и более высокими Fe_2O_3 . На левом берегу р. Реж, в районе дер. Косиково (лист О-41-XX) базальты содержат обломки известняков с фауной табулят и криноидей пражского и эмского ярусов: *Favosites cf. lucidus* Yanet, *Thamnopora cf. plumosa* Yanet, *Pentagonocyclicus robustissimus* (Barr.) и др. [501].

Карбонатно-терригенный (кривчанский) тип разреза распространен преимущественно в Останинском блоке в центриклинали и на западном крыле Останинской синклинальной структуры, замещающей по латерали кремнисто-вулканогенные образования. Разрез здесь сложен часто перемежающимися углеродистыми алевропелитами, алевролитами, известняками и песчаниками. На отдельных участках вдоль зон тектонических нарушений породы лиственизированы, окварцованы, серицитизированы, карбона-

тизированы с развитием зон минерализации (пирит) и жил кварца. В северо-восточном экзоконтакте Адуйского массива проявлены процессы флогопитизации с формированием метасоматитов типа «табашек» и золотоносной арсенипиритовой минерализацией. Наличие последней установлено также в зоне Арамашковского надвига вблизи западной окраины г. Реж [403]. В прослоях известняков определена фауна верхнего эмс—нижнего эйфеля: *Stellopora* sp. ind., *Incomptopora* cf. *partita* Bogoyavl. (in coll.), *Amfhipora* ex gr. *ramosa* Phill., *Incomptopora* sp. ind., *Favosites* sp. ind., *Caliopora* sp., *Pseudoamplexus* sp., *Cupressocrinites*(?) cf. *gracilis* Goldf., *Scoliopora insueta* Yanet [456, 501, 403].

Карбонатно-терригенно-вулканогенный (восточно-бобровский) тип разреза распространен в северном обрамлении Рефтинского габбро-гранодиоритового массива (листы О-41-XX, XVI) и представлен базальтами, реже андезибазальтами афировыми и мелкопорфировыми, вариолитами, их лавобрекчиями, подушечными и шаровыми лавами, риолитами, риодацитами и дацитами, их туфами, иногда пемзовыми и игнимбритовидными, туффитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, кремнистыми туффитами, углеродисто-кремнистыми породами, известняками, известняковыми брекчиями, гравелитами, песчаниками, алевролитами. Широко распространены субвулканические образования — порфировые риолиты, риодациты, дациты, габбродолериты. Вулканиды основного состава приурочены к нижней части разреза, риолиты — к верхней. По петрохимическим особенностям породы восточно-бобровского типа разреза образуют гомодромный дискретный ряд вулканитов известково-щелочной серии калиево-натриевого типа. Базальты характеризуются повышенными содержаниями MgO — 7,5–9 %, иногда K₂O (до 2 %) [407]. Породы этой ассоциации интенсивно гидротермально проработаны: хлорит, карбонат, кварц, серицит ± пирит, сфалерит и претерпели зеленокаменное перерождение. Вулканиды вмещают колчеданно-полиметаллическое оруденение. В прослоях известняков определены многочисленные комплексы фауны карпинского и тальтийского горизонтов (эмс—эйфель): *Tubeporina gloriosa* Pron., *Paraturamma graciosa* Pron., *Clathrodictyella* ex gr. *pulchra* Bogoyavl., *Atelodictyon incubonum* (Yavor.), *Carinatina arimaspa* (Eichw.), *Ivdelinia ivdelensis* Khod., *Lobvia superba* (Eichw.), *Lancicula alta* Masl., *Litanaia mira* Masl. и др. Мощность терригенно-вулканогенной толщи 1200–1500 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Лангурская и высотинская свиты объединенные (D₂In + vs). Лангурская свита была выделена В. В. Шалагиновым [499] в районе р. Лангур севернее исследуемой территории; она включает осадки, по возрасту соответствующие одноименному горизонту на восточном склоне Урала; высотинская свита выделена в 1942 г. С. М. Андроновым [338] по сел. Высотинка на Среднем Урале и соответствует высотинскому горизонту (живетский ярус). Отложения лангурской и высотинской свит объединены, поскольку контуры их распространения малы и не могут быть откартиро-

ваны в масштабе 1 : 1 000 000; они присутствуют в северо-западной части листа О-41, где входят в состав Западно-Тагильской СФЗ. Стратон слагается известняками, углисто-глинистыми, углисто-карбонатными, кремнисто-глинистыми, глинисто-карбонатными сланцами; в восточных разрезах присутствуют прослои песчаников, иногда туфогравелитов и туфоконгломератов [499]. Залегание на подстилающих образованиях — согласное, иногда с локальными размывами и горизонтом бокситов в основании высотинской свиты [55]. Возраст лангурской и высотинской свит обоснован находками фауны и микрофауны, в том числе конодонтов *Polygnatus costatus costatus* Klapper, брахиопод *Bornhardtina langurica* Khod. et M. Breiv., *Chascothyris tschernyschevi* Holz., *Gypidula levilata* Khod. et M. Breiv., характерных для эйфельского яруса, а также брахиопод *Stringocephalus burtini* Defr., *Uncites griphus* (S cloth.), индикаторных для высотинского горизонта живета. Мощность лангурской и высотинской свит объединенных — 300—500 м.

Дегтярская свита (D_{2dg}) названа по г. Дегтярск на Среднем Урале [499], распространена в западной части территории листа О-41, где слагает пластины в зоне Серовско-Маукского разлома, и отнесена к Верхотурско-Исетской подзоне Верхотурско-Новоуренбургской СФЗ [422]. В состав свиты входят базальты афировые и порфиоровые, андезибазальты, туфопесчаники, алевролиты углеродисто-кремнистые, сланцы серицит-кварцевые и альбит-хлоритовые. Большую часть разреза свиты в северной части ареала ее распространения слагают туфопесчаники, туфоалевролиты с обломками пород кислого (дацитового) и основного составов, в южной — базальты и андезибазальты. Вулканиды относятся к бимодальной базальт-риолитовой серии. Соотношения с окружающими образованиями тектонические. Составы базальтов свиты соответствуют островодужным толеитам по содержаниям петрогенных окислов и комплексу рассеянных элементов [401]. Свита вмещает крупное медно-цинково-колчеданное Дегтярское месторождение. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации, локально развиты зоны гидротермально-метасоматических изменений с развитием эпигенетических полевошпат-кварц-серицитовых, серицит-хлорит-кварцевых пород. Данные, обосновывающие время формирования дегтярской свиты, отсутствуют. Среднедевонский возраст принят условно и основывается прежде всего на сходстве разрезов стратона с отложениями распространенной южнее карамалыташской свиты, вмещающей медноколчеданные месторождения [448, 397]. Таким же он принят в унифицированных стратиграфических схемах Урала [277] и серийной легенде. Мощность свиты до 1500 м.

Рудянская толща (D_{2rd}) названа по пос. Рудянка (лист О-41-XXVI) и распространена в Алапаевско-Адамовской СФЗ. Ранее [407] входящие в нее породы относились к «базальт-дацитовой толще». В составе подразделения выделяются: базальты афировые и порфиоровые, риолиты, риодациты, дациты, их туфы и игнимбриты, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, туффиты, прослои кремнистых туффитов, конгломератов, известняков, редко андезибазальты, андезиты и их туфы. Границы с подстилающими и перекрывающими образованиями согласные. Состав и петрохимические особенности вулканогенных пород толщи свидетельствуют о их принад-

лежности к базальт-андезит-риолитовой формации, которой комагматичен алтынайский габбро-диорит-гранитовый комплекс. Они принадлежат к единой вулканоплутонической ассоциации. Наличие рудопроявлений меди, а также синхронного и сингенетичного гидротермально-осадочного серноколчеданного оруденения в стратифицированных образованиях толщи свидетельствует о ее металлогенической специализации на медь как колчеданного, так и малосульфидного (порфирового) типов [407]. Возраст рудянской толщи принят как позднеэйфельско-раннеживетский на основании находок фауны тентакулитов: *Nowakia* cf. *barrandei* Bouc. et Prantk., *Viriatellina* sp., *Striatostiliolina* sp., *Stiliolina* cf. *nucleata* Karp., *Stiliolina* sp., *Eovolulina* sp.; водорослей *Nodosinella* sp., *Litanaia* sp., *Lancicula* sp; фораминифер *Parathuramina* aff. *dagmarai* Sul., *P. graciosa* Pron., *Viecinespanaera squalida* Antr., *V. angulata* Autr., *Morevammina* sp., *Parathuramina* cf. *paulis* Buh., *Bisphaera irregularis* Bir., *Archaelagena* cf. *lorealis* Pron.; криноидей *Pentagonocyclicus* cf. *tianschanica* Schew., *Anthinocrinus floreus* Gelt., *Hexacrinites*(?) *dentatus echinatus* Gelt. et Dubat., *Hexacrinites* sp. [343, 418, 444, 501]. Мощность толщи до 1500 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Высотинская и лимкинская свиты нерасчлененные ($D_{2-3}vs-lm$) картируются ограниченно в пределах Восточно-Тагильской СФЗ в северо-западной части листа О-41, а также слагают несколько небольших пластин среди образований Восточно-Тагильской СФЗ. Объединение контуров этих свит на карте выполнено по причине недостаточно детальной расчлененности средне-верхнедевонских образований на отдельных участках площади; на геологических картах эти отложения показывались без разделения их на высотинский (высотинская свита) и бродовский (лимкинская свита) горизонты.

Лимкинская свита выделена геологами Палеонтолого-стратиграфической партии УГСЭ на р. Лимка [277, 345]. В состав свиты включены переслаивающиеся алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, сланцы туфогенные, глинистые, кремнисто-глинистые, кремнистые, известняки, базальты, андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, дациандезиты, риолиты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфоконгломераты. Свита несогласно залегает на различных частях подстилающего стратона, в основании присутствует горизонт пестроцветных сиаллитов и известково-глинистых сланцев, что указывает на наличие стратиграфического перерыва [34]. Возраст свиты обосновывается находками остатков индикаторных форм — брахиопод *Hipothyridina* ex gr. *semilukina* NaI., *H. cuboides* (Sow.), конодонтов зоны *Polygnathus asymmetricus* верхней части живетского-франского ярусов. В пределах Восточно-Тагильской СФЗ картируются пластины (клинья) светло-серых и желто-серых кремней, базальтов и риолитов (р. Лобва, лист О-41-I; р. Мысовая, лист О-41-VII); в кремнях Э. О. Амоном (ИГГ УрО РАН) определены радиолярии *Astroentactinia* sp., *A. cf. tenuis* (Furutani), *Bientactinospahera* sp., *B. cf. egindyensis* (Nazarov), *B. cf. pittmani* (Hinde), *Trochodiscus* sp., *Helioentactinia* sp.,

Entactinia sp., *Palaeodiscaleksus* sp., *Primaritripus* sp., принадлежащие к биостратиграфической ассоциации зоны *Bientactinosphaera egindyensis*—*Polyentactinia circumretia* (средний фран). Мощность высотинской и лимкинской свит нерасчлененных — 1400—1700 м.

Башкарская свита ($D_{2-3}b\delta$) названа по с. Башкарское, первоначально выделена В. В. Ведерниковым в 1985 г. [352] в Верхотурско-Новооренбургской зоне в качестве одноименной толщи. В состав стратона входят вулканомиктовые конгломераты, базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, их туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты, прослои известняков, яшмоидов, редкие потоки трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов. Совместно с интрузивными породами петрокаменского габбро-диорит-гранитового комплекса они образуют вулcano-плутоническую ассоциацию, выполняющую синформу, достигающую в междуречье Нейва—Аять ширины 26 км. Вулканогенные образования представлены непрерывной базальт-андезит-дацитовый формацией, на крупномасштабных картах разделяются на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена порфиоровыми и афировыми базальтами, андезибазальтами и их туфами с прослоями туфоалевролитов, туфопесчаников, туфоконгломератов, кремнистых пород, с единичными линзами известняков.

Верхняя подсвита представлена преимущественно андезитами и их туфами (90 %), в подчиненном количестве (10 %) дацитами и их туфами. Отмечаются редкие прослои туфоалевролитов, туфопесчаников, кремнистых пород. На геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 подсвиты не выделены из-за малых размеров контуров. Соотношения башкарской свиты с подстилающими и перекрывающими образованиями — тектонические. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Метаморфические изменения носят «пятнистый» характер. В породах основного и среднего составов развиваются минеральные ассоциации: эпидот, клиноцоизит, хлорит, альбит, актинолит, в кислых породах — альбит, эпидот, хлорит, серицит, кварц. Широко проявлены процессы гидротермально-метасоматических преобразований. К центральной части вулcano-плутонической постройки приурочен крупный зональный метасоматический ореол пиритизированных, серицитизированных, хлоритизированных и карбонатизированных пород, вытянутый в меридиональном направлении на 15 км при ширине до 12 км. С центральной частью ореола связана полиметаллическая минерализация. В периферической части, представленной хлорит-эпидотовыми пропилитами, отмечается убогая вкрапленность халькопирита [250]. В экзоконтактных зонах гранитоидных массивов породы башкарской свиты подверглись ороговикованию и скарнированию, с образованием многочисленных тел медисто-магнетитовых руд (Шумихинская группа). По содержанию щелочей базальты относятся в основном к натриевым и реже калиево-натриевым разностям, а андезибазальты, андезиты и дациты к калиево-натриевым разностям. Вверх по разрезу нарастает содержание щелочей: в вулканитах нижней части свиты содержание окиси калия в большинстве случаев не превышает 1 % и составляет в среднем 0,75 %, в верхней — резко возрастает, в среднем составляя в андезитах 1,96 %, в дацитах 2,3 %. Аналогично выглядит и распределение окиси натрия (средние содержания): базальты — 2,91 %, андезиты и дациты — 3,83—3,64 %. По срав-

нению с раннедевонскими вулканитами Верхотурско-Исетской СФЗ, башкарская свита характеризуется более высокими содержаниями окиси калия и более быстрым нарастанием в ряду базальт–дацит значений железистости и глиноземистости [250, 352]. Возраст свиты определяется находками радиолярий *Caryosphaera* sp., *Cenosphaera* sp., *Carposphaera* sp., *Xiphosphaera* sp., *Doryssphaera* sp., *Sturolonehe* sp., *Spongosphaera* sp., *Cubentactinia* aff. *frigida*, *C.* aff. *uluchasensis*, *C.* aff. *atavdensis*, *Spongetactinia* sp., *Somphoentactinia* sp., *Plegmentastinia* sp., *Cuboplegma* sp., *Zioplegma* sp., *Hiplentactinia* sp., *Ceratoikiscum* sp., фораминифер *Parathuramina* cf. *graciosa* Pron., *Moravammina* sp., *Parathuramina aperturata* Pron., *Tubeporina* cf. *gloriosa* Pron., *Ivdellina* cf. *elongata* Malakh., криноидей *Cupressocrinites*(?) cf. *crassus* (Goldf.), *C.*(?) cf. *inflatus* Schultze., *Hexacrinites*(?) *dentatus* (Quenst.), водорослей *Nodosinella* sp., *Litanaia*(?) sp., *Lancicula alta* Masl., строматопор и табулят *Stellopora* ex gr. *barba* Bogoyavl., *Thamnopora* cf. *trita* Yanet и др., характерных для эйфельского–живетского ярусов среднего девона [427, 23, 374]. Западнее пос. Аятское в туфопесчаниках среди вулканитов верхней подсвиты найдена [374] харовая водоросль *Umbella bella* Maslov, по заключению В. А. Маслова, характерная для верхнего девона. Таким образом, возраст башкарской свиты средний–верхний девон. Мощность ее 1600–3000 м.

Маминская толща (D_{2-3} mm) выделена по с. Маминское на р. Исеть [406], распространена в пределах Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. В ее состав входят базальты и андезибазальты порфировые, редко андезиты, их туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты, глинисто-кремнистые породы, прослой известняков. Соотношения с подстилающими вулканитами рудянской толщи и с перекрывающими свитами согласные, через переслаивание. Маминская толща слагает различные по размерам тектонические пластины и блоки. Картируются фрагменты вулканических построек центрального типа. Центральные части этих построек (кальдер оседания) сложены крупнообломочными туфами, лавами и лавовыми брекчиями, в периферических частях (вниз по разрезу) преобладают мелкообломочные туфы и вулканогенно-осадочные породы. Направление падения слоистых разностей в пределах каждой постройки – от периферии к центру [353]. В составе толщи развиты исключительно порфировые разности базальтов и андезибазальтов. На их фоне выделяются жерловые брекчии, в составе обломочного материала которых появляются роговообманковые андезибазальты и андезиты, диориты, габбродиориты, габбро-порфириты и диорит-порфириты. Вулканиты маминской толщи и комагматичные им субвулканические базальты и долериты принадлежат к слабо дифференцированной базальт-андезибазальтовой формации калиево-натриевого типа, сформировавшейся на стадии развитой островной дуги [406]. Базальты и андезибазальты толщи отличаются от подобных пород рудянской толщи пониженной глиноземистостью и титанистостью, повышенными содержаниями рубидия, лантана и скандия. Породы метаморфизованы на уровне зеленосланцевой фации, в районе Маминской и Давыдовской кальдер оседания интенсивно пропилитизированы. На участках развития гранитоидных интрузий породы толщи изменены на уровне эпидот-амфиболитовой, мусковит- и амфибол-роговиковой фаций. Севернее стратотипического района (на террито-

рии листа О-41-XX) в породах маминской толщи были сделаны следующие находки микрофауны фораминифер: *Parathuramina* cf. *aperturata* Pron., *Cribrosphaeroides* sp., *Ivdelina elongate* Malakh., *Astinostroma filitextum* Lec.(?), *Renalcis* sp., *Crassialveolites* cf. *crassiformis* (Sok), *Pararhuramina graciosa* Pron., *P. breviradiosa* Reitl., *P. suleimanovi* Lip., *Auroria delineata* L. Petr., *Cribrosphaeroides instabilis* Sab., *Cr. simplex* Reitl., *Tamarina corpulenta* L. Petr., *Nanicella uralica* Tchuw., *N. bella* Byk., *Kamaena* sp., *Parathuramina* aff. *crassithec*a Antr., *P.* cf. *pojarkovi* Zador. et Luf., *P.* aff. *tamarae* L. Petr., *P. praetuberculata* Reitl., *Atjusella*? sp., *Radisphaera complicata* Reitl., *Bisphaera* sp., *Tuberitina telpovkaensis* Byk. [403], а также конодонты: *Palmatolepis* cf. *transitans* Mull., *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* Zieg. et Klapp., *P. varcus*., *Mesotaxis* cf. *asymmetrica* (Bisch. et Ziegl.), *Ozarkodina denckmanni* Zieg., *Bryantodus* sp. [441], что позволяет определить ее возраст как поздний живет-ранний фран. Мощность маминской толщи 2500–2700 м.

Камышлыаятская свита ($D_{2-3}km$) полностью перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских осадков; распространена в Красногвардейско-Светлинской СФЗ позднего кембрия–карбона. В ее состав входят сланцы углисто-глинисто-кремнистые, кремнистые и углисто-глинистые, кварцевые песчаники, прослойки фтанитов, аргиллитов, известняков. Средне-позднедевонский возраст свиты обоснован находками в стратотипическом районе (южнее площади листа) эйфельских и франских конодонтов: *Polygnathus* cf. *costatus* Klapp., *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl., *P. gigas gigas* Miller [420]. Мощность камышлыаятской свиты до 300 м.

Вулканогенно-осадочная толща ($D_{2-3}vo$) выделяется в составе Демьяновской СФЗ Казахстанской складчатой области; в рассматриваемом районе перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских осадков Западно-Сибирской платформы и картируется весьма предположительно. В стратотипической местности (южнее площади листа О-41) в ее состав входят трахибазальты, трахиандезиты, трехиандезибазальты, трахидациты и их туфы, туфопесчаники, туфоалевриты, конгломераты, алевролиты, песчаники, углисто-глинистые и углисто-глинисто-кремнистые сланцы, известняки. Возраст обоснован находками живетских кораллов в основании толщи, франской флоры и фауны в ее верхней части [422]. Мощность – 1000–2500 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Алевролитно-песчаниковая толща (D_3ap) распространена в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны; залегает на метаморфических образованиях адуйского комплекса. В состав толщи входят метапесчаники, метаалевропесчаники, метаалевролиты, прослойки филлитовых сланцев. Мощность ее 1000–1200 м.

Кодинская свита (D_3kd) названа по пос. Кодинка на р. Исеть (лист О-41-XXXII), широко распространена в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ. В составе свиты отмечаются алевролиты, песчаники, известняки, глинистые, кремнистые, углисто-кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с горизонтами опал-родохрозитовых руд, вулканомиктовые песчани-

ки, туфы андезибазальтов, туффиты, гравелиты, конгломераты. Залегают с разрывом на вулканитах рудянской толщи, соотношения с вышележащими образованиями тектонические. Полимиктовые конгломераты содержат гальки кварца, кремнистых и вулканогенных пород, плагиогранитов, габбро, яшмоидов [406]. В известняках определена фауна: *Thamnophyllum monozonatum* Soshk., *Gracilopora vermicularis* (M. Co y), *Neostriophyllum* ex gr. *isetense* Soshk., *Theodossia anosofi* (Vern.), *Hypothyridina* sp. ind., *Pugnax nana* Mark., *Tikhinella multiformis* (Lip.), *Hypothyridina cuboides nana* Nal., конодонты *Palmatolepis* cf. *proversa* Ziegler [441], характерные для губинского горизонта (большая часть) франа-низов фамена. Мощность свиты 550–1200 м.

Карбонатно-терригенная толща (D_{3ct}) распространена в восточной части территории листа О-41, в пределах Урайско-Денисовской и Тюменско-Кустанайской СФЗ, перекрыта мезозойско-кайнозойскими осадками чехла Западно-Сибирской платформы и картируется предположительно. В составе толщи отмечаются сланцы глинистые, песчаники, алевролиты, конгломераты, прослой известняков, небольшие массивы органогенных известняков. Возраст обоснован находками франских ругоз в стратотипическом районе [422] (южнее листа О-41). Мощность карбонатно-терригенной толщи – до 500 м.

Устькодинская свита (D_{3uk}) названа по Кодинскому логу, в устье которого расположены стратотипические разрезы (лист О-41-XXXII); распространена в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ. Разрез свиты слагают следующие горные породы: аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, глинисто-кремнистые сланцы, известняки, базальты, андезибазальты, их туфы. Окатанные и полуокатанные гальки в конгломератах представлены кремнистыми породами, кварцем, вулканитами основного и кислого составов, песчаниками, существенно углеродистыми породами. Возраст устькодинской свиты определяется в объеме шамейского, чепчуговского и хвощевского горизонтов фамена на основании находок фауны *Cyrtospirifer calcaratus* (Sow.), *C. archiaci* (Murch.), *C. postarchiaci* Nal., *Quasiendothyra communis* (Raus.), а также растительных остатков [441]. Мощность свиты 350–1000 м.

Вулканогенно-терригенная толща (D_{3vt}) распространена в пределах Красногвардейско-Светлинской СФЗ; на листе О-41 выделяется предположительно, поскольку полностью перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских осадков. В стратотипическом районе (южнее листа) в состав толщи входят конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы углисто-глинистые и углисто-глинисто-кремнистые, туфопесчаники, туфоалевролиты, базальты, андезибазальты, андезиты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, их туфы, известняки. В осадочных породах обнаружены фораминиферы: *Parathuramina* cf. *dagmarae* Sul., *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. regularis* (Raus.); конодонты: *Palmatolepis marginifera marginifera* Helms, *Pa. minuta minuta* Branson et Mehl; брахиоподы: *Cyrtospirifer archiaci* Vern., характерные для фаменского яруса [422]. Мощность толщи 1000–2500 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Песчано-глинистая углеродистая толща (C₁pg) распространена в составе Урайско-Денисовской СФЗ на востоке листа О-41; полностью перекрыта мезозойско-кайнозойскими осадками Западно-Сибирской платформы. В составе толщи отмечаются песчаники, глины, аргиллиты, алевролиты, часто углистые, иногда с пропластками каменного угля. Возраст обоснован находками микрофауны фораминифер режевского и кизеловского горизонтов турнейского яруса [422]. Мощность толщи до 400 м.

Каменская, егоршинская и бурсунская свиты объединенные (C₁km ÷ br) выделяются в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ. В их состав входят песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, пласты каменных углей, слагающие сложнопостроенные пакеты пластин. В пределах пластин свиты этой угленосной серии находятся в сложных палеофациальных соотношениях с синхронно формировавшимися в морской обстановке образованиями бекленищевской свиты (см. ниже). Все породы интенсивно дислоцированы; нижние контакты тектонические. И морские, и континентальные фации стратонов с размывом перекрыты известняками исетской свиты. Перечисленные подразделения были объединены на карте вследствие незначительности контуров их распространения. Описание свит даны по материалам [407].

Каменская свита с размывом залегает на вулканогенно-осадочных породах девона. Представлена преимущественно «равнинными» (мелких озер и почв?) темно-серыми и зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами, маломощными прослоями несортированных крупнозернистых песчаников с микровключениями, сферолитами и конкрециями сидерита и железистого хлорита, послойными растительными остатками с *Lepidostrobohyllum* ex gr. *minutum* (Schm.) A. Anan. С перекрывающими отложениями егоршинской свиты связаны постепенными переходами. Мощность 200 м.

Егоршинская свита сложена континентальными и лагунно-заливно-дельтовыми ритмично переслаивающимися темно-серыми до черных глинистыми, углисто-глинистыми и углистыми аргиллитами, алевролитами, серыми и темно-серыми песчаниками и конгломератами с железисто-карбонатными конкрециями, скоплениями растительных остатков, пластинами углей. Обильная флора: *Sphenopteridium bifidum*, *Lepidodendron acuminatum*, *Sphenopteris kidstonii*, *Sph. ettinghausenii*, *Sphenophyllum tennerimum*, *Lepidostrobohyllum* ex gr. *minutum* (Schm.) A. Anan., *L. glincanum* (Eichw.) позднего турне—раннего визе. Мощность 350—550 м.

Бурсунская свита согласно залегает на егоршинской, сложена зеленовато-серыми, реже пестроцветными песчаниками, гравелитами, конгломератами, алевролитами и аргиллитами с единичными прослоями зольного угля (фаций мелких и, реже, магистральных рек, междуречных и пролювиально-шлейфовых равнин, мелких озер, заболоченных земель и болот), с кальцитовыми и железисто-хлоритовыми конкрециями. Присутствуют пирокластические обломки пород основного и кислого составов. Флора:

Stigmaria ficoides Brongn., *Lepidodendron glincanum* Eichw., *L. acuminatum* (Goeppl.) Zeil., *Sphenopteris uralica* Tschirk., *Rhodopteridium digitatum*; фауна двустворок *Edmodia sulcata* Phill., *Modiola lithodomoides* E thr. (*M. fusi-formis* Konink.) середины визе. Мощность более 350 м.

К осадкам каменной, егоршинской и бурсунской свит объединенных приурочены пласты каменного угля. Общая мощность этих образований составляет до 800 м.

Потаповская толща (C_{1pt}) распространена в Красногвардейско-Светлинской СФЗ; на территории листа О-41 полностью перекрыта мезозойско-кайнозойскими осадками. В состав толщи входят известняки, окремненные известняки, сланцы углисто-глинистые, глинистые и известково-глинистые, алевролиты, аргиллиты, песчаники, глинистые известняки, известняковые брекчии и конгломераты, прослой углистых сланцев. Возраст обобсновен находками турнейско-визейских фораминифер *Pseudoglomospira* sp., *Mediocris mediocris* (Viss), *Earlandia moderata* и брахиопод *Productus sublevis* [422]. Мощность толщи — до 1000 м.

Бекленищевская свита (C_{1bk}) названа по с. Бекленишево, в районе которого по р. Исеть располагаются стратотипические разрезы. Свита широко распространена в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ. В ее составе выделяются песчаники, алевропелиты (часто углеродистые), углистые аргиллиты, базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, риодациты, их туфы, туфы смешанного состава, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, известняки. Соотношения с подстилающими образованиями часто тектонические, но отмечено и несогласное налегание углеродистых терригенных пород свиты на битуминозные известняки с микрофауной верхов фамена [442]. Вверху свита несогласно с размывом перекрывается известняками исетской свиты нижнего карбона. Характерны резкая фациальная изменчивость и значительная тектоническая нарушенность разрезов стратона. По особенностям химического состава вулканиты бекленищевской свиты (базальты, лейкобазальты, трахиандезибазальты, андезиты, дациты, риодациты, риолиты) принадлежат к известково-щелочной риолит-базальтовой формации калиево-натриевого типа. Составы вулканитов близки к породам вулканических серий активных континентальных окраин и внутриплитных центров растяжения [27].

Метаморфические изменения осадочных и вулканогенных образований нижнего карбона на большей части площади отвечают фации зеленых сланцев (хлорит, серицит, альбит, карбонат), а в зонах проявления сложного регионально-контактового метаморфизма — эпидот-амфиболитовой фации с характерными парагенезисами: метапелиты — биотит + серицит ± ± гранат ± ставролит ± графит, metabазальты — хлорит + биотит ± эпидот ± ± роговая обманка.

Возраст свиты определяется находками фораминифер *Ammarchaediscus involutus* (Brazhn.), *Uralodiscus primaevus* (Pron.), *Planoarchaediscus rigens ukrainica* (Vdov.), *Ovatia* cf. *markovskii* Donak., *Leiopteria* sp., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Archaediscus karreri spira* (Conil et Lys), *A. spiroides* (Pop.), *Endothyra similis* Raus. et Reitl., *Plectogyranopsis convexa* (Raus.), *Archaediscus krestovnikovii* Raus., *Globosoproductus magnificus* (Schim.) и растительных остатков *Ernstweissia* sp., *Rhodopteridium* ex gr. *vladimirovichae* G. Vassil. бурлинского, устьгреховского и жуковского горизонтов визейского яруса [406]. Мощность свиты — до 2000 м.

Валерьяновская толща (C₁vI) широко распространена в восточной части территории листа О-41 в пределах Тюменско-Кустанайской СФЗ Зауральской мегазоны; полностью перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Сибирской платформы. В состав толщи входят андезибазальты, андезиты порфиоровые и афировые, их туфы, туфобрекчии, кластолавы; реже базальты порфиоровые, дациты, риодациты, риолиты, их туфы; прослои туфогенно-осадочных пород, туффитов, известняков. В стратотипическом районе (Северный Казахстан) валерьяновская толща ранее выделялась в ранге серии, состоящей из двух свит – сарбайской и соколовской [216]. Верхний и нижний контакты толщи стратиграфические, постепенные. Нижняя часть разреза в стратотипе слагается аргиллитами, алевролитами, туффитами, известняками и известняковыми песчаниками с *Tuberendothyra* aff. *tuberculata* (Lip.), *Endothyra* ex gr. *infirma* Lip., *Tetratrocis* aff. *conica* Shrenb. Выше по разрезу залегают базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы с маломощными прослоями известковистых туффитов и известняков с *Eostaffella* sp., *Archaeodiscus* sp., *Tetratnxis* sp. На нижней части разреза, относимой в стратотипическом районе к подрудной «сарбайской свите», залегают рудовмещающая «соколовская свита», представленная базальтами, андезибазальтами, андезитами и их туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами с прослоями известняков. В осадочных породах обнаружены *Harlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Endothyra similis* Haus. et Reitl., *Omphalotis omphalota minima* (Raus. et Reitl.), *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Plectagranopsis convexa regularis* (Raus.), *Globoendothyra globulus numerabilis* (Visa.), *Mediocris breviscula* (Gan.), *Ammarchaeodiscus eospirillinoides* (Brazhn.), *Archaeodiscus krestovnikovi* Raus., *A. convexus* Grozd. et Leb. и другие фораминиферы визейского возраста. Составы вулканитов соответствуют известково-щелочным сериям нормальной и повышенной щелочности, развивающимся в тыловых частях энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин [209]. Валерьяновская толща за пределами изучаемой площади вмещает крупные месторождения скарново-магнетитовых руд. Мощность ее более 2000 м.

Арамильская свита (C₁ar) названа по г. Арамиль на Среднем Урале; распространена в пределах Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. В состав свиты входят песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, сланцы кремнистые, углисто-кремнистые и глинистые, яшмоиды, известняки. Перечисленные осадки образуют ритмично-слоистую толщу, выполняющую грабенообразные депрессии. Соотношения с окружающими стратонами тектонические. Иногда породы метаморфизованы до сланцев серицит-кварцевых, серицит-альбит-кварцевых и кварцитов. В мраморизованных известняках определена фауна *Palaeosmilina*(?) sp. indet., *Dibunphyllum*(?) sp. indet., *Diphyphyllum* sp. indet., *Fasciella kisilia* Iv., *Kazachiphyllum* sp., *Lonsdaleia* sp., *Gigantoproducus* cf. *edelburgensis* (Phill.), принадлежащие к верхнему визе—серпуховскому ярусу [416], а также фораминиферы *Eotourayella jubra* (Lip. et Gron.) и конодонты *Ligonodina* aff. *roundy* Hass. [401, 422]. Мощность арамильской свиты до 1500 м.

Исетская свита (C₁is) названа по р. Исеть, широко распространена в пределах Красногвардейско-Светлинской и Алапаевско-Адамовской

СФЗ на Среднем Урале. Свита складывается известняками массивными и слоистыми, иногда брекчиевидными, известняковыми брекчиями. Нижняя часть разреза свиты представлена массивными и слоистыми известняками, в верхней появляются горизонты обломочных известняков и карбонатных олистостромовых отложений [406]. Нижний контакт свиты непосредственно не наблюдался. Предполагается несогласное с размывом налегание известняков свиты на нижележащие породы [485, 490]. Вышележащие образования башкирского яруса налегают на породы свиты с частичным размывом [293, 294, 454]. Карбонатные породы исетской свиты в стратотипе являются осадками мелководного морского бассейна нормальной солёности, с богатым комплексом типично морских организмов. Формирование в верхах свиты олистостромового комплекса брекчиевых и обломочных известняков, возможно, обусловлено проявлением в серпуховско-башкирское время процессов коллизии палеодуги в обстановке активной континентальной окраины [406]. В стратотипическом разрезе исетской свиты «Брод–Ключики» западнее г. Каменск-Уральский собраны и определены следующие фаунистические остатки [294, 454]: *Pojarkovella nibelis* Durk., *Parastaffella luminosa* Gan., *Moderatoproductus* cf. *praemoderatus* (Sar.) каменскуральского горизонта, *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Eostaffella ikensis* Viss., *Semiplanus semiplanus* (Schw.) аверинского горизонта, *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella ikensis tenebrosa* Viss., *Globivalvulina procera* Post., *Gigantoproductus striatosulcatus* (Schw.) богдановичского горизонта, *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), *Paragnathodus cruciformis* (Clarke), *P. nodosus* (Bisch.) сунгурского горизонта, *Tolypamma* sp., *Eostaffella pseudostruvei angusta* Kir., *Asteroarchaediscus paraovoides* (Raus.) худолазовского и чернышевского горизонтов. Возраст исетской свиты, на основе детальных фаунистических датировок, принят раннекаменноугольным в интервале поздний визе–серпухов (каменскуральский–чернышевский горизонты), верхняя граница свиты требует уточнения [406]. Мощность свиты до 300 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Щербаковская свита (С₂^{ср}) выделена Б. И. Чувашовым [294] и распространена в центральной части территории листа О-41 в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ. В состав свиты включены мергели, алевролиты, кремни, песчаники с линзами конгломератов, известняки, в нижней части известняковые брекчии и доломиты (пироговская «толща»). Образование свиты с частичным размывом (на р. Исеть в стратотипическом районе дер. Ключики и на р. Багаряк в дер. Жуково) [490, 294] перекрывают карбонатные образования исетской свиты. Верхний согласный (без размыва) контакт свиты наблюдался на р. Исеть в районе дер. Брод. Стратотипический разрез свиты снизу вверх: 1) известняки серые неяснослоистые, органично-детритовые, микросгустково-обломочные, часто неравномерно доломитизированные, с *Tolypamma* sp., *Eostaffella pseudostruvei angusta* Kir., *Plectostaffella* ex gr. *bogdanovkensis* Reitl., *Neochonetes* sp., *Pugnax sella* (Kut.) сюранского горизонта – до 40 м; 2) известняковые брекчии и конгломера-

тобрекчии розовато-серые и серые, известняки серые, слабо битуминозные, с *Eostaffella acuta* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. compressa* (Raus.), *Schubertella obscura* Lee et Chen var. *compressa* Raus. акавасского горизонта — 50—150 м; 3) переслаивающиеся битуминозные серые, темно-серые до черных и темно-коричневые мергели, аргиллиты, пелитоморфные, детритовые и глинистые известняки, черные кремни, редко песчаники, в нижней части — с фораминиферами нижней части башкирского яруса: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. uralica* Kir., *Ps. antiqua posterior* Saf., *Profusulinella (Staffellaeformis) staffellaeformis* Kir., *Neoarhaediscus postrugosus* (Reitl.), в верхней — с фораминиферами большей верхней части башкирского яруса: *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *Ozawainella pararhomboidalis* Man. (акавасский—асатауский горизонты) — 50 м. Кроме перечисленных фаунистических остатков, башкирский возраст шербаковской свиты обоснован находкой конодонтов *Idiognathodus corrugatus* (Harr. et Holl.) [422]. Накопление пород происходило в относительно глубоководных условиях с проявлением процессов олистостромообразования (олистостромы мощностью до 15 м изучены на р. Багаряк, в дер. Жуково среди переслаивающихся битуминозных известняков и аргиллитов [294]). Мощность свиты до 200 м.

Усмановская свита (C_{2us}) выделена в районе с. Усманово [294] и распространена в Алапаевско-Адамовской СФЗ. В состав свиты входят конгломераты полимиктовые, конглобрекчии, гравелиты, песчаники, красноцветные алевролиты, аргиллиты, доломиты, известняки. Стратотипический разрез свиты по р. Багаряк от с. Усманово до ее впадения в р. Синара с учетом данных буровых работ ([294, 356, 485], снизу вверх): 1) ритмичнопереслаивающиеся (20—100 м) известняковые брекчии, сероцветные глинисто-карбонатные и карбонатные породы, пятнистые красноцветные глинистые породы, красноцветные песчаники и алевролиты — до 500 м; 2) конгломераты известняковые и полимиктовые от гравийных до валунно-галечных, с горизонтами красно- и сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов, темно- и зеленовато-серых глинистых известняков и аргиллитов — до 500 м. Из горизонтов и прослоев известняков разных уровней свиты определен комплекс фораминифер подольского горизонта московского яруса: *Schubertella gracilis* Raus., *Profusulinella (Taitzeoella) librovitchi* (Dutk.), *Fusiella pulhella* Saf., *Fusulinella* cf. *colaniae* Lee et Chen, *F. praebocki* Raus., *Fusulina pseudoelegans* Chern. [406]; в некоторых районах наблюдается флишоидное переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков, содержащих московские фораминиферы *Aljutovella aljutovica* (Raus.) и конодонты *Streptognathodus parvus* Dunn. («кунарская толща») [422]. Мощность свиты 230—1000 м.

Красноцветная терригенная толща (C_{2kt}) полностью перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями и картируется в восточной части листа О-41, в пределах Урайско-Денисовской СФЗ. В ее состав входят красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой известняков. В стратотипическом районе (южнее площади) в обломках известняков известны находки фауны башкирского яруса, но возраст стратона считается московским [420]. Мощность толщи до 1000 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Карабольская свита (C_3kb) описана по рекам Синара и Караболка в районе с. Усть-Караболка, а также по р. Багаряк [294]. В состав свиты входят аргиллиты, алевролиты, песчаники, мергели, гипсы, ангидриты, прослой доломитов, глинистых известняков. Стратотипический разрез свиты на р. Багаряк в 1 км выше ее устья ([294, 356], снизу вверх: 1) гипсы серые, темно-серые мелкозернистые глинистые с разноориентированными угловатыми обломками зеленовато-серых аргиллитов, с горизонтами (до 1,5 м) темно-серых аргиллитов и доломитов — 170 м; 2) переслаивающиеся серые и светло-серые известняки, доломиты, мергели с прослоями (до 5–10 см) темно-серых, зеленых, розовых, малиновых мергелей и аргиллитов — 50 м; 3) красноцветные аргиллиты и алевролиты с комплексом пыльцы *Patoniesporites novicus* Wardw., *Florinites pumicosus* Sch. и др. — 70 м; 4) переслаивающиеся красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты с конкрециями и линзами красновато-темно-серых глинистых известняков — 50 м. Мощность разреза более 230 м. Образования свиты, отлагавшиеся в обстановке мелководного морского бассейна (залива), принадлежат к эвапоритовой формации. К свите приурочено Усть-Карабольское месторождение гипса. Выделенный спорово-пыльцевой комплекс характеризует возрастной диапазон от верхов среднего карбона до ранней перми и не подтвержден находками фауны. Мощность свиты 200–750 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Геологические образования мезозойской эратемы широко распространены в восточной части листа О-41, где входят в состав чехла Западно-Сибирской платформы. В западной части площади они имеют ограниченное распространение, представлены в основном корами выветривания, реже — маломощными пластами и линзами осадков (чаще всего континентальных). Триасовые образования формировались в Восточно-Уральской СФЗ Уральской мегазоны, Среднеисетско-Варненской и Тобольско-Тавдинской СФЗ Зауральской мегазоны, Приуральской и Ишимско-Иртышской СФЗ Западно-Сибирской мегаобласти. Юрско-миоценовые отложения накапливались в мелководных морских и пресноводных бассейнах в пределах Западно-Уральской и Восточно-Уральской СФЗ Уральской мегазоны, Приуральской СФЗ, Обско-Иртышской и Тобольской СФЗ Западно-Сибирской мегаобласти.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

На территории листа триасовые образования представлены нижне-среднетриасовой туринской серией и верхнетриасово-нижнеюрскими отложениями веселовской, богословской, волчанской и маловолчанской свит (Восточно-Уральская зона). Поскольку нижне-среднетриасовые и верхне-

триасово-нижнеюрские стратоны вскрыты бурением и в восточной части листа, они показаны на геологической карте доюрских образований масштаба 1 : 1 000 000.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Образования нижнего–среднего триаса распространены довольно широко в центральной части территории и представлены трапповой базальт-риолитовой формацией, петротипом которой является туринская серия, выполняющая рифтогенные, эрозионно-тектонические и грабеновые структуры, вложенные в домезозойский фундамент.

Туринская серия ($T_{1-2}tr$) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1955 г. по р. Тура, левому притоку р. Тобол, вещественный состав изучен К. П. Ивановым и опубликован в работах [118, 120, 121]. Коренные выходы наблюдаются по рекам Бичур, Бобровка, Исеть, Синара, на востоке территории кровля вскрыта многочисленными скважинами на глубинах до 400 м и более. Туринская серия залегает несогласно с размывом на более древних образованиях (вплоть до протерозойских) и с размывом перекрывается челябинской серией. Сложена базальтами, долеритами, риолитами, их туфами, туффитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми аргиллитами, брекчиями, конгломератами, гравелитами. Наиболее хорошо изучена в Бичурском и Анохинском грабенах, где серия расчленена на нижнюю (вулканогенно-осадочную) бичурскую и верхнюю (существенно терригенную) анохинскую свиты. Восточнее территории, на листе О-42 образования туринской серии вскрыты Тюменской (опорной) скважиной (интервал 1475–2000 м) и представлены двумя частями разреза: нижней – красноцветными аргиллитами, местами известковистыми, песчаниками с прослоями конгломератов и темно-серых аргиллитов и верхней – эффузивно-терригенной (базальты темно-зеленые афанитовые и миндалекаменные, темно-серые аргиллиты, местами углистые, и туффиты).

Преобладающий состав пород туринской серии: порфировые и афировые базальты, часто миндалекаменные, реже долериты, туфы базальтов, туфопесчаники, туфо-алевролиты. На долю вулканических пород приходится до 70 % разреза. Породы не метаморфизованы или слабометаморфизованы. В порфировых базальтах вкрапленники размером 1,5–2 (редко до 6) мм представлены плагиоклазом и клинопироксеном. Содержание основных породообразующих минералов (%): плагиоклаз (лабрадор-битовнит) 55–60, стекло до 10, клинопироксен (авгит, пижонит-авгит, диопсид) 15–20, оливин 5–8. Структура основной массы интерсертальная, гиалопелитовая, пойкилофитовая. В базальтах Анохинского грабена встречаются миндалины, выполненные твердыми и полужидкими битумами. По петрохимическому составу базальты нормальнотитанистые, нормально- или высокоглиноземистые, высокожелезистые, натриевые с переходом к малокалиевым, характеризуются повышенным содержанием фосфора и отвечают континентальным толеитам (траппам). В риолитах содержание K_2O иногда повышается до 4–6 % при содержании Na_2O около 2,5 %, и они переходят в трахириолиты.

Осадочные породы представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, иногда углистыми, красноцветными гравелитами и конгломератами, встречаются тонкие прослойки карбонатных пород. Довольно высокая магнитная восприимчивость базальтов (до 10×10^{-3} СИ) позволяет выделять вулканические породы туринской серии по положительным аномалиям интенсивностью до 700 нТл на фоне осадочных пород. Плотность базальтов 2,45–2,84, риолитов – 2,52–2,61 г/см³, поэтому в гравитационном поле вулканические образования не выделяются. Породы туринской серии содержат ранне-среднетриасовую флору, раковины пелеципод, плохо определимые остатки фауны. В Ярской скв. 3-Р (интервал 1609–2509 м) в вулканогенно-осадочных образованиях Л. В. Ровниной обнаружены спорово-пыльцевые комплексы раннего–среднего триаса. В Заводоуковском районе (восточнее изучаемой площади) в толще темно-зеленых и зеленовато-серых базальтов и туфов, с прослоями зеленых и красноцветных терригенных пород определены остракоды: *Pulviella ovalis*, *Darwinula actajica*, указывающие на среднетриасовый возраст. Комплекс терригенно-вулканогенных пород из скв. Тюменская 1 датирован В. В. Липатовой с соавторами (2001 г.) оленекским–ладинским веками. Н. К. Могучева (2005 г.) на основании определения крупномерных растительных остатков при межрегиональной корреляции по Уралу, Западной и Средней Сибири подтвердила ранне-среднетриасовый возраст туринской серии (не моложе анизия). Мощность туринской серии до 1000 м.

ТРИАСОВАЯ–ЮРСКАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ ТРИАСА–НИЖНИЙ ОТДЕЛ ЮРЫ

Верхний триас–нижняя юра представлены угленосной молассой, выполняющей самостоятельные эрозионно-тектонические депрессии в Восточно-Уральской структурно-фациальной зоне или верхнюю часть ранне-мезозойских эрозионно-тектонических впадин и грабенов в Приуральской СФЗ. В первой зоне они выделяются в качестве объединенных веселовской, богословской, волчанской и маловолчанской свит, во второй – как челябинская серия.

Веселовская, богословская, волчанская и мало-волчанская свиты объединенные ($T_3-J_{1vs} \div mv$) распространены в пределах Волчанской депрессии в северо-западной части территории. Веселовская, богословская и маловолчанская свиты выделены В. И. Тужиковой, Н. С. Шеметовой (1968 г.), волчанская – П. И. Дорофеевым (1944 г.).

Нижняя часть разреза – веселовская свита, вскрытая в Волчанском карьере, слагается двумя пестроцветными «горизонтами». Нижний горизонт сложен пачками полимиктовых конгломератов и песчаников с прослоями красноцветных брекчиевидных и каолинитовых глин, аргиллитов, алевролитов с линзами аллитов и бокситов, реже углистых аргиллитов. Мощность его до 35 м. Верхний пестроцветный «горизонт» представлен аргиллитами и глинами бурой, кирпично-красной и пятнистой окраски, переслаивающимися с зеленовато-серыми конгломератами и песчаника-

ми с линзами и тонкими прослоями углистых аргиллитов, реже углей; мощность его — 60–70 м.

Богословская свита сложена полимиктовыми песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов, алевролитами, аргиллитами, мощностью до 250 м. Угленосность серии связана в основном с волчанской свитой песчаников, алевролитов, аргиллитов мощностью до 110 м. Выделяются четыре угольных пласта мощностью от 0,99 до 2,08 м, разделенные песчаниками и алевролитами мощностью 0,35–1,5 м. Маловолчанская свита представлена песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов, гравелитов и конгломератов. К аргиллитам приурочен верхний угленосный горизонт; мощность свиты до 250 м.

Возраст отложений обоснован находками флористических остатков *Clathropteris meniscioides* Brongn., *Cladophlebis haiburgensis* Sew., *C. whitbiensis* Brongn., *Thinfieldia rhomboidales* Ett., спорово-пыльцевые комплексы содержат формы *Bennettitales*, *Cycadales*, *Ginkgoales*. Объединение веселовской, богословской, волчанской и маловолчанской свит произведено ввиду невозможности выделения отдельных свит в масштабе карты. Мощность объединенных свит составляет 240–600 м.

Челябинская серия (T_3-J_1) выделена Н. Н. Ростовцевым (1956 г.) в Челябинском буроугольном бассейне. Угленосная серия сложена красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами с пластами бурого угля. В разных районах расчленяется на две, три или четыре свиты под различным названием. Так, в стратотипе отложения расчленены на (снизу вверх): калачевскую, козыревскую, коркинскую и сугоякскую свиты; в Каменск-Уральском районе — на елкинскую и буланашскую свиты. Подразделение залегает с размывом на породах туринской серии или на более древних образованиях. В некоторых разрезах (в Буланаш-Елкинском, Чернышевском, Анохинском грабенах) в составе челябинской серии выделяются (снизу вверх) калачевская, елкинская, буланашская и бобровская свиты, являющиеся аналогами свит Челябинского грабена. Мощность челябинской серии 100–500 м.

Коры выветривания

Изучению кор выветривания посвящены обобщающие работы А. П. Сигова, Л. А. Гузовского, В. С. Шуба [245, 299, 107] и других геологов, являющиеся до сих пор основой при изучении кор выветривания в комплексе работ по геологическому картированию или поисков месторождений железа, марганца, никеля, бокситов, золота, глинистого сырья. На Урале установлены докембрийские, ранне-среднетриасовые, поздне-триасово-раннеюрские, юрско-раннемеловые, раннемеловые (баррем-аптские, апт-альбские), сеноманские и палеогеновые коры. Триасовые, юрские и меловые проявления кор выветривания обычно не могут быть разделены и объединяются в одну мезозойскую эпоху. Поскольку образование мезозойских кор связано с эпохой максимального проявления процессов физико-химического выветривания, они наиболее распространены и хорошо изучены. В западной части территории они выходят на поверхность, а при перекрытии более молодыми осадками неболь-

шой мощности вскрыты многочисленными скважинами. В восточной части площади они изучены слабо и вскрываются одиночными скважинами на больших глубинах.

Другие возрастные типы кор имеют локальное распространение и небольшую мощность; так, маломощные олигоценые коры были в основном уничтожены эрозией как в самом олигоцене, так и в более позднее время; миоценовое выветривание фиксируется очень редко: на гранитах в виде красноцветных дресвяно-щебнистых образований, а также в виде красноцветного наложения на различные зоны мезозойского элювия, поэтому на геологической карте они не показаны.

Коры выветривания относятся к линейному и площадному типам. Площадное распространение их определяется геоморфологическим строением, а тип коры — литологическим и петрографическим составом пород субстрата. Наиболее хорошо от последующих размывов коры сохранились в пределах депрессий, где наблюдается полный их профиль, а мощность кор достигает 40—80 м. На пологих склонах водоразделов и холмов мощность кор от первых метров до 15—20 м.

Линейные коры приурочены к зонам контактов и разрывных нарушений. К линейному типу относятся и контактово-карстовые коры, приуроченные к тектоническим контактам силикатных пород и карстующихся известняков. Линейные коры распространяются на глубину от нескольких десятков до полутора сотен метров при протяженности от нескольких десятков до нескольких сот километров. В разрезе кор выветривания, независимо от состава материнских пород, отчетливо выделяются три зоны, связанные взаимными переходами (снизу вверх): зона дезинтеграции (зона щебнистых и дресвяно-щебнистых продуктов), промежуточная зона глинисто-дресвянистых продуктов и зона конечной гидратации (зона глинистых продуктов).

Зона дезинтеграции характеризуется начальным выветриванием с образованием щебенистого или щебнисто-дресвянистого элювия и появлением в породах гидрохлорита. В зоне промежуточных продуктов увеличивается содержание гипергенных минералов: гидрохлорита, гидрослюды и каолинита. Зона конечной гидратации представлена пестроцветными, буроватыми, желтоватыми, зеленовато-серыми или темно-зелеными, часто структурными, глинами гидрослюдисто-каолинитового, гидрослюдисто-монтмориллонитового, каолинит-монтмориллонитового состава, нередко с галлуазитом, гидрослюдой, гиббситом, иногда алунитом; в корах по гранитоидам преобладают каолинит и кварц, а в корах по ультрамафитам широко развиты нонтронит и флогопит. Минералы тяжелой фракции представлены в основном пиритом, сидеритом, лимонитом, мартитом, лейкоксеном. Вещественный состав кор выветривания обусловлен преобладанием одного из двух минералого-геохимических типов — ферритно-сиаллитного, развитого по породам основного состава, и сиаллитного, характерного для пород среднего и кислого составов.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Тюменская свита (J_2tm) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. по г. Тюмень со стратотипом по разрезу Тюменской опорной скважины (интервал 143–1472 м, лист О-41-XXX), имеет широкое распространение в основании осадочного чехла Западно-Сибирской платформы (Западно-Сибирская мегаобласть). На территории листа О-41 образования свиты полностью перекрыты более молодыми осадками. В наиболее полных разрезах Западной Сибири свита с определенной долей условности расчленяется на три подсвиты. В основу их выделения положены ритмичность разреза, характер спорово-пыльцевых комплексов и литологический состав (количество песчано-алевритового материала), однако соотношение песков и алевритов очень изменчиво по латерали, и трехчленное деление тюменской свиты отмечается только севернее изучаемой площади, в Березовско-Красноленинском районе (лист Р-41).

В Приуральской части равнины Ю. П. Черепановым [495] свита расчленяется на нижнюю и верхнюю подсвиты, а в каждой подсвите выделено по три циклита. В пределах рассматриваемой территории свита распространена в Тобольской и Обско-Иртышской структурно-фациальных областях и приурочена к раннемезозойским депрессиям. Она картируется как единый стратон, отвечающий верхней подсвите Ю. П. Черепанова. Отложения представлены континентальными фациями, формировавшимися в аллювиальных, озерных и озерно-болотных условиях, на западе территории замещающих отложения лангурской свиты. Кровля тюменской свиты вскрыта скважинами (Тюменская 1-ОП, Тавдинская 1-Р, Леушинская 1-ОП) на глубинах от 880 до 1800 м и более. Здесь свита приурочена к понижениям домезозойского рельефа, в поднятиях мощность резко уменьшается до полного выклинивания. Подразделение сложено частым чередованием уплотненных глин, глинистых алевролитов, песчаников глин в разных сочетаниях, часто с обильным углистым детритом.

На Ереминском участке в верхней и нижней частях свиты преобладают песчаники. Во многих разрезах в основании присутствуют гравелиты и конгломераты с глинистым и известковистым цементом. Песчаники серые и светло-серые, часто с буроватым оттенком, средне-мелкозернистые кварцевые, полевошпат-кварцевые, полимиктовые, преимущественно слабо отсортированные с глинистым, часто известковистым, реже сидеритовым или кремнистым цементом, со следами горизонтальной, волнистой, реже косой слоистости, подчеркнутой обугленным растительным детритом и чешуйками мусковита по плоскостям напластования. Встречаются прослойки бурых углей мощностью до 0,4–0,5 м. Вблизи выступов фундамента отмечается увеличение зернистости песчаников и некоторое улучшение сортировки; здесь же наблюдается каолинизация пород. Алевролиты серые до светло-серых с буроватым оттенком, часто глинистые, с горизонтальной и волнистой слоистостью, фиксирующейся углисто-глинистым материалом. Глины гидрослюдисто-каолинитовые уплотненные, преимущественно алевритовые, серые, зеленовато-серые до темно-серых с неравномерным буро-

ватым оттенком, часто слоистые за счет пропластков песчаного и алевроитового материала с обильным растительным детритом; встречаются прослои сидеритизированных пород, бурых углей (в скв. 6-пр мощностью до 2,3 м), конкреции и желваки пирита.

На «Карабашской площади» пачки песчаников и алевроитов в основании разреза составляют до 35 % общей мощности свиты. Легкая фракция кластического материала представлена (%): кварцем (11–54), полевым шпатом (6–62), кремнистыми породами (11–74), слюдой (4–11); тяжелая фракция составляет не более 1 % и представлена магнетитом, цирконом и аутигенными минералами с преобладанием лейкоксена, пирита, лимонита. На электрокаротажных диаграммах отложения тюменской свиты характеризуются повышенным кажущимся сопротивлением и дифференцированной кривой ПС.

На основании определения многочисленных спорово-пыльцевых комплексов, с учетом положения в разрезе, возраст тюменской свиты соответствует ааленскому–батскому ярусам [227]. Мощность ее обычно не превышает 80–140 м, но в отдельных палеодепрессиях – до 500 м. К отложениям тюменской свиты приурочены залежи углеводородов.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Таборинская свита ($J_{2-3}tb$) выделена Г. Н. Папуловым [447] по пос. Таборы. На территории листа О-41 свита полностью перекрыта более молодыми мезозойскими и кайнозойскими осадками; распространена в пределах Тобольской СфцО. Стратотип описан в Туринской опорной скважине (на глубинах 950–1028 м). Представлена плотными серыми, темно-серыми, иногда с зеленоватым (за счет глауконита) или красноватым оттенком глинами и аргиллитами (с тонкими пропластками сажистого лигнита, содержащего обломки обуглившейся древесины) с прослоями серых органогенно-детритусовых известняков, сидерититов, алевролитов, песков, песчаников, гравелитов, конгломератов с глинистым, иногда сидеритовым цементом. Залегает несогласно на тюменской свите или палеозойских образованиях, перекрывается несогласно коскульской свитой. Мощность в стратотипе 78,7 м.

Восточнее, в районе пос. Таборы кровля подразделения вскрыта скважинами 1нд–5нд на глубинах 1000–1120 м. Здесь отложения свиты залегают с размывом на коре выветривания и кварц-хлоритовых сланцах палеозоя, представлены темно-серыми и серыми плотными слюдистыми аргиллитами, часто алевроитистыми, песчанистыми, сидеритизированными, с прослоями голубовато-зеленых и серых глин и известковистых кварц-полевошпатовых песчаников, характерны включения растительных остатков. В верхней части в аргиллитах наблюдаются ходы червей, а в нижней – вкрапленность пирита и обломки раковин пеллеципод плохой сохранности. На электрокаротажной диаграмме от ниже- и вышележащих отложений породы таборинской свиты отличаются отрицательными значениями кривой ПС с амплитудой 65–100 мВ и преобладанием значений кажущегося сопротивления 6,0–9,5 мм. В кровле этот параметр снижается до 3,5–4,0 мм.

А. Д. Поповой в глинах и песчаниках Туринской опорной скважины (интервал 1001–1020 м) определены: *Podozamites latifolia* Нг., *P. angustiformis* (Eichw.) Нг., *P. sp.*, *Phoenicopsis* sp. В этом же интервале Е. П. Самигулиной определены *Leiotriletes otundus* Naum., *Gleichenia laeta* Bolch., *Alsophila aruata* Bolch., *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *G. tipica* Bolch., *G. mutabila* (Naum.) Bolch., *Bennettites medius* Bolch., *Podocarpus major* Naum., *P. unica* Bolch. и др. Возраст свиты определяется по флористическим остаткам *Coniopteris hymenophelloides* (Brongn.) Sew., *Eboracia lobifera* (Phill.) Thom., *Rapfaelia diamensis* Sew., карпоидам — *Selaginellites jurassica* Dorof., *Schizolepis uralensis* Dorof. et Sveshn. и спорово-пыльцевым комплексам с доминантами *Cyathidites* sp., *Gleicheniidites* spp., *Classopollis*. Мощность свиты меняется от 42 до 200 м. К отложениям таборинской свиты иногда приурочены рудопроявления урана гидрогенно-гидротермального типа.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Коскульская свита (J_3ks) выделена В. А. Полухиной в 1957 г. по оз. Косколь в северной части Тургайского прогиба. На территории листа О-41 кровля свиты вскрыта скважинами в пределах Тобольской структурно-фациальной области на глубинах 220–720 м, на поверхности ее выходы неизвестны. Свита представлена пестроцветными и красноцветными, часто известковистыми каолинистыми, гидрослюдисто-каолинистыми глинами с лигнитизированными растительными остатками и прослоями лигнита, с линзами кварцевых алевритов, песков и песчаников, иногда гравелитов и конгломератов с глинистым и глинисто-сидеритовым цементом. Залегает несогласно на таборинской свите или палеозойских образованиях, перекрывается несогласно карбанской, ахской или викуловской свитами нижнего мела. Позднеюрский возраст определяется по положению в разрезе и спорово-пыльцевым комплексам [268]. Мощность до 70 м.

Нерасчлененные отложения юры

Лангурская свита (J_{ln}) выделена П. В. Ренгартемом в 1944 г. по р. Лангур на восточном склоне Среднего Урала, в дальнейшем изучалась Г. Н. Папуловым. Свита распространена в пределах Приуральской СФцЗ и слагает низы разреза мезозойских палеодепрессий в северо-западной части территории. Представлена аллювиальными и аллювиально-озерными отложениями, залегающими в карстовых впадинах на известняках или корях выветривания других палеозойских образований. В западных районах разрез изучен в среднем течении р. Бол. Волчанка [426]. В основании залегают кварцевые, реже полимиктовые галечники с прослоями гравийников, кварцевых песков и песчаных глин (10–15 м), выше они сменяются пачкой кварцевых слюдистых песков и алевритов с прослоями каолинистых глин (30–35 м). Разрез заканчивается светло-серыми и темно-красными каолинистыми глинами, иногда обогащенными углефицированным растительным детритом или песчано-алевритовым материалом (до 35 м). На правобережье р. Катасьма и у пос. Мысовая в глинистых отложениях встречены лин-

звидные прослои бурых углей. В более восточных районах отложения лангурской свиты сменяются аллювиально-озерными отложениями тюменской свиты. Юрский возраст стратона обоснован многочисленными находками отпечатков флоры и спорово-пыльцевыми комплексами конца ранней, средней и поздней юры — *Czekanovskia ex gr. rigida* Heer, *Phoenicopterus ex gr. angustifolia* Heer, *Ginkgo ex gr. sibirica* Heer, *G. ex gr. huttonii* (Sternb.), *G. ex gr. digitata* (Brongn.) Heer, *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Raphaelia diamensis* Sew., *Nilssonia vittaeformis* Prun., *Araucariopitys scotica* Holden, *Taxodioxylen pulchellum* Knowl. Доминанты спорово-пыльцевых комплексов представлены: *Dicksonia densa* Bolch., *Ginkgocycladophytus*, *Neoraistrickia rotundiformis* (K.-M.) Taras, *Cyathidites* sp., *Sciadopitypollenites macroverrucosus* (Schulz) Iljina. Мощность отложений лангурской свиты 60–80 м.

ЮРСКАЯ–МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ ЮРЫ–НИЖНИЙ ОТДЕЛ МЕЛА

Даниловская свита (J_2 – K_1dn) выделена в 1977 г. Ю. В. Брадучаном и Г. С. Ясовичем [18] по Даниловскому нефтяному месторождению (северо-западнее территории листа О-41) со стратотипом в разрезе скв. 62 (интервал 1734–1824 м); широко распространена в пределах Западно-Сибирской мегаобласти. Ранее В. Г. Елисеевым и И. И. Нестеровым выделялась как даниловская пачка в составе тюменской свиты, а М. Н. Дегтевой и др. [376], Н. М. Николаевым и др. [35] — в качестве марьяновской свиты. Развита на востоке листа О-41 от р. Пышма на юге до верховьев р. Бол. Лешинка на севере, далее к северу замещается абалакской и тутлеймской свитами. В поднятиях домезозойского рельефа, где отсутствует тюменская свита, даниловская свита залегает на палеозойском фундаменте и перекрывается согласно ахской свитой. Отложения даниловской свиты вскрыты многочисленными скважинами на глубинах от 1300 до 1900 м. Наиболее полный разрез наблюдается в скв. 3-Р на «Карабашской площади» [495] в интервале 1790–1886 м, где она подразделяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (интервал 1882–1877 м) представлена следующими пачками:

1882–1877 м. Аргиллиты темно-серые и буроватые, алевритистые, слюдистые с прослоями известняков и оолитовых сидеритов.

1877–1871 м. Глинистые хлорит-карбонатные породы зеленовато-серого цвета с прослоями темно-серых и буроватых оолитовых сидеритов.

1871–1868 м. Глинисто-глауконитовые породы с прослоями темно-зеленых аргиллитов с примесью алевритового материала, с карбонатными конкрециями, с пиритизированными и углефицированными растительными остатками.

1868–1844,5 м. Аргиллиты плитчатые с примесью карбонатного материала, с фаунистическими остатками аммонитов, белемнитов, пеллеципод.

1844,5–1839 м. Аргиллиты алевритистые темно-серые, зеленоватые и буроватые, с глауконитом, конкрециями карбонатов и фосфоритов, с пи-

ритизированными углефицированными растительными остатками. Мощность нижней подсвиты 43 м.

Нижняя подсвита охарактеризована фауной келловейских и оксфордских фораминифер, оксфордских (*Cardioceras* ex gr. *cordatum* Sow.) и кимериджских (*Amoeboceras* (*Cardioceras*) *alternoides* Nik., *A.* ex gr. *kitehim* Salf.) аммонитов.

Верхняя подсвита (интервал 1839–1790 м) сложена темно-серыми, зеленоватыми алевритистыми и гидрослюдистыми битуминозными аргиллитами с включениями глауконита, со слойками алевролитов с углефицированными, пиритизированными растительными остатками, с отпечатками рыб, с обломками пелеципод и белемнитов. В них обнаружены *Astarte* sp. ind., *Pecten* sp. ind., *Oxytoma*(?) sp. ind., титонские аммониты *Laugeites* sp. ind., *Lomonossovella* sp., титонские и нижнемеловые комплексы фораминифер с *Trochammina rosaceaformis*. Мощность верхней подсвиты 49 м.

Общая мощность даниловской свиты в Карабашской скв. 3-Р – 92 м.

В Тюменской скв. 1-Р мощность даниловской свиты уменьшается до 48 м. Здесь преобладают зеленовато-серые и шоколадные алевритистые и известковистые аргиллиты с карбонатными конкрециями, зеленовато-серые глауконитсодержащие алевролиты с гидрослюдистым или хлорит-гидрослюдистым цементом.

В породах нижней подсвиты определены келловейские фораминиферы: *Ammodiskus* sp., *Cristellaria* aff. *ericaeformis* Wisn., *C.* aff. *pehtea* Брук., *Epistommina stelligeraformis* Mjatl., оксфордский аммонит *Cardioceras* cf. *alternans* Вох., кимериджские аммониты *Rasenia* ex gr. *uralensis* Orb., и фораминиферы, белемнит *Cylindrotheuthis* ex gr. *obelisca* Phil. Верхняя подсвита содержит титонские белемниты *Pachytheuthis subquadrata* Ром., нижнемеловые (по данным Г. Я. Крымгольца) [495] *Pseudobilus* cf. *biparthis* (BL)(?), *Oxytheuthis* cf. *brunsviciformis* Stelly(?).

На основании палеонтологического материала и в соответствии с легендами утвержденных к изданию смежных листов возраст даниловской свиты принят келловейско-раннеберриасским. К кровле даниловской свиты приурочен отражающий сейсмический горизонт Б. Мощность даниловской свиты на изучаемой территории до 50 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Мел представлен нижним и верхним отделами, отложения которых широко распространены в Западно-Сибирской структурно-фациальной мегаобласти; полные разрезы сложены морскими образованиями. В Приуральской структурно-фациальной зоне распространены как морские, так и континентальные фации, а в Восточно-Уральской зоне известны только континентальные образования, сохранившиеся в редуцированных разрезах эрозионных впадин.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний мел представлен всеми ярусами. Отложения нижней части берриасского яруса входят в состав описанных ранее даниловской и тутлеймовской свит. Верхнеберриасский подъярус, валанжинский и нижняя часть готеривского яруса, которым отвечает нижняя часть зареченского регионального надгоризонта, представлены алясовской и ахской свитами. Верхняя часть зареченского горизонта, отвечающая верхнему готериву, барремскому ярусу и нижеаптскому подъярусу, представлена леушинской и кошайской свитами на северо-востоке территории, карбанской и алымской свитами в центральной и юго-восточной частях и тыншинской свитой на западе. Верхняя часть нижнего мела — среднеаптский подъярус—альбский ярус, которым соответствует нижняя часть покурского регионального надгоризонта, представлены викуловской, ханты-мансийской и синарской свитами.

Ахская свита (K_1ah) выделена П. Ф. Ли [424] по р. Ах восточнее изучаемой площади. Распространена в Тобольской СФцО от р. Пышма на юге до верховьев р. Черная на севере, на изучаемой свита полностью перекрыта мезозойскими и кайнозойскими осадками; кровля свиты вскрыта многими скважинами на глубинах 1200—1700 м. На листе О-41 свита не подразделяется, восточнее расчленяется на две или три подсвиты. В Тюменской скв. 1-Р (интервал 1246—1344 м) представлена темно-серыми до черных плитчатыми, часто сидеритизированными бейделлит-гидрослюдистыми аргиллитами, местами перемежающимися с серыми и зеленовато-серыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми алевролитами и песчаниками с примесью гидрослюды, хлорита, глауконита. Породы содержат обильные мелкие стяжения марказита и углефицированные растительные остатки. Это подразделение залегает согласно на даниловской свите, перекрывается согласно леушинской или несогласно карбанской свитой. Мощность от 45 м (Тавдинская скв. 1-Р) до 98 м (Тюменская скв. 1-Р) и 238 м (Верхне-Уральская скв. 2-Р), в отдельных палеодепрессиях — до 400 м. В Тюменской скв. 1-Р (1307—1334 м) обнаружены обломки гладкорестристых аммонитов и ауцеллы из группы *Uncitoides* Pavl., крупный аммонит *Polyptychites* sp., обильные фораминиферы *Ammodiscus* sp., *Cristellaria* aff. *parallela* Reuss, *Marginulina jonesi* Reuss, *Camakina* sp., *Dentalina* sp., *Trochammina neocomiana* Mjatl., *T. subbotinae* Zasp. и др., характеризующие берриас-валанжинский возраст [58]. Не исключается принадлежность кровли свиты к низам готерива.

Алясовская свита (K_1as) выделена П. Ф. Ли [424] севернее территории листа О-41 по разрезу, вскрытому Березовской опорной скважиной в диапазоне глубин 1236—1306 м, распространена в Обско-Иртышской СФцО. В пределах территории свита вскрыта только на «Леушинской площади» (скважинами 502, 506, 507-р, 1-ОП), где она согласно залегает на юрских осадках, а верхний контакт с леушинскими отложениями плавный и в ряде случаев трудно уловимый. К югу и северу она замещается ахской свитой, а в сводовых частях поднятий полностью выпадает из разреза.

Наиболее полный разрез описан в Леушинской скв. 1-ОП в интервале 1597—1882 м [495]. Здесь отложения алясовской свиты представлены аргиллитами светло-серого, темно-серого, иногда до черного цвета, участ-

ками алевритистыми, слюдистыми, сидеритизированными, в низах интервала — кремнистыми. Характерна горизонтальная и косая слоистость, обусловленная тонкими прослоями серых алевролитов с карбонатным цементом, серых глинистых известняков и бурых сидеритов. Породы содержат обильный обугленный растительный детрит и редкие стяжения марказита. Мощность свиты до 285 м. В породах свиты обнаружены фаунистические остатки пелеципод и валанжинская микрофауна [495]. На смежной территории к северу свита представлена глинистыми отложениями, подразделяемыми на три пачки, хорошо охарактеризованными палеонтологически комплексами фораминифер и аммонитами, на основании которых возраст стратона соответствует валанжину—раннему готериву [58].

Карбанская свита (K_1kr) выделена коллективом авторов [268] по с. Карбаны, распространена в юго-восточной части территории в пределах Тобольской СФцО, где наиболее полные разрезы вскрыты Тавдинской скв. 1-Р (1199—1060 м) и Тюменской скв. 1-ОП (1203—1048 м). К северо-востоку замещается леушинской свитой, а к западу — тыньинской свитой. Залегает согласно на ахской свите или несогласно с размывом на палеозойских образованиях, несогласно же перекрывается алымской свитой. Расчленяется на нижнекарбанскую и верхнекарбанскую подсвиты. Первая в нижней части разреза сложена переслаиванием алевролитов, аргиллитов и песчаников с редкими прослоями известняков, в верхней части разреза преобладают разномерные полевошпат-кварцевые слюдистые песчаники с прослоями алевролитов и известняков. Мощность нижней подсвиты от 76 м (Тавдинская скв. 1-Р) до 119 м (Тавдинская скв. 2-Р), к югу уменьшается до 43 м (Тюменская скв. 1-ОП). Верхнекарбанская подсвита сложена преимущественно серыми, темно-серыми, зеленоватыми слюдистыми алевролитами с редкими прослоями глинистых известняков с текстурой «конус в конус», пятнами глинистого и углефицированного растительного материала (Тавдинская скв. 1-Р) и пестроцветными алевритистыми, часто комковатыми глинами с примесью сидерита и гидроокислов железа (Тюменская скв. 1-ОП) [495]. Мощность верхнекарбанской свиты от 61 м (Тавдинская скв. 2-Р) до 104 м (Миясская скв. 1-Р) и 155 м (Тюменская скв. 1-ОП). Общая мощность карбанской свиты колеблется от 179 до 257 м. Свита охарактеризована внизу готеривским комплексом фораминифер *Hyperammina aptica*—*Critionina granumu*, двустворчатых моллюсками «*Corbulidae*», сверху — спорово-пыльцевыми комплексами IV(2) с доминантами *Gleicheniaceae*, *Leiotriletes* и III—IV(1) с доминантами *Schizaeaceae*.

Леушинская свита (K_1ls) выделена П. Ф. Ли в 1955 г. по опорной скважине у пос. Леуши севернее рассматриваемого района и распространена в Обско-Иртышской СФцО. Кровля свиты вскрыта многочисленными скважинами на глубинах 1080—1402 м. Подразделение представлено прибрежно-морскими и морскими фациями. В Леушинской скв. 1-ОП свита вскрыта в интервале глубин 1300—1520 м. Здесь она согласно залегает на отложениях алясовской свиты, юго-западнее — на ахской свите, а в зоне выклинивания — с угловым несогласием на образованиях фундамента; перекрывается согласно кошайской свитой. Леушинская свита сложена алевролитами, глинами и песчаниками с редкими прослоями глин и известняков; подразделяется на четыре пачки (снизу вверх):

1. Нижняя глинистая пачка. Наиболее хорошо представлена в Карабашской скв. 1-Р (1530–1597 м), сложена глинами серыми до темно-серых аргиллитоподобными, в разной степени алевритистыми, слюдистыми, в подошве с линзовидными прослоями коричнево-серых сидеритизированных глин и алевролитов и зеленовато-серых сидерититов. Вблизи зоны выклинивания пачка обогащается песчано-алевритовым материалом и сливается с вышележащими породами. Мощность пачки от 0 до 110 м.

2. Песчаная пачка (Н). Вскрыта в Леушинской скв. 1-ОП (1530–1597 м), сложена кварцевыми алевролитами и алевритистыми аргиллитами с прослоями известняков. Для терригенных пород характерны тонкая косая слоистость, наличие углефицированного детрита и стяжений марказита. Мощность пачки изменяется от 16 м (Владимирская скв. 1-Р) до 67 м (Леушинская скв. 1-ОП).

3. Глинистая пачка. Описана во Владимировской скв. 3-Р (1310–1347 м), представлена плотными аргиллитоподобными темно-серыми глинами, часто известковистыми, сидеритизированными, углистыми. Мощность пачки 37 м.

4. Алеврито-глинистая пачка (М). Вскрыта в Леушинской скв. 1-ОП (1402–1432 м), сложена слоистыми темно-серыми слюдистыми аргиллитами с гнездами алевритового материала, прослоями известняков с текстурой «конус в конус». В подошве пачки аргиллиты постепенно переходят в полевошпат-кварцевые алевролиты с волнистой и косой слоистостью, на плоскостях напластования – обильный углефицированный детрит. Мощность пачки 30 м.

Мощность леушинской свиты колеблется от 142 до 220 м. Фаунистических остатков не обнаружено. Позднеготеривско-барремский возраст стратона принят по положению в разрезе и в соответствии с легендой смежного на востоке листа. Карбанская и леушинская свиты относятся к черкашинскому региональному горизонту и сопоставлены с отложениями одноименной свиты, охарактеризованной комплексами фораминифер.

Алымская свита (*K_{1al}*) выделена Ю. В. Брадучан [342] восточнее листа О-41 в Уватской опорной скважине, названа по дер. Алымка на правом берегу р. Иртыш. Распространена в пределах Тобольской СфцО и представлена морскими отложениями, залегающими согласно на породах карбанской свиты. Перекрывается согласно викуловской свитой. Вскрыта скважинами на юго-востоке территории от р. Тавда на севере до р. Исеть на юге. Севернее р. Тавда замещается кошайской свитой. Сложена серыми аргиллитоподобными глинами с частыми прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. В наиболее полных разрезах алымская свита расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита (20–60 м) сложена серыми и темно-серыми алевритистыми аргиллитоподобными глинами с пропластками и пластами полимиктовых и полевошпат-кварцевых мелкозернистых песчаников на глинистом цементе, с примесью углефицированного растительного детрита. Встречаются редкие раковины фораминифер и ядра двустворок.

Верхняя подсвита (10–20 м) представлена серыми и темно-серыми глинами с тонкими прослоями алевролитов и глинистых известняков. Количество алеврито-песчаного материала увеличивается в южном направле-

нии. В этом же направлении уменьшается общая мощность отложений: от 80 м на севере до 30 м на юге. Раннеаптский возраст свиты принят на основании положения в разрезе и увязки со смежной с востока территорией, где отложения свиты охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами с равным соотношением спор и пыльцы голосеменных растений. Среди спор папоротников преобладают *Schizaeaceae* (M o h r i a и др.); большую роль играют споры семейства *Osmundaecae*. В небольших количествах присутствуют *Xuathaeaceae*, *Dicksoniaceae*, *Gleicheniaceae*. В пыльцевом спектре преобладает пыльца *Coniferae* и *Brachyphyllum* [58]. К свите приурочен отражающий сейсмический горизонт М.

Кошайская свита ($K_1k\check{s}$) выделена П. Ф. Ли в 1957 г. севернее листа О-41, названа по дер. Кошай, распространена в Обско-Иртышской СФцО. Лектостратотип ее принят по разрезу Леушинской скв. 1-ОП (1366–1402 м) [56]. Описана также в Тюменской скв. 1-ОП (интервал 1030–1050 м). Кошайская свита представлена морскими фациями, в изучаемом районе перекрыта более молодыми меловыми и кайнозойскими осадками. Залегает согласно на леушинских отложениях, а на юго-западе, в зоне выклинивания – с угловым несогласием на доюрских образованиях, перекрывается согласно викуловской свитой. Сложена слоистыми серыми и темно-серыми алевролитами, местами чередующимися с тонкими прослоями песчаников и аргиллитов. Алевролиты слюдисто-полевошпат-кварцевые с редкими зернами сидерита, кремня. В них часто наблюдаются ходы червей. В нижней части разреза породы иногда обогащены углефицированным растительным детритом. В этом случае в составе свиты выделяют две пачки, с нижней из которых связывается отражающий сейсмический горизонт М. Мощность свиты от 15 до 45 м. Отложения охарактеризованы аптским спорово-пыльцевым комплексом. К нижнему апту свита отнесена по положению в разрезе и в соответствии со Стратиграфическими схемами [278].

Тыннинская свита (K_1tn) выделена А. П. Сиговым по р. Тынья. Распространена в западных районах территории листа О-41 (Приуральская СФцЗ) и представлена озерно-аллювиальными отложениями. В Средне-Приуральской структурно-фациальной подзоне отложения свиты вскрыты скважинами на глубине 360–380 м в районе пос. Андриановичи, где залегают на коре выветривания палеозойских образований и перекрываются несогласно синарской свитой. Представлены серыми и розоватыми каолиновыми глинами с прослоями глинистых алевритов и разнотернистых кварцевых песков. Глины тонкослоистые, содержат углефицированный растительный детрит. Мощность от 15 до 30 м.

В Южно-Приуральской подзоне кровля свиты вскрыта скважинами в районе пос. Подневоной на глубине 40 м, в древней карстовой впадине [52, 53], где представлены кварцевыми песками, галечниками и конгломератами, выше сменяющимися серыми и коричневыми каолиновыми глинами с лигнитом. Залегают на каменноугольных отложениях, перекрываются синарской свитой. Мощность 80 м.

Отложения охарактеризованы готеривско-барремскими спорово-пыльцевыми комплексами III–IV(1) и IV–VI(2) с доминантами *Schizaeaceae* внизу и *Gleicheniaceae*, *Cicatricosisporites dorogensis*, *Piceapollenites* вверху.

Викуловская свита (K_1vk) выделена Н. Н. Ростовцевым [31] по скважине в пос. Викулово севернее листа О-41 и распространена в Обско-Иртышской и Тобольской СФцО. В пределах территории отложения свиты вскрыты многочисленными скважинами (Талицкая-1, Тавдинская 1-Р, Кузнецовская 1-ОП, Туринская 1-ОП, Тюменская 1-ОП и др.). Глубина залегания кровли от 255 м на западе до 1100 м на востоке. Свита представлена прибрежно-морскими, частично континентальными отложениями, согласно залегает на кошайской, алымской свитах или трансгрессивно на палеозойских образованиях и их корах выветривания, согласно перекрывается ханты-мансийской свитой. Литологический состав непостоянен; преобладают гидрослюдисто-каолинитовые и каолинитовые глины, переслаивающиеся с кварцевыми песками и песчаниками с глинистым, сидеритовым или известковым цементом. В Игримско-Леушинском районе (Кузнецовская скв. 1-ОП) свита условно делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита (интервал 767,5–800 м) сложена светло-серыми аргиллитами с пачкой песчаников внизу и алевролита с двумя прослоями глинистых бурых углей – вверху. Верхняя подсвита представлена (интервал 624–767,5 м) чередованием светло-серых полевошпат-кварцевых, слюдисто-кварцевых песчаников и алевролитов с глинистым, известковым, иногда сидеритовым цементом. В Приуральской зоне в районе пос. Талица (скв. 1) викуловская свита состоит из четырех пачек (сверху вниз):

4. (Интервал 459–470 м) – глины коричневые плотные, внизу песчаные, с включением обломков углефицированной древесины, с прослойками песка;

3. (Интервал 470–474 м) – пески кварцевые темно-серые от средне- до грубозернистых, с редкой галькой кварца размером 1–5 см;

2. (Интервал 474–480 м) – глины каолинитовые светло-серые, белые, внизу обогащенные песком;

1. (Интервал 480–485 м) – пески кварцевые разнозернистые светло-серые, белые с крупными обломками кварца и кремня.

Наиболее полный разрез вскрыт Туринской скв. 1-ОП (интервал 672,6–839 м):

7. (Интервал 672,6–723,5 м) – чередование темно-серых алевритистых и песчаных аргиллитов с глинистыми алевролитами;

6. (Интервал 723,5–782 м) – песчаники глауконит-кварцевые слабоцементированные, косослоистые, с прослоями слюдистых алевритов и тонкослоистых аргиллитов;

5. (Интервал 782–792,5 м) – глины темно-серые плотные с прослоями мелкозернистых песчаников с сидеритовым цементом;

4. (Интервал 792,5–811,2 м) – глины серые алевритистые и песчанистые, прослоями пестроцветные;

3. (Интервал 811,2–833 м) – глины темно-серые, плотные, с гнездами алеврита;

2. (Интервал 829,4–833 м) – глины серые с примесью гравия и гальки кварца;

1. (Интервал 833–839 м) – песчаники кварцевые разнозернистые с глинистым цементом.

Все отложения викуловской свиты, вскрытые Туринской скв. 1-ОП, характеризуются обилием углефицированных растительных остатков. Общая мощность свиты меняется от 26 м в районе пос. Талица до 166,4 м в

районе пос. Туринск и 140 м в районе пос. Леуши (до 170 м). В породах свиты обнаружены фораминиферы *Verneuilioides borealis asanoviensis* Zasp., *Eponides sibiricus* Nesk., *Gumbelina globulosa* (Ehr.), *Haplophragmoides umbilicatus* Dain., *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* (Orb.) и спорово-пыльцевые комплексы, по мнению В. И. Романовой и В. Н. Кручининой, характерные для апт-альбских отложений [158]. Средне-позднеаптский возраст свиты принят по положению в разрезе и в соответствии со стратиграфией смежных листов, стратиграфическими схемами и серийной легендой.

Ханты-мансийская свита (K_1hm) выделена Н. Н. Ростовцевым [31] по опорной скважине в районе г. Ханты-Мансийск в диапазоне глубин 1382–1665 м. Свита широко распространена в Западно-Сибирской мегаобласти. В пределах территории листа О-41 кровля ее вскрыта многочисленными скважинами на глубинах от 200 до 1070 м, естественные обнажения отсутствуют. Представлена свитаморскими и прибрежно-морскими отложениями. В западных районах несогласно подстилается синарской и перекрывается мысовской свитами (озерно-аллювиальные отложения), в восточных районах залегает согласно на викуловской свите и согласно, с постепенным переходом перекрывается уватской свитой.

Ханты-мансийская свита сложена преимущественно гидрослюдисто-каолинитовыми аргиллитоподобными алевритистыми глинами серыми и темно-серыми с подчиненными прослоями алевритов, уплотненных мелкозернистых песков, песчаников, глинистых известняков и сидеритолитов. Литологический состав несколько меняется с запада на восток. В Туринской скв. 1-ОП состав глин и аргиллитов гидрослюдисто-каолинитовый и каолинит-гидрослюдистый, песчаники существенно кварцевые с небольшой примесью полевого шпата (2–12 %) и глауконита (3–6 %), цемент глинистый или сидеритовый. К востоку глины и аргиллиты монтмориллонит-гидрослюдистые и гидрослюдисто-монтмориллонитовые, а количество глауконита увеличивается до 15–20 %. Появляются прослой сидеритов, фосфорито-сидеритов и глинистых известняков. По степени концентрации песчано-алевритового материала к северу от р. Пышма свита условно делится на две подсвиты: нижнюю, существенно глинистую и верхнюю, алевролитоглинистую. Нижняя подсвита сложена темно-серыми алевритистыми аргиллитоподобными глинами с редкими прослоями светло-серых полевошпат-кварцевых алевритов и глинистых известняков. В породах встречаются углефицированный и пиритизированный растительный детрит, остатки рыб, двустворки, фораминиферы. Мощность нижней подсвиты 56 м (Тавдинская скв. 1-Р). Верхняя подсвита сложена алевритами, иногда уплотненными песками и глинами. В ее составе выделяют две пачки [495, 56]:

Пачка 1 сложена алевритами, алевритистыми глинами с прослоями алевролитов, уплотненных песков и песчаников, с редкими прослоями известковых пород, с линзочками сидерита, с углефицированными и пиритизированными растительными остатками, с раковинами фораминифер и пеллеципод; мощность пачки 46 м (Тавдинская скв. 3-Р).

Пачка 2 представлена теми же породами, но с большим количеством глинистого материала. Известковые породы редки, представлены мергелями и глинистыми известняками; мощность — 40 м. Мощность верхнеханты-мансийской подсвиты в Тавдинской скв. 3-Р — 86 м.

Общая мощность ханты-мансийской свиты меняется от 13 м на западе территории до 200 м на востоке. По фауне фораминифер в разрезе ханты-мансийской свиты выделены две микрофаунистические зоны: нижняя аммобакулитовая и верхняя – вернейлиновая. В нижней части свиты из Кузнецовской скв. 1-ОП (интервал 624–600 м), по данным В. Ф. Козыревой, З. И. Булатовой и др., содержится комплекс фораминифер с *Ammobaculites agglutinans* (Orb.), *Verneuilinoides borealis assanoviensis* Zasp., *Hyperammina* sp., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Trochammina* cf. *subbotinae* Zasp., *T.* cf. *rosacea* Zasp. и др., характерные для отложений нижнего и среднего альба. В верхней части свиты (интервал 600–566 м) отмечен комплекс фораминифер с *Verneuilinoides borealis assanoviensis* Zasp., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *Gaudryina oblonga* Zasp., *Trochammina* cf. *subbotinae* Zasp., *Eponides irtischensis* n. sp. Кроме того, В. И. Романовой обнаружены *Reophax* ex gr. *scorpiurus* Mont. и *Glomospira gaultina* (Verth.), из других скважин «Кузнецовской площади» Н. Ф. Дубровской определены *Verneuilinoides borealis assanoviensis* Zasp., *Gaudryina oblonga* Zasp., *Haplophragmoides umbilicatus* Dain [38]. Приведенные комплексы фораминифер свидетельствуют о средне-позднеальбском возрасте вмещающих пород.

Алапаевская толща и синарская свита объединенные ($K_{1ar} + sn$) распространены в Восточно-Уральской и Приуральской структурно-фациальных зонах, где приурочены к погружениям доюрского фундамента. Алапаевская толща названа по г. Алапаевск [407], синарская свита выделена И. А. Аграновской, А. И. Еремеевой и др. в 1956 г. по р. Синара. Толща и свита объединены по причине незначительного размера контуров. Алапаевская толща сложена преимущественно песчаными каолинистыми глинами серого, бурого, зеленовато-серого цвета с многочисленными слабоокатанными обломками окремненных известняков, кремнистых пород. К основанию разреза приурочены залежи (линзы, пласты, гнезда) бурых железняков инфильтрационно-осадочного генезиса. Рудные минералы: сидерит, гидрогетит, гидрогоматит. В тяжелой фракции «беликов» представлены хромит, ильменит, монацит, магнетит, эпидот, циркон, лейкоксен, гранат, рутил, ставролит, лимонит, амфибол [407]. Обломочный материал характеризуется плохой сортировкой. Синарская свита представлена алювиально-озерными отложениями. В западной части территории они нередко выходят на поверхность, а к востоку, где перекрываются более молодыми образованиями, кровля свиты вскрыта многочисленными скважинами на глубине до 300 м. Объединенный стратон залегает несогласно с размывом на доюрских образованиях и перекрывается несогласно мысовской свитой.

Синарская свита сложена пестроцветными и сероцветными каолинистыми и гидрослюдисто-каолинистыми глинами (часто песчанистыми), иногда глинистыми разнозернистыми кварцевыми песками с обломками окремненных известняков, алевритами с прослоями лигнитов и сажистых углей, белыми и розоватыми алевритистыми аллитовыми глинами с прослоями бокситов («белики»). К востоку континентальные отложения синарской свиты замещаются морскими отложениями викуловской и ханты-мансийской свит.

Апт-альбский возраст синарской свиты и алапаевской толщи обоснован спорово-пыльцевыми комплексами с доминантами *Gleicheniaceae*

(*G. senonicus*, *G. Laetus*), *Ornamentifera echinata* и флористическими ассоциациями *Cladophlebis browniana* (Dunk.) Sew., *Gleichenia rotula* Heer, *G. cycadina*, *G. zippei*, *Matonidium goeppertii* Schreuk., *Cyparissidium gracile* Heer и др. К отложениям синарской свиты и алапаевской толщи приурочены месторождения огнеупорных глин и железных руд «алапаевского» типа. Мощность этих образований до 110 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Мысовская свита (K_2ms) выделена А. П. Сиговым в 1956 г. по пос. Мыс в Алапаевском районе Свердловской области и распространена в Уральской мегазоне и западной части Западно-Сибирской мегаобласти. Площади распространения приурочены в основном к депрессионным понижениям домезозойского фундамента и часто надстраивают разрезы синарской свиты. Представлена свита аллювиальными и озерно-аллювиальными отложениями, выходящими на поверхность на западе территории. К востоку ее кровля вскрыта скважинами на глубинах от 5 до 200 м. Мысовская свита залегает несогласно с размывом на синарской свите, на краях выветривания палеозойских пород и с размывом перекрывается мугайской, кузнецовской или серовской свитами. Сложена пестроцветными каолиновыми и гидрослюдисто-каолиновыми глинами, алевритами, разнозернистыми кварцевыми и слюдисто-кварцевыми песками (содержащими углефицированные растительные остатки и линзы лигнита) с прослоями песчаников с глинисто-сидеритовым цементом, иногда гравийников. Встречаются крупные обломки древесины, желваки сидерита, стяжения марказита, железистые бобовины. Мощность от 5 до 80 м. Сеноманский возраст установлен по палинокомплексу VII (2) с доминантами *Gleicheniidites* spp., *Cedrus leptoderma* и флористической ассоциации IIIa: *Asplenium disksonianum*, *Selaginellites rugosa*, *Isoetites lucida*, *Sequoia reichenbachii*, *S. heterophylla*, *Sequoiaspermum uralense*, *Widdringtonites rechii*, *Dammara borealis*, *Pinus uralensis*, *Sciadopitrus uralensis*, *Platanus cuneifolia*, *P. cuneiformis*, *P. latior*, *P. embolica*, *P. nawberryana* и др. Мысовская свита является континентальным аналогом уватской свиты. К ней приурочены россыпи золота, месторождения строительных песков.

Уватская свита (K_2uv) выделена Н. Н. Ростовцевым со стратотипом по разрезу Уватской опорной скважины в интервале глубин 1060–1328 м (севернее описываемой территории). В пределах листа О-41 кровля свиты вскрыта многочисленными скважинами на глубинах 176–700 м. Свита широко распространена в Западно-Сибирской мегаобласти и представлена прибрежно-морскими песчано-алеврито-глинистыми отложениями, залегающими согласно или с небольшим размывом на ханты-мансийской свите, и трансгрессивно перекрывается кузнецовской свитой. Сложена переслаивающимися светло-серыми (до темно-серых и зеленовато-серых) плотными гидрослюдисто-каолиновыми и гидрослюдисто-монтмориллонитовыми алевритистыми глинами, слюдисто-кварцевыми, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми алевритами, уплотненными песками и песчаниками с глинистым и известковым цементом, с прослоями извест-

няков, сидеритолитов и фосфорит-сидеритовых пород, встречаются углефицированные растительные остатки. Глины содержат мелкую гальку кварца, кремня, мелкие растительные остатки, стяжения марказита. Прослои глин обычно преобладают в низах разреза, а алевролитов и песчаников — в верхней его части. Пачка алевролитов и песчаников мощностью от 30 до 70 м в кровле свиты прослеживается по электрокаротажным диаграммам на востоке территории [495].

На севере площади разрез уватской свиты в скважинах Кузнецовская 1-ОП (интервал 523—435 м) и Туринская 1-ОП (интервал 560—468 м) представлен переслаиванием светло-серых слюдисто-кварцевых алевролитов и аргиллитов с тонкими линзовидными слоями серых глинистых известняков и бурых сидеритов. Отложения характеризуются изменением кажущегося сопротивления от 3 до 12 Ом и отрицательными значениями ПС с амплитудой 40—57 мВ. Подошва свиты на электрокаротажной диаграмме отмечается увеличением значений сопротивления и сменой положительных значений кривой ПС на отрицательные, а кровля — повышенными значениями сопротивления и аномальными отрицательными значениями ПС. Средняя плотность пород 1,80 г/см³. К кровле уватской свиты приурочен отражающий сейсмический горизонт Г. Мощность свиты от 15 до 178 м (до 180 м) с увеличением к северо-востоку в сторону погружения фундамента.

Сеноманский возраст свиты принимается по положению в разрезе и палинокомплексу VII (3) с доминантами *Gleicheniaceae*, а также из сопоставления с соседними районами, где в низах свиты определены фораминиферы: *Miliammina ischnia*, *Saccamina divulgata*, *Vernuilinoides kansasensis*, *Trochammina wetteri*, *T. suddotinae*; моллюски *Inoceramus pictus*; радиолярии *Cenodiscus cenomanicus*—*Stichocapsa ferosia uvatica*.

Кузнецовская свита (К₂кз) выделена Н. Н. Ростовцевым по пос. Кузнецово на р. Тавда со стратотипом по разрезу Кузнецовской опорной скв. 1Н в интервале глубин 408—435 м. Представлена морскими отложениями, широко распространена в Западно-Сибирской мегаобласти. В пределах территории кровля свиты вскрыта многочисленными скважинами на глубинах 100—600 м. Свита трансгрессивно залегает на уватской свите и согласно, с постепенным переходом перекрывается березовской свитой. В Кузнецовской скважине она сложена зеленовато-серыми, серыми, местами темно-серыми слоистыми гидрослюдисто-бейделлитовыми аргиллитами с тонкими прослоями темно-серых известняков, иногда с текстурой «конус в конус». Аргиллиты содержат редкие обрывки водорослей и зерна глауконита. В Ереминской скв. 8 (интервал 420—433 м) кузнецовская свита представлена темно-серыми плотными алевролитовыми глинами, местами слюдистыми, сидеритизированными, с включениями пирита. В Туринской скв. 1-ОП (интервал 439—468 м) разрез выполнен переслаиванием зеленовато-серых монтмориллонит-бейделлитовых аргиллитов глауконит-кварцевых песчаников с глинистым цементом, галькой кварца и стяжениями фосфорита. В районе пос. Талица (скв. 1-Т, интервал 314—374 м) свита сложена зеленоватыми аргиллитами с желваками марказита и чешуей рыб, в основании разреза — пачка (17 м) темно-серых глиен с прослоями песков, песчаников с базальным сидеритовым цементом и сидеритолитов.

В районе пос. Тугулым (Скв. 1р, интервал 520–572 м) — переслаиванием серых, зеленовато-серых кварцевых и кварц-глауконитовых глинистых песков, алевролитов и песчаников, реже глин с включениями пирита и прослоями сидеритолита. Мощность свиты колеблется от первых метров до 60 м. На каротажных диаграммах отложения свиты характеризуются кажущимся сопротивлением от 2,3 до 5 Ом и значениями ПС до 18 мВ. Кровля свиты от вышележащих отложений отличается понижением сопротивления и переходом положительных значений кривой ПС к отрицательным. Средняя плотность пород 1,78 г/см³.

Возраст кузнецовской свиты определяется по положению в разрезе и хорошо охарактеризован туронским комплексом фораминифер с обилием вида *Gaudryina filiformis* Berth., а также *Haplophragmoides darvini* Dain, *H. sibiricus* Zasp., *H. chapmani* Morozova, *Trochammina frakei* Ehrem., *T. ornata* Ehrem. и др. (определения А. И. Еремеевой); комплексом радиолярий: *Cenosphaera* sp. *C. manga* Grig., *Dictyomitra striata* Lip., *Porodiscus vulgaris* Lip., *Staurodictye* sp., *Spongodiscus* sp., *Sp. anpressus* Lip., *Xiphodictya* sp., *Cromyodrupp* sp. *Cenodiscus* sp., (определения А. И. Григорьевой), а также спор и пыльцы палинокомплекса VII–VIII. Туронско-раннеконьякский возраст принимается в соответствии с Легендой Уральской серии.

Камышловская свита (K_2km) выделена коллективом авторов в 1956 г. по г. Камышлов. Распространена узкой полосой в Тобольской Приуральской и Восточно-Уральской зонах. Западная граница совпадает с выходами домезозойских пород, восточная граница в пределах территории определяется условной линией, проходящей через Серов–Сосьва–Ирбит–Камышлов–Шадринск. Восточнее этой линии стратон замещается отложениями нижней части березовской свиты.

Камышловская свита представлена прибрежно-морскими мелководными отложениями, выходящими на поверхность в долинах рек Исеть и Синара, к востоку кровля свиты вскрыта скважинами на глубинах до 250 м. Она залегает согласно или с размывом на кузнецовской свите и с размывом перекрывается зайковской, фадюшинской, реже ганькинской свитами. Сложена преимущественно мелко- и среднезернистыми кварцевыми, глауконит-кварцевыми, кварц-полевошпатовыми, иногда слюдястыми песками с прослоями и линзами песчаников с глинистым, опоково-кремнистым, глинисто-карбонатным цементом. В отдельных разрезах встречаются прослойки монтмориллонитовых глин, а в основании — кварцевые галечники со стяжениями фосфоритов (до 5 см). На северо-западе территории базальный слой мощностью 1–5,7 м представлен полимиктовыми конгломератами и гравелитами, залегающими на палеозойских и докембрийских породах. Мощность свиты от 10 м на западе до 35 м на востоке. Отложения камышловской свиты содержат коньякские известковые фораминиферы *Pseudovalvulinera lormeiana*, *Anomalina sibirica* Dain, *Discorbis sibiricus* Dain, двустворчатые моллюски *Pycnodonte nikitini* Arkh., остракоды *Cyttereis quadrilatera* (Roem.), обломки ростров белемнитов. К отложениям камышловской свиты приурочены месторождения строительных и стекольных песков, а также минеральных вод.

Зайковская свита (K_2zk) выделена коллективом авторов (1968 г.) по с. Зайково. Вскрыта скважинами на глубинах 50–130 м. Представлена

аргиллитоподобными алевритистыми монтмориллонитовыми или каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами, часто кремнистыми, с прослоями глауконит-кварцевых алевролитов, песков, песчаников (с опоковым, глинисто-опаловым цементом) и опок. На междуречье Тура и Салда в верхней части свиты присутствуют прослой диатомитов, диатомовых и опокovidных глин, содержащих сантонские диатомовые водоросли. В основании разреза часто отмечается базальный горизонт мощностью 1–2,5 м, сложенный разнoзернистыми глауконит-кварцевыми песчаниками и гравелитами с гальками кварца и фосфорита. На западе свита залегает с разрывом на континентальных отложениях мысовской свиты или корях выветривания палеозойских образований, восточнее – на прибрежно-морских отложениях камышловской свиты; перекрывается несогласно фадюшинской или ганькинской свитами. Мощность 15–40 м. Сантонский возраст определяется по положению в разрезе, комплексу фораминифер *Haplophragmoides latidorsatum* Borgn., *Bathysiphon nodosariaformis* Subb., *B. vitta* Cushman., *Spiroplectammina variabilis* (Neck.), *S. kellerii* Dain, *S. lata* Zasp., *S. rasanvevi* Dain Juv., *S. senonana* Laticker, *Cribrostomoides cretageus* Cushman. et Goud., *C. tritatensis* Cushman. et Jarvis (определения А. И. Еремеевой, Р. Х. Липман, М. В. Постоялко) и богатому комплексу сантонских радиолярий.

Березовская свита (K_2br) выделена в 1954 г. Н. Н. Ростовцевым со стратотипом по разрезу Березовской опорной скважины в интервале глубин 237–410 м. В пределах территории кровля свиты вскрыта многочисленными скважинами на глубинах 140–460 м. Свита представлена морскими бейделлит-монтмориллонитовыми глинами, аргиллитами, опоками и глауконит-кварцевыми песчаниками, залегающими согласно на Кузнецовской свите и согласно перекрывающимся ганькинской свитой. Мощность березовской свиты колеблется от нескольких метров на западе до первых сотен метров на северо-востоке. Наиболее полные разрезы вскрыты скважинами в районах поселков Еремино, Нахвор, Чарах, Кузнецово, Талица, Ингалинское. В скв. 1 у пос. Чарах свита представлена (интервал 153,2–195,5 м) светло-серыми монтмориллонитовыми опокovidными глинами, участками алевритистыми, с линзами и гнездами глауконит-кварцевых слюдистых алевролитов, с редкой чешуей рыб, со скоплениями землистого марказита, с прослоями мелкозернистых кварц-глауконитовых песчаников с опоково-глинистым цементом. В основании – крупнозернистый песчаный материал с редкими гальками кварца.

В Кузнецовской опорной скважине свита делится на две подсвиты. Нижняя (интервал 341–408 м) представлена чередованием светло-серых опок с пачками опокovidных глауконит-кварцевых алевролитов и песчаников с опоковым цементом. Верхняя подсвита (интервал 270–341 м) сложена серыми и светло-серыми плотными аргиллитами, внизу интервала – опокovidными с мелкими растительными остатками. Общая мощность свиты в скважине составляет 138 м.

Подобные разрезы с опоками внизу и аргиллитами вверху наблюдались в скважинах на Талицком, Туринском, Лучинкинском и других участках. Наиболее сложный разрез вскрыт Ингалинской скв. 7; там он представлен четырьмя пачками: (интервал 320–380 м) – глины бейделлит-монтморил-

лонитовые слабопесчанистые зеленовато-серые; (интервал 380—402,5 м) — опоки серые, плотные, с прослоями темно-серых аргиллитоподобных глин; (интервал 402,5—445 м) — переслаивание бейделлит-монтмориллонитовых глин темно-серых, аргиллитоподобных с алевритистыми серыми опоками; (интервал 445—492 м) — песчаники глинистые, мелкозернистые, слюдистые, слабо сцементированные, с прослоями кварцевых мелкозернистых слюдистых, слабоглинистых песков. Мощность свиты до 225 м.

Позднеконьякско-раннекампанский возраст березовской свиты определяется по положению в разрезе и по комплексам позднеконьякских двустворчатых моллюсков *Inoceramus involutus*: *I. ex gr. lobatus* Goldf., *I. ex gr. patootensis* Lorigol.; сантонских фораминифер *Oxytoma tenuicostata* (Roe m.), *O. cf. danica* Ravn. из нижней подсвиты в Туринской скв. 1-ОП (интервал 445,0—454,7 м), а также раннекампанских радиолярий *Lithostrobos rostovzevi* Lipm., *Dictyomitra striata* Lipm. в скв. 2 у пос. Нахвор.

Фадюшинская свита (K_{2fd}) выделена коллективом авторов (1956 г.) и названа по с. Фадюшино; широко распространена в Приуралье. Представлена прибрежно-морскими отложениями. Выходит на поверхность вблизи западной границы распространения мезозойско-кайнозойского чехла в береговых уступах рек Тура, Ляля, Бол. Актай, Салда, Синара, Исеть, Тобол; к востоку кровля свиты вскрыта многочисленными буровыми скважинами на глубинах до 200 м. Залегает с разрывом на породах зайковской и камышловской свит или на корях выветривания палеозойских пород; несогласно перекрывается отложениями ганькинской или талицкой свит. В западных разрезах сложена разнозернистыми кварц-глауконитовыми песками, песчаниками (иногда гравийными с глинисто-опаловым цементом) с прослоями известковистых монтмориллонитовых глин. Состав песчаников (%): кварц (50—90), глауконит (20—30), полевые шпаты (до 10), обломки опала, кремнистых пород. В Верхотурском районе в основании разреза прослеживаются линзо- и пластообразные залежи мощностью до 0,5 м грубозернистых песчаников со стяжениями кремнеподобных фосфоритов. К востоку фадюшинская свита имеет довольно выдержанный литологический состав и представлена серыми и темно-серыми глинистыми опоками и глауконит-кварцевыми песчаниками с опаловым и опалово-кремнистым цементом. На юго-западе территории среди опок прослеживается 5-метровый горизонт гидрогетит-глауконит-лептохлоритовых пород и глауконит-кварцевых песчаников с сидерит-лептохлорит-глинистым цементом. Мощность фадюшинской свиты от первых метров до 40—80 м. Свита содержит кампанский комплекс радиолярий: *Crucella aster*, *Amphibrachium spongiosum*, *A. Sibiricum*. По р. Тура у дер. Костелево Р. Д. Калугиной собраны кампан-маастрихтские фораминиферы: *Rhabdammina* sp., *Haplophragmoides glomeriformis* Zasp., *H. aff. latidorsatum* Vorn., *Spiroplectamina kazanzevi* Dain., *S. cf. kelleri* Dain. (определения А. И. Григорьевой). Кампанский возраст фадюшинской свиты принимается на основании того, что в непрерывных разрезах она согласно перекрывается кампан-маастрихтской ганькинской свитой.

Ганькинская свита (K_{2gn}) выделена А. К. Богдановичем (1944 г.) по скважине на станции Ганькино (Северный Казахстан) в качестве одноименных слоев, Н. Н. Ростовцевым (1978 г.) переведена в ранг свиты. Пред-

ставлена морскими отложениями, залегающими согласно на березовской свите, либо (в западных районах) согласно или с размывом на фадюшинской свите, а иногда на породах складчатого фундамента; перекрывается на западе с размывом, а на востоке — согласно талицкой свитой. Кровля ганькинской свиты вскрывается скважинами на глубинах от 10 до 320 м. Сложена она светло-серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми аргиллитоподобными бейделлит-монтмориллонитовыми известковистыми, алевритистыми, песчанистыми глинами и мергелями с прослоями опок, диатомитов, в основании — с прослоями глауконит-кварцевых алевритов и песчаников с глинисто-опаловым цементом, со стяжениями сидеритов и марказитов, желваками фосфоритов, иногда с мелкой галькой кварца и кремня. Пелитовый материал, кроме бейделлита и монтмориллонита (до 80 %), содержит гидрослюды (15 %), опал (10 %), глауконит, кварц, цеолиты. Состав кластического материала (%): кварц (63), полевые шпаты (11), глауконит (19). Аутигенные минералы представлены марказитом, пиритом, окислами железа, сидеритом, в небольших количествах присутствуют циркон, рутил, гранат, турмалин. Мощность свиты — от первых метров на западе до 90 м на востоке.

Возраст осадков нижней части свиты обоснован богатыми комплексами позднекампанских фораминифер зоны *Spiroplectammina optata*, радиолярий *Spongodiscus citrus*, остракод *Cytherella obovata* и диатомей *Stephanopyxis turris*—*Triceratium anissimo*—*vae*. Верхняя часть свиты охарактеризована маастрихтскими фораминиферами *Brotzenella praeacuta*, *Gaudryina rugosa* Orb., *Spiroplectammina kelleri* Dain., *S. kasancevi* Dain., *S. brevis* Kissel., *Ammobaculites incultus* Exrem., *A. agglutinaus* (Orb.) и радиоляриями *Spongodiscus citrus* Lipm., *Sethocyrtis trinrinabulum* Grig. и др. В разрезе скв. 18-А у пос. Оскариха-2 (р. Юрмач), в 18 км к востоку от г. Камышлов, и скв. 91 вблизи дер. Вогулка Алапаевского района О. Н. Васильевой и др. (2001 г.) установлен раннемаастрихтский комплекс фитопланктона с серией видов *Alterbidinium*—*Laciniadinium*—*Diconodinium*. На основании этих данных и по положению в разрезе, для осадков ганькинской свиты принят кампан-маастрихтский возраст.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН

Талицкая свита (P₁t) выделена З. Т. Алескеровой и Т. И. Осыко в 1955 г. [275] по р. Талица на восточном склоне Среднего Урала. Выходит на поверхность по долинам рек Ляля, Тура, Ница, Исеть, Миасс, Тобол и др. К востоку погружается, и кровля свиты вскрывается скважинами на глубинах 100—500 м. Залегает несогласно с размывом на ганькинской, реже фадюшинской свитах и перекрывается в западных районах с размывом, а в восточных — согласно серовской свитой. Представлена опоковидными алев-

ритистыми аргиллитоподобными темно-серыми до черных (иногда с зеленоватым или коричневым оттенком) бейделлитовыми и монтмориллонитовыми глинами с прослоями зеленых глауконит-кварцевых алевритов и песков со стяжениями сидерита, фосфорита и марказита. В западных районах в основании разреза появляются грубозернистые песчаники, гравелиты, галечники, конгломераты с глинистым или опалово-глинистым цементом. Тип разреза с преобладанием песчаных пород внизу и глинистых сверху характерен для всей Средне-Приуральской структурно-фациальной подзоны. Это соотношение нарушается в восточных районах территории. Здесь по особенностям литологического состава и каротажным характеристикам свита разделяется на две подсвиты [495]: нижнюю, существенно глинистую и верхнюю — алеврито-глинистую.

Нижняя подсвита представлена темно-серыми, иногда с буроватым оттенком, алевритистыми глинами с единичными маломощными прослоями кварц-полевошпатовых алевролитов с опаловым цементом, с редкими зернами глауконита, с пиритизированными растительными остатками и стяжениями пирита. На электрокаротажных диаграммах нижняя подсвита характеризуется пониженным спокойным фоном КС и положительной аномалией кривой ПС. Кривая радиоактивного каротажа слабо дифференцирована.

Верхняя подсвита сложена темно-серыми алевритистыми глинами, с линзами кварц-глауконитовых и кварц-полевошпатовых песчаников (имеющих глинистый или глинисто-опаловый цемент) с гнездами и прослоями песков и алевритов. На электрокаротажных диаграммах верхняя подсвита отделяется от нижней увеличением значений КС. Общая мощность талицкой свиты составляет 30–150 м.

Из отложений свиты в Туринской скв. 1-ОП (интервал 197–265 м) А. И. Еремеевой определены палеоценовые фораминиферы *Ammodiscus incertus* Orb., *Haplophragmoides excavates* Cushman et Waters, *Verneuilina* ex gr. *paleogenica* Lipman, *Nonion* ex gr. *sibiricum* Lipman, *Trochammina* ex gr. *globigeriniformis* (Brady), *Bulimina ovate* Orb. и др.; в Талицкой скв. 1 Е. С. Буртман определен комплекс моллюсков: *Scalaria volginica* Netsch., *Arca praescarba* Koen., *Eulima angustoma* Desh., *Euspira defracta* Koen., *Ancilla flexuosa* Desh. и др., известных из палеоцена Дании, Парижского бассейна и Поволжья. В Тюменской скв. 1-ОП в нижней подсвите (интервал 438–475 м) обнаружен богатый комплекс фораминифер зоны *Ammoscalaria friabilis*, а в верхней подсвите (350–412 м) — зоны *Sibicidoides favorabilis*. На смежной с юга территории О. Н. Васильевой [21, 22] в песчано-глинистых отложениях талицкой свиты установлены зеландские зональные комплексы диноцист с *Isabelidinium? viborgense* и *Palaeoperidinium pyrophorum*. На основании этих данных и с учетом положения в разрезе для свиты принят датско-танетский возраст.

В северо-западной части листа О-41, в пределах Приуральской СФцЗ талицкая свита разделена на две подсвиты — марсятскую и ивдельскую [422]. Ранее эти образования выделялись в ранге свит, соответствующих датскому и зеландскому—танетскому ярусам.

Нижнеталицкая (марсятская) подсвита (P_1tl_1) была выделена в качестве свиты и изучена С. Д. Рабинович [460] при поисковых и разве-

дочных работах на марганцевые руды в районе пос. Марсята (восточный склон Северного Урала). В пределах листа О-41 распространена на северо-западе, в Серовском районе, где выходит на поверхность и залегает на палеозойских образованиях. Перекрывается согласно или с размывом ивдельской подсвитой. К востоку кровля свиты вскрывается скважинами на глубинах до 200 м. Представлена серыми и темно-серыми монтмориллонитовыми и бейделлитовыми аргиллитоподобными и опоковидными глинами с редкими прослоями глауконит-кварцевых песков, песчаников и глауколитов, с глинистыми диатомитами в низах разреза. В основании подсвиты залегает базальный горизонт (полуночная пачка) полимиктовых и кремнисто-кварцевых конгломератов, гравелитов, глауконит-кварцевых песчаников с опалово-глинистым, опоковым или глауконит-глинистым цементом, гравийников и песков с прослоями глин, алевролитов, сидеритов, пластами марганцевых руд (до 2,7 м) на западе и сидерит-родохрозитовых пород на востоке. Мощность пачки 0,2–13 м. Мощность подсвиты от 20 до 130 м. Датский возраст установлен по фораминиферам *Globigerina triloculinoides* Plum m., *Rhabdammina cylindrica* Glaess., *Ammobaculites incultus friabilis* Ehre m., *Cibicidoides favorabilis* и комплексу диатомовых водорослей *Trinacria senta*, *Trinacria paleolus*, *T. heibergiana*.

Верхнеталицкая (ивдельская) подсвита (P_{1tl_2}) выделена А. П. Сиговым и др. в 1956 г. [275] в районе г. Ивдель, распространена только на северо-западе территории, где выходит на поверхность или вскрывается скважинами на глубинах до 120 м. Залегает согласно или с размывом на марсятской свите и перекрывается несогласно серовской свитой. Сложена серыми и темно-серыми монтмориллонитовыми и гидрослюдистомонтмориллонитовыми, иногда аргиллитовидными, опоковидными глинами и аргиллитами с прослоями глауконит-кварцевых песков, алевролитов, песчаников, кварцевых и глауконит-кварцевых гравелитов; иногда в основании свиты залегают полимиктовые галечники и конгломераты с прослоями марганцевых руд. Мощность подсвиты от 10 до 60 м. Возраст отложенный установлен по фораминиферам *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Haplophragmoides excavatus* Cushm. et Waters, *Eponides nanus* Reuss., *Cibicides fovarabilis* Vass. и др., характерным для зеландского–танетского веков палеоцена.

Серовская свита (P_{1sr}) выделена А. П. Сиговым [275] по г. Серов на восточном склоне Среднего Урала, где она с размывом залегает на талицкой свите или более древних отложениях. Перекрывается согласно ирбитской свитой или с размывом более молодыми отложениями. На востоке территории серовская свита залегает согласно на талицкой свите и согласно перекрывается ирбитской свитой, представлена морскими осадками, выходящими на поверхность в долинах рек Сосьва, Ляля, Тура, Ница, Пышма, Исеть. На водоразделах кровля стратона вскрывается скважинами на глубинах до 320 м. Серовская свита представлена серыми глинистыми опоками, часто алевролитистыми, опоковидными глинами, трепелами, песчаными диатомитами, глауконит-кварцевыми алевролитами и песчаниками с опалово-глинистым цементом, песками. На восточном склоне Урала в основании серовской свиты почти повсеместно присутствует базальный горизонт, состоящий из разнозернистых, иногда гравийных кварц-глаукони-

товых песков и песчаников с галькой кварца, кремня, стяжениями фосфорита, окатанными кусочками глин и аргиллитов талицкой свиты. Мощность свиты изменяется от 10 м на западе до 100 м на востоке. Подошва ее четко выражена на каротажных диаграммах монотонной кривой ПС и пониженными значениями естественной радиоактивности.

Возраст свиты определяется по положению в разрезе, по комплексу фораминифер из опок Туринской скв.-1: *Haplophragmoides periferocavata* Subb., *Glomospira* sp., *Sacca-mina* sp. *Ammobaculites* sp. (определения Ф. Я. Киприяновой), кремневым жгутиковым водорослям *Dictyocha triakantha* Ehr., комплексу радиоларий с *Spongodiscus delenitor*, цистам динофлагеллат с *Ceratiopsis speciosa*, диатомовым: *Stephanopyxis turris* var. *Intermedia* Grun, *Triceratium ventriculosum*, *Hemialutus hostilis* Kitt.; кораллам *Oculina conferta* Edw. et Heim, моллюскам *Ostrea reussi* Netsch., *Lemopsis orngnutata* Lam., а также радиолариям, спорово-пыльцевым комплексам. С учетом данных по смежным районам свита отнесена к танетскому ярусу [56].

ЭОЦЕН

Ирбитская свита (P_2ir) выделена А. П. Сиговым в 1956 г. [275], названа по р. Ирбит на восточном склоне Среднего Урала. Представлена морскими отложениями, распространенными по всей территории и выходящими на поверхность в долинах рек Сосьва, Лозьва, Тура, Ница, Ирбит, Пышма, Миасс и др., а также в карьерах Ирбитского и Камышловского месторождений диатомитов. На востоке территории кровля свиты вскрывается скважинами на глубинах от 10 до 200 м под более молодыми отложениями. Ирбитская свита залегает согласно на серовской свите и (только в западных районах) с размывом на палеозойских образованиях; перекрывается согласно или с размывом отложениями тавдинской свиты. В стратотипе свита была разделена на три подсвиты [278]: нижняя (40 м) — с преобладанием диатомитов, средняя (до 75 м) — трепелов и диатомитов, верхняя (до 150 м) — монтмориллонитовых глин. В большинстве же наиболее полных разрезов Зауралья свита делится на две подсвиты с постепенными переходами между ними. Нижняя подсвита (5–50 м) сложена слоистыми серыми и светло-серыми глинистыми диатомитами с прослоями глинистых опок, трепелов, кварцевых и глауконит-кварцевых алевролитов и песчаников. Верхняя подсвита (10–150 м) представлена серыми, зеленовато-серыми диатомовыми и монтмориллонит-бейделлитовыми глинами и глинистыми диатомитами. Мощность свиты в целом достигает 200 м.

В верхней части ее разреза кривая КС имеет плавный характер. Интенсивность гамма-поля для отложений ирбитской свиты — 6 мкР/ч. Контакт с перекрывающими тавдинскими глинами характеризуется пониженным сопротивлением и изменением характера кривой КС с плавной на изрезанную, а также повышением гамма-излучения до 8 мкР/ч. Средняя плотность диатомитов 1,18 г/см³.

Возраст ирбитской свиты определяется по положению в разрезе и по комплексу диатомовых водорослей, определенных К. Г. Шибковой: в нижней подсвите *Coscinodiscus uralensis* Jous., *C. moelleri* Grun., *Hemiaulus mitra*

Grün., *H. polymorphus* Grün.; в верхней подсвите: *Coscinodiscus payeri*, *C. argus* Ehr., *C. decrescens* Grün., *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti, силикофлагеллаты: *Dictyochoa rotundata* Jous., *D. fibula* Ehr. А.Н. Григорьевой в скважинах в районе пос. Бутки определен комплекс радиолярий с *Sethopyramis victori* Lirm. В карьере Ирбитского диатомитового месторождения Э. О. Амон [3] собраны и определены комплексы радиолярий зоны *Petalospyris faveolata* из нижней подсвиты и зоны *Petalospyris fiscella* — из верхней. Ипрско-лютетский возраст ирбитской свиты установлен также по диноцистовым зонам ДН-7, 8, 9, 10, 11 в карьере у г. Камышлов [279].

Тавдинская свита (P₂tv) выделена А. К. Богдановичем в 1944 г. по г. Тавда. Отложения свиты завершают разрез морских отложений в Среднем и Южном Приуралье. Входящие в нее образования ранее выделялись в чеганскую свиту верхнего эоцена—нижнего олигоцена, установленную по р. Чеган в Северном Приаралье (О. Вялов, 1930). Тавдинская свита имеет повсеместное распространение, выходит на поверхность по долинам рек, а в междуречьях вскрывается карьерами и многочисленными скважинами на глубинах до 80 м. Залегает согласно или с небольшим размывом на ирбитской свите и перекрывается с размывом куртамышской, атлымской свитами или четвертичными образованиями. Представлена зеленовато-серыми, иногда с голубоватым оттенком, плотными листовато-слоистыми монтмориллонитовыми и гидрослюдисто-бейделлитовыми глинами, местами алевритистыми и песчанистыми с прослоями глинистых диатомитов, слюдисто-кварцевых, кварцевых, кварц-полевошпатовых, кварц-глауконитовых мелкозернистых песков и алевритов, чаще приуроченных к основанию разреза и образующих пласт мощностью до 15 м, распознающийся по своей электрокаротажной характеристике. Повсеместно в глинах встречаются караваеобразные конкреции и линзовидные прослои сидерититов, мергелей, стяжения марказита, желваки фосфорита, гнезда кристаллов гипса. В некоторых разрезах базальный горизонт представлен галечниками и глауконитовыми песками с конкрециями фосфоритов. На востоке территории в средней части многих разрезов отмечается пласт песчаных глин, по подошве которого тавдинская свита расчленяется на две подсвиты. Нижняя подсвита (20—100 м) представлена зеленоватыми алевритистыми глинами с тонкими прослойками (1—2 мм) светло-серых песков и алевритов, верхняя подсвита (30—50 м), сложенная зеленоватыми алевритистыми тонкослоистыми глинами с прослоями (10—15 см) глинистых сидерититов, часто размыта и отсутствует во многих разрезах. Тавдинская свита является хорошим маркирующим горизонтом. Свита уверенно выделяется на каротажных диаграммах по кривым КС и ПС, породы свиты имеют более высокий фон радиоактивности и более низкие удельные сопротивления (5—8 Ом) относительно подстилающих и покрывающих их отложений. Мощность свиты от 10—15 м на западе до 220 м на востоке.

Бартон-приабонский возраст свиты принят на основании положения в разрезе и по многочисленным находкам в глинистых диатомитах остатков фауны фораминифер: *Cibicidoides khanabadensis*, *Reophax ampuleacea* Brady, *R. cf. scorpiurus* Monf., *Spiroplectammina spectabilis* (Graub.) и др., моллюсков: *Arctica alexeevi* Ovet sch., *A. petrovalis* Koen., *Scalardia cf. petrovalis* Koen., зубов акул: *Odontaspis cuspidata* Ag., *O. acutissima* Ag., динофлагел-

лат *Kisselovia clatrata angulosa*, *Systematopora placacanta*, отпечатков листьев *Azolla vera* Gryhst., а также в соответствии с Унифицированными региональными схемами палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины [279].

ОЛИГОЦЕН

Нижний подотдел

Атлымская свита (P_3at) выделена В. А. Николаевым в 1947 г. на р. Обь у пос. Большой и Малый Атлым. Распространена только на северо-востоке территории в Игримско-Леушинском районе и представлена континентальными аллювиально-озерными отложениями, залегающими с размывом на тавдинской свите. Верхняя граница с близкими по составу отложениями новомихайловской свитой условная. Атлымская свита сложена мелкозернистыми, реже среднезернистыми кварцевыми, полевошпат-кварцевыми песками и алевролитами, иногда глинистыми, слюдистыми, светло-серого, коричневатого, зеленовато-серого цвета, часто с косой, диагональной и горизонтальной слоистостью, с включениями растительного детрита и лигнитизированных растительных остатков. В отдельных прослоях и линзах присутствуют алевролиты и алевролитовые глины. Наиболее полный разрез получен по скв. 2-Р (интервал 75–128,5 м) в районе пос. Куминский. Здесь свита представлена серыми, коричнево-серыми, зеленовато-серыми кварцевыми песками с включениями лигнитизированного древесно-растительного материала, с подчиненными прослоями глинистых алевролитов. Мощность в скважине 53,5 м, в целом на площади — до 60 м.

На электрокаротажных диаграммах отложения атлымской свиты характеризуются резким спадом значений ПС и увеличением КС. Возраст свиты (рюпельский век) подтверждается находками растительных остатков, которые, по мнению В. П. Никитина, принадлежат к тургайской флоре «атлымского» типа и могут рассматриваться в качестве руководящих форм раннего олигоцена [495]: *Azolla sibirica* Dorof., *A. inflata* G. Bal., *Sparganium elongatum* Dorof., *Potamogeton auricu-latus* V. Nikit., *P. laceratus* V. Nikit., *Stratiotes imperfectus* V. Nikit., *Epipremium rugosum* Dorof. и др.

Новомихайловская свита (P_3nm) выделена И. Г. Зальцманом в 1956 г. [275] по сел. Новомихайловка (Новосибирская область). Распространена в том же районе, что и атлымская свита, залегает на ней согласно и с размывом перекрывается туртасской свитой или неоген-четвертичными образованиями. Представлена отложениями озерного, озерно-болотного, реже болотного и аллювиального генезиса, кровля которых вскрывается скважинами на глубинах от 16 до 75 м. Сложена алевролитовыми глинами, алевролитами, песками с прослоями и линзами углефицированных лигнитов. Глины обычно коричневые, серовато-коричневые, серые. Алевролиты коричневатые-серые, зеленовато-серые. Прослойки песков мощностью от 1 до 10 м встречаются по всему разрезу свиты, но преобладают в нижней его части. Пески кварцевые, полевошпат-кварцевые серые, желтовато-серые тонкозернистые, с линзами и прослоями лигнитов, с включениями раститель-

ного детрита. Вблизи контакта с атлымской свитой отмечается присутствие сидерита и хлорита. Мощность свиты 35–45 м.

Олигоценый возраст основывается на спорово-пыльцевых комплексах, характерных для зоны *Quercus ovalis*–*Juglans sieboldianiformis* (по Л. А. Пуртовой).

Спорово-пыльцевой спектр новомихайловской свиты близок к атлымскому, но в отличие от последнего, в нем увеличиваются процентное содержание и разнообразие пыльцы хвойных растений. Широколиственные и сережкоцветные приобретают большое развитие, уменьшается количество пыльцы субтропических растений. Палинокомплексы новомихайловской свиты сопоставляются также с палинозоной *Betula gracilis*–*Juglans sieboldianiformis* [58].

Куртамышская свита (P_3kr) выделена А. П. Сиговым и В. С. Шубом в 1963 г. по реке и городу Куртамыш южнее листа О-41. Распространена по всей территории, на восточном склоне Урала в виде изолированных пятен, в Зауралье – сплошным чехлом, слагая междуречья Тавда–Тура–Пышма–Исеть и др. Формирование отложений происходило преимущественно в континентальных условиях в пресноводных озерных и дельтовых фациях, однако в Зауралье широкое развитие приобретают прибрежно-морские фации тяжелых песков, образующие сплошной покров протяженностью с севера на юг более 1 тыс. км при ширине несколько сот километров. Куртамышская свита залегает несогласно с размывом на морских отложениях тавдинской свиты с горизонтами гравийников, галечников и конгломератов в основании. Перекрывается несогласно с размывом туртасской свитой на востоке, миоценовыми или плиоцен-четвертичными отложениями на остальной территории. Представлена двумя литолого-фациальными комплексами: существенно песчаным и глинистым. Первый сложен преимущественно светлоокрашенными хорошо отсортированными мелко- и тонкозернистыми песками и алевритами. По составу преобладают кварцевые, в подчинении полевошпат-кварцевые и слюдяно-кварцевые разности, количество которых увеличивается с севера на юг. Второй комплекс обычно приурочен к низам разреза куртамышской свиты и сложен шоколадно-коричневыми, коричневато-серыми, желтовато-серыми, зеленовато-серыми листоватыми, плитчатыми и массивными гидрослюдисто-каолинитовыми глинами, содержащими углефицированный растительный детрит и лигнитизированную древесину с отпечатками листовой флоры, стяжения пирита и марказита. Состав тяжелой фракции как глинистых, так и песчаных пород однотипен: ильменит, рутил, лейкоксен, циркон. Местами среди кварцевых песков содержатся значительные концентрации этих минералов, образуя промышленные месторождения титан-циркониевых руд.

Мощность куртамышской свиты варьирует в широких пределах – от нескольких метров до 80 м. Возраст свиты определяется по комплексу олигоценых фораминифер: *Anomalina* sp., *Cibicides khanabadensis* Mjassnikova, *S. bornemanii* N. Вук ова, *S. aff. nikolaevi* Lipman (скв. 17, в 3 км севернее с. Мияссы), *Protonina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Gaudryina* aff. *gracilis* Gusman and Laiming, *Verneuilina* sp. (обнажение по правому берегу р. Тура, в 2 км ниже дер. Речкино; определения А. И. Еремеевой), комплексам спор и пыльцы, выделенных из гидрослюдистых глин скв. 145 [392], в которых доминирует пыльца: *Picea* sp., *Pinus* sp., *Tsuga* sp., *Inglas* sp., *Betula* sp., *Carpinus*

sp., *Castanea* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Nyssa* sp., *Liquidambar* sp. и др. По р. Тавда М. Б. Малютиным и М. Н. Дегтевой собрана богатая коллекция отпечатков листовой флоры, соответствующей по возрасту средней части олигоцена (определения И. В. Васильева). В верхней части разреза куртамышской свиты установлены палеокомплексы, характерные для новомихайловской свиты [58]. На северо-востоке территории объему куртамышской свиты соответствуют объединенные атлымская и новомихайловская свиты.

Верхний подотдел

Туртасская свита (P_3tr) выделена С. Б. Шацким [275] на р. Туртас (приток Иртыша). Распространена только на востоке территории, вскрыта скважинами под четвертичными образованиями на глубинах до 30 м, непосредственные выходы на поверхность наблюдаются в немногочисленных береговых уступах рек Кума, Тавда. Залегают несогласно на новомихайловской, куртамышской или тавдинской свитах, перекрывается с размывом миоценовыми отложениями. Туртасская свита представлена тонко переслаивающимися светло-серыми, зеленовато-серыми алевритистыми каолинит-гидрослюдистыми глинами и глинистыми алевритами с подчиненными прослоями тонко- и мелкозернистых кварцевых, полевошпат-кварцевых, часто слюдистых песков. Наблюдается тонкая (до микроленточной) горизонтальная, реже мелковолнистая слоистость, обусловленная «присыпками» тонкозернистых песков и алевритов. Алевриты часто обогащены диатомовыми водорослями и спикулами губок. Породы содержат зерна глауконита и растительный детрит. Во многих разрезах в подошве свиты залегает базальный пласт светло-серых песков и алевритов мощностью 2–5 м. Мощность туртасской свиты от 8 до 50 м.

Позднеолигоценовый (хаттский) возраст туртасской свиты устанавливается по положению в разрезе и подтверждается богатыми спорово-пыльцевыми комплексами хвойно-широколиственных лесов «тургайского» типа СПЗ-14, семенам и плодам (ПК-8,9), отпечаткам листьев (ОП-6) и обильными остатками диатомовых водорослей (Д-8), среди которых преобладают *Melosira praeislandica* Jouse, *M. praegrnulata* Jouse, *Coscinodiscus tener* Rul.; восточнее территории из обнажений правого берега Оби определены: *Aulacosira praegrnulata* (Jouse) Simon., var. *cribrosa* Rub., *A. praedistans* (Jouse) Simon., *Melosira. iguota* Rub. var. *ignota*, *Coscinodiscus gorbunovii* Sheshuk. var. *aculeatus* Rub., *C. flabelatus* Rub. [56].

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Нижний–средний подотделы

Наурзумская свита (N_1nr) выделена А. Л. Яншиным в 1953 г. в северной части Тургайской равнины и названа по Наурзумскому заповедни-

ку. Распространена локально в Восточно-Уральской СФцЗ и Западно-Сибирской мегаобласти. Приурочена к эрозионно-структурным депрессиям. Представлена континентальными озерными и аллювиальными генетическими типами. Залегает с размывом на куртамышской свите или более древних отложениях. Перекрывается обычно плиоцен-четвертичными образованиями. Наурзумская свита сложена пестроцветными каолинит-гидрослюдистыми глинами, грубозернистыми кварцевыми, кремнисто-кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песками, часто косослоистыми, иногда кварц-кремнистыми гравийниками с гидрогетитовым цементом. В тяжелой фракции песков преобладают ильменит, хромит, циркон, рутил. Породы содержат растительные остатки, спикулы губок. Возраст по остаткам древесины и спорово-пыльцевым комплексам хвойно-широколиственных лесов с преобладанием сосен соответствует раннему—среднему миоцену. Мощность свиты 8—15 м.

Бещеульская свита ($N_1b\check{s}$), выделенная В. А. Николаевым в 1947 г. в Петропавловском Приишимье по с. Бещеул, распространена локально только на юго-востоке Тобольской зоны, где залегает с размывом на куртамышской свите, перекрывается светлинской свитой. Представлена слоистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми алевритами, песками и песчаными каолинит-гидрослюдистыми глинами. В основании базальный горизонт крупнозернистых песков с прослоями кремнево-кварцевых гравийников, иногда гравелитов с железистым цементом. Мощность не превышает 10 м. Ранне-среднемиоценовый возраст свиты определяется по положению в разрезе и по спорово-пыльцевому комплексу с преобладанием *Alnus* и *Polypodiaceae*.

Нижний—верхний подотделы

Пелымская толща (N_1pl) выделена В. А. Лидером в 1956 г. [275] в Северном Зауралье по р. Пелым. Распространена только на востоке территории в виде небольших изолированных пятен. Залегает с размывом на туртасской свите и перекрывается с размывом плиоцен-четвертичными образованиями. Непосредственно на поверхность выходит в обнажения правого берега р. Тавда. Представлена белыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми мелко- и тонкозернистыми песками, алевритами, диатомовыми алевропелитами, пелитолитами, с прослоями коричневатых и зеленовато-серых алевритистых глин; местами отмечаются базальные гравелиты и конгломераты. Все разновидности пород обогащены переотложенным опоковым и диатомовым материалом из толщ палеоценового и эоценового возрастов, растительным детритом, часто содержат линзочки гравия и гальки кварца, реже обломки уральских пород. Мощность толщи до 30 м. Миоценовый ее возраст принимается по положению в разрезе на основе межрегиональных корреляций, выполненных П. П. Генераловым [29], в соответствии со Стратиграфическими схемами [278] и Легендой Уральской серии [422].

Средний–верхний подотделы

Светлинская свита (N_1sv) распространена практически на всей площади развития кайнозойских отложений как в эрозионно-структурных депрессиях, так и на водоразделах. Свита сложена пестроцветными тяжелыми комковатыми, часто восковидами гидрослюдисто-монтмориллонитовыми гипсоносными глинами с гнездами красноцветных «кавардачных» глин, с карбонатными стяжениями и гидрогетитовым бобовником, с линзами и пластами пестроцветных глинисто-гравийных песков, кварцевых гравелитов и конгломератов с кремнисто-карбонатным цементом. Залегаet с размывом на наурзумской свите и более древних отложениях. Перекрывается с размывом плиоцен-четвертичными образованиями. Мощность свиты до 12 м. Возраст установлен по положению в разрезе и на основе корреляции с палеонтологически охарактеризованными отложениями западного борта долины р. Тургай и Приаралья, содержащими позднемиоценовый парацератериевый комплекс позвоночных, пресноводные двустворки и ксеноморфную флору.

ПЛИОЦЕН

Плиоценовые образования имеют ограниченное распространение. Они преимущественно размыты за четвертичный период, сохранились лишь фрагменты аллювиальных и озерных генетических типов.

Аккулаевский горизонт. Звериноголовский аллювий (aN_2zv) на восточном склоне Урала ($2^1, 2^2$) фрагментарно сохранился в верховьях меридиональных речных долин и вскрыт отдельными шурфами и скважинами в долинах рек Чусовая, Нейва и др. [261]. Он сложен преимущественно кварцевыми гравийными песками (с редкой выветрелой галькой палеозойских пород) с песчано-глинистым заполнителем кирпично-красного цвета, с прослоями красноцветных песчаных глин с железистыми горошинами. Базальные галечники с размывом залегают на палеозойских породах либо на мезозойских корах выветривания; перекрывается аллювий делювиальными красно-коричневыми песчаными глинами или суглинками с железистыми «дробинами» и крупными карбонатными стяжениями. В тяжелой фракции аллювия преобладают устойчивые к химическому выветриванию минералы – ильменит, лейкоксен, рутил, циркон, ставролит; много аутигенного лимонита (до 25 %). Палеогеографический коэффициент варьирует в пределах 1,4–2,3, что позволяет предполагать значительный размыв и переотложение кластического материала из кор выветривания при формировании аллювия.

Красноцветный аллювий коррелируется с кумак-ташлинскими слоями меридиональной долины р. Урал [308] и красноцветами Орского Урала [307]. Возраст принят в объеме аккулаевского горизонта. Мощность 2–5 м.

Средний–верхний плиоцен. Лимниий (IN_2^{-3}) выполняет древние озерные ванны и понижения палеорельефа на междуречьях Зауралья (район 3^1). Осадки сложены темно- и зеленовато-серыми алевритами и алевритистыми глинами с охристыми пятнами и разводами ожелезнения, с рыхлыми

железистыми горошинами и крупными карбонатными стяжениями. В основании маломощный (до 10 см) песчаный базальный слой, который с размывом залегает на коренных палеогеновых породах. Лимний перекрыт покровными лессовидными суглинками. Возраст стратона принят в соответствии со схемой стратиграфии неогена Урала [278]. Мощность 10–15 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА (КВАРТЕР)

Четвертичные образования имеют широкое распространение на площади листа. Они представлены генетическими типами: флювиальными — аллювий, лимний, лимноаллювий, палюстрий, лимнопалюстрий; субэзральными — элювий, делювий, элювиоделювий, эолий, лессоиды; ледниковыми — гляциалий, флювиогляциалий, лимногляциалий. В речных долинах преобладают аллювиальные и лимноаллювиальные отложения, мощность которых 10–15 м в верхнем течении и 30–40 до 60 м — в нижнем. На междуречьях широко распространен лимний в озерных ваннах и понижениях палеорельефа мощностью 5–10 до 35 м, а также образования субэзрального и палюстринного происхождения, мощность которых невелика — 2–3 до 8 м. Ледниковые образования развиты локально в северо-западном углу планшета и имеют изменчивую мощность от 5–10 до 25 м.

Возраст образований определен на основании биостратиграфических данных с учетом палеомагнитных исследований и радиоуглеродных датировок, а также в соответствии со схемами стратиграфии Урала и утвержденными легендами.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

К отложениям этого возраста относится лимний падунской свиты (*Ерпд*). Она выполняет нижнюю часть разрезов древних, наиболее глубоких озерных ванн и понижений палеорельефа на междуречьях Зауралья (3^1). Она сложена гидрослюдистыми глинами темно-серой, серой и зеленовато-серой окраски с синеватым оттенком, песчано-алевритистыми, известковистыми, с прослоями песков кварцевого и полевошпат-кварцевого составов, либо «глиняных» гравелитов из окатышей глин. В основании, как правило, фиксируется базальный слой (5–10 см) из разнозернистых песков с редким гравием кварца и кремня. Этот слой с размывом залегает на морских свитах палеогена; перекрывается лимний батуринской свитой. По строению выделяются два типа разреза: двухцикловой седиментации и однородный монофациальный глинистый. Каждый цикл начинается базальными песками или глиняными гравелитами и завершается тонкими глинистыми фациями. Осадки включают фауну моллюсков и остракод кочковского комплекса — *Limnocythere sharapovae*, *L. ornata*, *L. producta*, по которым возраст принимается эоплейстоценовым. Мощность — до 15 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено

Нижний неоплейстоцен представлен аллювиальными, озерными и делювиальными образованиями.

Сарыкульский и тыньинский горизонты. Суерский аллювий (aIsr) формирует высокую эрозионно-аккумулятивную террасу рек Тобол и Тавда. На левобережье Тобола она локально прослеживается в юго-восточной части листа; на правобережье нижнего течения р. Тавда, ниже дер. Антропово. Аллювий сложен светло-серыми кварц-полевошпатовыми песками средне-мелкозернистыми, с косой диагональной слоистостью в нижней части (русловые фации), с тонкими прослоями алевритов и алевритистых глин с горизонтально-волнистой слоистостью в верхней части (пойменные фации). Базальные пески (с редким гравием) с разрывом залегают на куртамышской свите олигоцена; перекрываются пойменные фации покровной толщиной североуральского времени. По литолого-минеральному анализу в легкой фракции доминируют зерна калиевых полевых шпатов (62–69 %) и кварца (16–22 %); в тяжелой – минералы, устойчивые к химическому выветриванию: ильменит (28–37 %), циркон (6–10 %), лейкоксен, рутил, турмалин и др., преобладают над неустойчивыми – эпидот и цоизит (27–36 %), роговые обманки (7–13 %), пироксены, актинолит, магнетит и пр. Палеогеографический коэффициент варьирует от 1,22 до 1,45. Мощность до 15 м. В опорном разрезе аллювия у пос. Девятково (обн. 209) А. М. Сухоруковым и М. Т. Соболевым были отмыты карпологические флоры из базального слоя, которые по видовому составу близки к вяткинским. По Схеме стратиграфии Западной Сибири отложения с вяткинскими флорами имеют термолюминесцентный возраст 710 тыс. лет, что соответствует сарыкульскому горизонту Урала. Учитывая, что в верхней части разреза аллювия наблюдаются криогенные деформации, возраст аллювия принимается в объеме сарыкульского и тыньинского горизонтов.

Батури́нский и лозьвинский горизонты. Аллювий батури́нской свиты (aIbt) выполняет «мертвые» долины (палеодолины) на междуречьях. Они не выражены в современном рельефе, имеют субмеридиональное простирание и нередко наследуются современными малыми притоками рек. В зоне перехода пенеplена к равнине Западной Сибири батури́нский аллювий представлен серыми гравийными песками преимущественно кварцевого состава, окатанностью 2–4 балла (в нижней части разреза) и темно-серыми алевритами и зеленовато-серыми глинами – в верхней. Мощность 5–15 м. Отложения с разрывом залегают на морских породах палеогена; перекрываются лессовидными суглинками, либо озерными осадками более молодого возраста. Аллювий прадолин был вскрыт картировочными и поисковыми скважинами в процессе геологических съемок на междуречье Ляля–Акта́й. Стратотип аллювия батури́нской свиты описан в Южном Зауралье в Батури́нском угольном карьере [262]. Базальные гравийные пески свиты включают остатки фауны крупных и мелких млекопитающих «тираспольского» комплекса, позволяющего относить вмещающие отложения к раннему неоплейстоцену (батури́нскому и лозьвинскому горизонтам).

Батуринский и лозьвинский горизонты. Лимний батуринской свиты (*Ibt*) слагает верхнюю часть разреза глубоких котловин в Зауралье и выполняет древние озерные ванны. Представлен толщей тонко переслаивающихся светло-серых кварцевых песков, зеленовато-серых алевроитов и серых, темно-серых иловатых алевроитистых глин, переходящих в верхней части в зеленовато-серые известковистые. Мощность слоев 2–5 см, общая мощность до 10–17 м. Залегает как на коренных мезозойско-кайнозойских породах, так и на подстилающих падунских слоях; перекрывается покровными лессовидными суглинками североуральского возраста. В опорном разрезе урочища Большой Падун (обн. 218) из нижней части свиты были отмыты ископаемые грызуны «тираспольского» комплекса: *Mimomys* sp., *Lagurus transiens*, *Microtus gregaloides* (определения Т. В. Струковой). На основании микротериофауны возраст свиты – ранний неоплейстоцен.

Чернореченский и карпийский горизонты. Аллювий черноскутовой террасы ($a^{\text{с1}}$) с относительной высотой поверхности 50–60 м (цоколя – 40–50 м) распространен преимущественно в среднем течении широтных рек Исеть, Пышма и Тура. Он вскрыт в песчано-гравийных карьерах и отдельными скважинами. Название дано по разрезу Черноскутово в долине р. Исеть. Четко наблюдаются две литологические пачки – нижняя и верхняя. Первая представлена полимиктовыми гравийными песками с косою слоистостью, она с размывом залегает на диатомитах ирбитской свиты эоцена; верхняя – полимиктовыми разнозернистыми песками с горизонтально-волнистой слоистостью, включающими редкие валуны палеозойских пород. В нижней пачке, особенно при тыловом шве, отмечаются линзы или прослои старичных зеленовато-серых и темно-серых алевроитистых гидрослюдистых глин мощностью до 1,2–1,5 м. Перекрывается аллювий североуральскими делювиальными суглинками. Литолого-минеральный состав аллювия весьма однообразен: глинистая составляющая представлена гидрослюдой, монтмориллонитизированной гидрослюдой и смесью гидрослюд с каолинитом; в тяжелой фракции преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы, среди которых доминируют эпидот, цоизит и роговые обманки. Палеогеографический коэффициент варьирует от 0,11 до 0,54.

Ранне-неоплейстоценовый возраст черноскутового аллювия устанавливается по находкам микротериофауны «тираспольского» типа в разрезах Южного Зауралья – карьеры Степной и Мирный на правом берегу р. Миасс [266]. Нижняя пачка считается принадлежащей к чернореченскому; верхняя, с редкими валунами – к карпийскому горизонтам. Мощность 5–7 до 15 м.

Делювий кундравинского надгоризонта (*dIkn*) выполняет межгорные впадины в зоне кряжа, межувалистые понижения – в увалистой полосе. Делювий представлен песчаными коричневыми глинами (участками красновато-коричневыми или коричнево-бурыми) плотного сложения, с включениями выветрелого щебня палеозойских пород, с гнездами и линзами полимиктовых песков, с карбонатными и, редко, с рыхлыми железистыми стяжениями. Делювий с эрозионной границей залегает на коренных палеозойских породах либо мезозойских корах выветривания; перекрывается более молодыми делювиальными либо субаквальными осад-

ками. Стратотипический разрез одноименной свиты изучен в Кундравинской депрессии Южного Зауралья [266]. Один из опорных разрезов на Среднем Урале был описан в карьере керамзитового завода на западной окраине г. Кушва: в интервале 5,2–8,5 м вскрыты делювиальные суглинки коричневого и темно-коричневого, участками красновато-коричневого цвета, среднеплотного сложения, с выветрелым щебнем палеозойских пород, с редкой галькой кварца, с включением железистых стяжений и пятнами ожелезнения. По данным литолого-минерального анализа, глинистая составляющая представлена гидрослюдой с примесью тонкодисперсного каолинита; в тяжелой фракции преобладают зерна эпидота (до 93 %) и лимонита (4–6 %). Ранненеоплейстоценовый возраст делювия устанавливается по находкам ископаемых остракод в стратотипе, по положению в разрезе и характерному литологическому строению. Мощность 5–10 до 30 м.

СРЕДНЕЕ ЗВЕНО

Отложения представлены аллювием, лимноаллювием, лимнием, гляциальными и водноледниковыми образованиями, делювием.

Тобольский горизонт. Аллювий тобольской свиты ($a^{III}tb$). Свита выделена в долине р. Тобол, а также в нижнем течении рек Тура и Тавда, где выстилает ложе долин; кровля ее нередко обнажается в береговых уступах чуть выше уреза рек. Она сложена преимущественно кварцевыми песками с гравием и галькой в нижней части разреза, отвечающей русловым фациям, и синевато-серыми тонкослоистыми глинами с растительным детритом в верхней части. Аллювий залегает с размывом на морских породах палеогена; перекрывается перигляциальным лимноаллювием уйско-убоганской свиты. Русловые фации вскрыты отдельными скважинами; верхние части разреза старичных и пойменных фаций изучены в естественных обнажениях долины р. Тавда – у дер. Васьково; в долине р. Тура – у деревень Антипино, Субботино. В кровле глин были найдены ископаемые карпологические флоры, характерные для «диагональных песков» Западной Сибири с руководящими видами *Azolla interglacialica* Nikit., *Bukias sukazewii* (Nikit.) Kapani, и раковины пресноводных моллюсков с *Corbicula tibetensis* Prasad. Фауна и флора характерны для досамаровского времени. В долине р. Иска (район 3²) аллювий тобольской свиты представлен кварцевыми песками с галькой и гравием, с прослоями темно-серых суглинков с растительным детритом, включающим лесные березово-сосновые спорово-пыльцевые спектры и относительно теплолюбивые диатомовые – *Navicula hasta*, *Pinnularia hemiptera* [174]. В долине р. Тавда прадолина была вскрыта скв. 62 близ дер. Тонкая Гривка [495], но биостратиграфически аллювий не изучен. Возраст свиты принимается в объеме тобольского горизонта среднего неоплейстоцена. Мощность 15–20 до 30 м.

Сылвицкий и вильгортовский (тобольский и самаровский) горизонты. Аллювий уфимской террасы (a^{II}) слагает эрозионно-аккумулятивную надпойменную террасу, относительная высота поверхности которой составляет 30–35 м (цоколя – 20–25 м). Терраса локально развита в долинах рек

Реж, Ирбит и др. Разрез представлен русловыми и перигляциальными фациями. Русловые фации выполнены полимиктовыми галечниками с песчаным заполнителем, нередко с косой слоистостью, с линзами синевато-серых старичных глин; мощность 2–4 м. Перигляциальные фации сложены серовато-бурыми полимиктовыми разнозернистыми песками и супесями с тонкими прослоями и линзами хорошоокатанного полимиктового гравия. Слоистость горизонтальноволнистая – преобладают пойменные перигляциальные фации мощностью 3–5 м. В горной зоне в перигляциальных фациях преобладают суглинки и песчаные глины с включением щебня палеозойских пород, близ тылового шва нередко формирующие делювиально-солифлюкционный глыбово-щебнистый горизонт, отвечающий времени максимума вильгортовского оледенения. Базальные и русловые фации с размывом залегают на коренных дочетвертичных породах; перигляциальные фации перекрываются делювием североуральского возраста. Во многих разрезах перигляциальные фации значительно размыты. Мощность 10–15 м.

Вильгортовский горизонт. Ледниковые отложения волчанской свиты (gIIv^ж) распространены на северо-западе площади в Патокско-Кушвинском районе. Они приурочены к понижениям холмисто-увалистой полосы и наблюдаются вдоль «палеозойского уступа». Опорные разрезы изучены в Волчанском (обн. 119) и Богословском угольных карьерах [159, 264]. В Волчанском карьере ледниковые образования представлены серыми и темно-серыми тиллами плотного сложения с хаотично рассеянной галькой, гравием и мелкими валунами кварца, желтовато-серых кварцитов, кварцитопесчаников и кремнистых пород окатанностью 3–4 балла. Размер валунов до 30 × 20 см. В нижней части наблюдалась плитчатая отдельность и ксенокласты подстилающих пород, деформированных до тонких линз и рулетообразных складок. Контакт с подстилающими угленосными свитами триаса–нижней юры гляциодинамический, ассимиляционный. По литолого-минералогическому анализу матрикса в легкой фракции преобладают зерна кварца (21–46 %) и калиевых полевых шпатов (20–45 %), а также отмечаются глауконит, обломки спикул губок и чешуйки слюды; в тяжелой фракции доминируют минералы, неустойчивые к химическому выветриванию – эпидот и цоизит (43–56 %), роговые обманки (18–32 %), пироксены (5–18 %); палеогеографический коэффициент варьирует в малых пределах от 0,04 до 0,18, что характерно для ледниковых образований. Мощность 3–5 до 15 м.

Вильгортовский горизонт. Гляциофлювиальные и гляциолимнические образования волчанской свиты (f, gIIv^ж) окаймляют ледниковые отложения к юго-востоку и выполняют гляциопонижения на поверхности зауральского пенеплена, формируя зандровую равнину. Они пересечены отдельными скважинами; сложены неравномерным переслаиванием мелкозернистых песков, алевроитов и глин с тонкими линзами крупнозернистых песков и гравийников. Свита залегают на корях выветривания либо палеозойских породах; перекрывается делювием североуральского возраста. Биостратиграфически образования не изучены. Мощность 10–15 до 20 м.

Возраст свиты принимается в объеме вильгортовского горизонта.

Ширтинский—тазовский горизонты. Лимноаллювий и лимний надымской толщи (Ia, IIInd) распространен на северо-западе Югано-Иртышского района (3³). Толща представлена песками с прослоями и линзами супесей, суглинков, местами с гравием и галькой. Мощность до 30 м. Она выделена на соседнем с севера листе. На территории листа О-41 отложения почти не изучены. Возраст надымской толщи принимается в соответствии с СЛ-1000/3 как отвечающий ширтинскому—тазовскому (нижняя часть) горизонтам.

Ницинский и леплинский (ширтинский и тазовский) горизонты. Аллювий и сетской террасы (a¹II) имеет широкое распространение в долинах крупных рек Урала. Он формирует эрозионно-аккумулятивную террасу с относительной высотой поверхности 17–25 м (цоколя – 10–15 м). В горной зоне аллювий представлен полимиктовыми галечниками с редкими валунами палеозойских пород, разнозернистыми гравийными песками с линзами глин и супесями; в Зауралье – полевошпат-кварцевыми разнозернистыми песками с гравием и галькой, алевритами и глинами. Базальные фации аллювия с размывом залегают на доплиоценовых породах; перекрываются делювиальными суглинками североуральского времени. Минеральный спектр тяжелой фракции характеризуется преобладанием минералов, неустойчивых к химическому выветриванию (эпидот, роговые обманки, пироксены, магнетит и др.), над устойчивыми (ильменит, лейкоксен, рутил, турмалин и др.). Палеогеографический коэффициент варьирует от 0,15 до 0,45, что указывает на доминирующий привнос кластического материала с Урала. Для исетского аллювия характерны находки фауны крупных и мелких млекопитающих ранней фазы мамонтового комплекса, позволяющие относить эти отложения ко второй половине среднего неоплейстоцена. Мощность их до 10 м.

Бахтинский надгоризонт. Лимноаллювий и лимний сузгунской толщи (Ia, III^{sz}) имеет локальное распространение в долинах рек Тобол, Тавда, Конда и приурочен к абс. отм. 85–95 м. По материалам Ю. П. Черепанова и др. [495], он представлен довольно однообразной толщей сероцветных алевритов с прослоями песков и глин, слабо облессованных в верхней части разреза. Толща залегают на тобольской свите в пределах названных долин и на дочетвертичных породах при выходе толщи на междуречья. Согласно Схеме стратиграфии Западной Сибири [276], толща относится к бахтинскому надгоризонту среднего неоплейстоцена. Сузгунская толща синхронна уйско-убоганской свите. Мощность ее 10–15 до 30 м.

Бахтинский надгоризонт. Лимноаллювий уйско-убоганской свиты (IaIII^{uu}) приурочен к левому борту субмеридиональной долины Тобола, где он пересечен серией скважин. Представлен пылеватыми полевошпат-кварцевыми мелкозернистыми песками, глинистыми алевритами с прослоями и линзами алевритистых глин. Пески и алевролиты залегают на синевато-серых алевритистых глинах (с растительным детритом) тобольской свиты, либо на коренных породах палеогена в бортах прадолины; перекрывается свита светло-бурыми супесями североуральского времени, либо палостринными образованиями горбуновского возраста. Литолого-минеральный состав характеризуется преобладанием зерен калиевых полевых шпатов (5–62 %) в легкой фракции, равным количеством устойчи-

вых и неустойчивых минералов в тяжелой фракции (палеогеографический коэффициент 0,8–1,2) и гидрослюдистой глинистой составляющей с примесью каолинита. В бассейне р. Иска [174] уйско-убоганской свите коррелятна средняя часть алеврито-глинистой толщи с арктическими диатомовыми: *Tetracoccus emarginatus*, *Eunotia tenella*, *Pinnularia subborealis*, которые позволяют воссоздавать холодные климатические условия формирования отложений, соответствующих среднеуральскому времени. Это подтверждают и спорово-пыльцевые комплексы с преобладанием травянистых и кустарниковых растений лесостепного (лесотундрового) типа. Бахтинский возраст свиты в долине Тобола и более южных районах определен по характерному комплексу остракод и палинологическим спектрам степного типа (маревко-полынные ценозы) [266]. Мощность 20–30 до 40 м.

Среднеуральский (бахтинский) надгоризонт. Лимний уйско-убоганской свиты (Шшш) распространен на междуречьях восточного склона Урала и Зауралья. Он выполняет озерные ванны (в современном рельефе практически не выраженные); вскрыт картировочными скважинами. Отложения представлены синевато- и зеленовато-серыми известковистыми алевритистыми, преимущественно гидрослюдистыми глинами с линзами и прослоями глинистых алевритов и «катышово-глиняных» песков; включают обломки тонкостенных раковин пресноводных моллюсков, гнезда и пятна охристого ожелезнения. Мощность 5–10 до 15 м. Эти фации залегают как на палеогеновых отложениях, так и на озерных осадках батуринской свиты. В последнем случае нижняя граница проводится в основании песчаного базального слоя либо по изменению видового состава микрофауны остракод. Перекрываются озерные отложения лессовидными суглинками североуральского возраста или горбуновскими озерно-палюстринными и палюстринными образованиями. Литолого-минеральный спектр характеризуется следующим составом (%): кварц – 71, полевые шпаты – 21, кальцит – 2, ильменит – 20, лейкоксен – 10, эпидот и цоизит – 18, роговые обманки – 28, гранаты – 4, апатит, сфен, рутил, турмалин – до 1. Палеогеографический коэффициент 0,3–0,4. Озерные осадки включают «уйско-убоганский» комплекс остракод [260] и спорово-пыльцевые спектры степного типа (маревко-полынные фитоценозы); на этом основании возраст их отвечает среднеуральскому (бахтинскому) надгоризонту.

Среднеуральский надгоризонт. Делювий (dIIsr). Эти образования залегают в межгорных и межувалистых понижениях зоны Уральского кряжа. Сложены преимущественно бурыми и коричневатобурыми суглинками и глинами с включениями щебня палеозойских пород разной степени выветрелости, с редким гравием и галькой кварца и карбонатными стяжениями. Делювий залегают с эрозионной границей на породах кундравинского надгоризонта, на мезозойских корах выветривания либо на коренных палеозойских породах. Перекрывается делювием североуральского возраста либо субкавальными осадками позднего неоплейстоцена. На делювии иногда залегают погребенная стрелецкая почва. Такой разрез был задокументирован по керну скв. 4 в 6,6 км к юго-западу от дер. Колташи на склоне р. Талица [373]. В погребенной почве выявлены споры и пыльца, позволяющая реконструировать лесные ландшафты темнохвойной тайги (с елью, сосной и кедром), которые сопоставляются с временем стрелецкого меж-

ледниковья. Исходя из этого, возраст подстилающего делювия — среднеуральский. Мощность 5–10 до 15 м.

Лимноаллювий и лимний (Ia, III) широко представлен в долине р. Конда и в междуречье Конда–Тавда. Формирование его, вероятно, связано с приледниковым подпрудным бассейном, достигавшим абс. отм. 95–100 м. Поверхность отложений изобилует блюдцеобразными озерными ваннами и заболоченными понижениями. Разрезы состоят из переслаивания полевошпат-кварцевых песков и зеленовато-серых и светло-серых гидрослюдисто-бейделлитовых глин, часто известковистых, алевритистых, с горизонтально-волнистой слоистостью, с включениями редкого гравия кварца, опок и диатомитов. В основании преобладают песчаные разности, залегающие с размывом на дочетвертичных породах; в верхней части доминируют глины. Осадки перекрываются лессовидными суглинками североуральского горизонта либо палюстринными образованиями горбуновского горизонта. В тяжелой фракции песков и глин преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы группы эпидота (57–71 %) и роговые обманки (26–28 %). Палеогеографический коэффициент довольно низкий – 0,2–0,4, что характерно для неоплейстоценовых образований. Мощность 10–15 до 25 м.

Лимноаллювий среднего неоплейстоцена (IaII) распространен в северо-восточной части листа и в нижнем течении крупных рек — Туры, Пышмы, Исети. Седиментная лимноаллювия обусловлена повышением базиса эрозии. Он сложен переслаивающимися полимиктовыми пылеватыми песками, алевритами и глинами. В основании преобладают разнотернистые полевошпат-кварцевые пески с редким гравием, залегающие с размывом на более древних породах. По данным литолого-минерального анализа, в легкой фракции лимноаллювия преобладают зерна кварца (60–70 %) и калиевых полевых шпатов (15–20 %); в тяжелой — неустойчивые к химическому выветриванию минералы (%): эпидот и цоизит (30–52), роговые обманки (21–32), пироксены (4–16) — превалируют над устойчивыми: ильменитом (10–26), лейкоксеном, цирконом, рутилом (до 4). Палеогеографический коэффициент варьирует в пределах 0,12–0,23, что характерно для осадков среднего неоплейстоцена. Мощность 10–15 до 30 м.

Аллювий (aII) имеет широкое распространение в долинах рек. По условиям масштаба карты, он объединяет комплексы уфимской и исетской эрозионно-аккумулятивных надпойменных террас. На западе площади аллювий представлен полимиктовыми галечниками и гравийниками с разнотернистым песчаным заполнителем в нижней части и песками пылеватыми, супесями и суглинками — в верхней. На Западно-Сибирской равнине в строении аллювия преобладают гравийные и разнотернистые полевошпат-кварцевые пески с линзами алевритистых глин, алевриты и супеси. Галечники или гравийные пески с эрозионной границей залегают на палеозойских либо (в Зауралье) на палеогеновых породах; перекрывается аллювий бурыми делювиальными суглинками североуральского возраста. В минеральном спектре тяжелой фракции неустойчивые к химическому выветриванию минералы из группы эпидота, роговые обманки, пироксены преобладают над устойчивыми — ильменитом, лейкоксеном, турмалином и др. Палеогеографические коэффициенты варьируют в пределах 0,2–

0,7, что указывает на преобладающее поступление кластического материала с Урала. Возраст аллювия установлен по находкам фауны крупных и мелких млекопитающих хазарского и ранней фазы мамонтового комплексов, моллюсков и остракод, а также по палинологическим комплексам [266]. Мощность 5–10 до 15 м.

Среднее и верхнее звенья

К отложениям этого возраста отнесены лимноаллювий четвертой надпойменной террасы рек Лозьва, Пелым, Конда в Югано-Иртышском районе, а также элювий, элювий и делювий на поверхностях междуречий.

Тазовский и казанцевский горизонты. Лимноаллювий (IaIItz–IIIkz). Выделен на площади примыкающих листов Р-41, О-42. По данным Ю. П. Черепанова и др. [495], лимноаллювий формирует четвертую надпойменную террасу с относительной высотой поверхности 20–24 м, которая уменьшается вверх по течению рек. Нижняя часть разреза сложена разнозернистыми кварцевыми песками русловой фации, верхняя – пойменными (лагунными по Черепанову) глинами и алевритами со слоистостью ленточного типа. Мощность 10–15 до 20 м. По строению разреза и биостратиграфическим данным эти отложения, по мнению автора, коррелируются с камышловским аллювием Зауралья.

Элювий и делювий (e, dII–III) тонким плащом покрывают выложенные вершины гряд и холмов в увалистой полосе, пологие склоны междуречий Зауральского пенеплена и Западно-Сибирской равнины. Пространственно тесно связаны с элювием и фациально замещаются последним. Отложения представлены бурыми и коричневатобурыми суглинками и глинами с выветрелым щебнем подстилающих пород, с редкими зернами крупнозернистого песка и гравия. Нижняя граница обычно четкая, эрозионная, подчеркнутая включениями крупных обломков (гравия, мелкого щебня), иногда криотурбированная. Эти образования были прослежены в канавах газопроводов в зоне пенеплена, где на повышениях рельефа наблюдались участки элювия с постепенной границей с подстилающими породами, а на склонах и микропонижениях – участки делювия с резкой эрозионной границей с подстилающими породами. По простиранию эти генетические типы замещаются, и оконтуривание каждого из них в масштабе карты не представляется возможным. Возраст их принимается в соответствии с серийной легендой. Мощность 2–3 до 5 м. Вмещают месторождения кирпичных и керамзитовых глин.

Элювий (eII–III) широко распространен на денудационных поверхностях междуречий Зауральского пенеплена и Западно-Сибирской равнины. Он представлен глинами и суглинками с выветрелым щебнем подстилающих коренных пород. Нижняя граница постепенная и проводится условно по степеням преобразованности последних. В верхней части породы нередко облессованы и включают стяжения карбонатов. Состав, цвет и внешний облик образований во многом зависят от физико-механических свойств материнских пород: на корях выветривания элювий состоит из пятнистых глин с жирным блеском, комковатых, с гнездами глин коры вывет-

ривания, железистыми и карбонатными стяжениями; на опоках серовской свиты эоцена он суглинистый, серовато-желтого цвета, с многочисленной щебенкой кремнистых опок и песчаников на опоковом цементе; на чеганских глинах нижнего олигоцена — глинистый, желто- и зеленовато-серого цвета, с включениями глин листоватой текстуры. Литолого-минеральный спектр легкой и тяжелой фракций близок к материнским породам. В формировании элювия принимали участие все процессы выветривания, протекавшие, вероятно, в течение среднего и позднего плейстоцена. Мощность 1–3 м.

Верхнее звено

К отложениям верхнего неоплейстоцена относятся аллювий и лимно-аллювий аккумулятивных надпойменных террас, лимний кумлякской свиты, делювий и коллювий склонового ряда, а также лессовидные породы на междуречьях Зауралья.

Аллювий камышловской террасы (а⁴III) широко развит в крупных речных долинах. Он формирует аккумулятивную вторую надпойменную террасу с относительной высотой поверхности 8–15 м. В полных разрезах участвуют русловые (нижние) и перигляциальные (верхние) фации. Первые представлены полимиктовыми гравийными песками и галечниками, нередко с косою слоистостью, с линзами серых и темно-серых алевритистых глин. Мощность их 2–5 м. На участках неотектонических поднятий русловые фации залегают на приподнятом цоколе и имеют сокращенный гравийно-галечный разрез. В тяжелой фракции аллювия доминируют неустойчивые к химическому выветриванию минералы группы эпидота, роговые обманки, пироксены и актинолит. Время формирования, как первое межледниковье верхнего неоплейстоцена (стрелецкий горизонт), устанавливается по находкам фауны крупных млекопитающих шкурлатовского комплекса, по остаткам ископаемых грызунов, карпологическим флорам среднетаежного типа (разрез Шурала на р. Нейва) и спорово-пыльцевым комплексам лесного типа — светлохвойных мелколиственных лесов с мезофильно-папоротниковым покровом. Перигляциальные фации сложены песками бурыми разнозернистыми, пылеватыми, с горизонтально-волнистой слоистостью, с прослоями супесей, глин, гравийников, с криогенными деформациями в кровле. Мощность 10–15 м. В тяжелой фракции аллювия господствуют минералы, неустойчивые к химическому выветриванию, палеогеографический коэффициент варьирует от 0,01 до 0,2. Ханмейский возраст перигляциального разреза установлен по биостратиграфическим данным: фауне крупных млекопитающих мамонтового комплекса; фауне мелких млекопитающих, образующей тундро-степные биотопы; спорово-пыльцевым комплексам степного типа (марево-полынные фитоценозы); аркто-бореальной фауне моллюсков и остракод. Общая мощность 15–20, редко до 30 м.

Ермаковский горизонт. Лимноаллювий третьей надпойменной террасы (la³IIIer) формирует аккумулятивную террасу с относительной высотой поверхности 15–17 м, уменьшающейся вверх по течению рек.

Они имеют локальное распространение в долинах рек Лозьва, Пелым и Конда. По данным Ю. П. Черепанова и др. [495], терраса сложена русловыми песками в нижней части, а в верхней — мощной пачкой горизонтально-волнистослоистого переслаивания пылеватых палевых супесей, песков, алевритов и глин; в строении лимноаллювиального разреза тонкослоистая пачка преобладает. Характерной особенностью отложений является сильная криогенная деформированность в виде клиньев и инволюций. В биостратиграфическом плане лимноаллювий слабо изучен. По интенсивным криогенным деформациям они отнесены к «ледниковому» ермаковскому горизонту. Мощность 5—10 до 20 м.

Каргинский—сартанский горизонты. Лимноаллювий второй надпойменной террасы ($la^2IIIkr-sr$) распространен в северо-восточной части Югано-Иртышского района и по восточной рамке листа. По данным Ю. П. Черепанова и др. [495], он представлен песками в нижней части и суглинками — в верхней. Лимноаллювий включает ископаемые остатки костей мамонта, фауну остракод и имеет радиоуглеродные даты в 30—31 тыс. лет из нижней песчаной пачки. Мощность — до 20 м.

Аллювий режевской террасы (a^IPII) формирует первую режевскую надпойменную аккумулятивную террасу в долинах рек и их крупных притоков. Разрезы сложены русловыми фациями невянского горизонта, а в верхней части — перигляциальными фациями полярноуральского возраста. Русловые фации в верхнем течении рек представлены полимиктовыми гравийными песками и галечниками с линзами иловатых синевато-серых глин мощностью 2—4 м; перигляциальные — волнистослоистыми светло-бурыми песками с линзами гравийников, супесей и глин мощностью 3—5 м. В среднем и нижнем течении в русловых фациях преобладают разнозернистые пески с гравием в основании и линзами синевато-серых старичных глин; в перигляциальных — волнистослоистые алевриты и супеси. Общая мощность 10—15 до 30 м. Опорные разрезы режевского аллювия изучены в долинах многих рек: Нейва (прииск Мал. Быньга), Реж (дер. Бол. Конева), Ирбит (руч. Бобровка—деревни Речкалово, Лебединское), Тура (дер. Мальково), Тавда (дер. Андрюшино) и др. [265, 266]. В минеральном спектре тяжелой фракции неустойчивые к химическому выветриванию минералы группы эпидота, роговые обманки, пироксены преобладают над устойчивыми — ильменитом, лейкоксеном, рутилом. Палеогеографический коэффициент варьирует от 0,2 до 0,4. Аллювий содержит ископаемую фауну крупных и мелких млекопитающих поздней стадии мамонтового комплекса (с мамонтом позднего типа), раковины пресноводных моллюсков «умеренного» типа, палеоассоциации остракод, карпологические флоры, палинологические и энтомологические комплексы, позволяющие относить вмещающий аллювий ко второй половине позднего неоплейстоцена. Серия радиоуглеродных дат укладывается в диапазон от 41,2 до 12,3 тыс. лет, что согласуется с биостратиграфическими данными.

Зырянский надгоризонт. Лессоиды ($LPIIzr$) тонким чехлом перекрывают почти все более древние образования на междуречьях Западно-Сибирской равнины. Они представлены бурыми и коричневатобурыми макпористыми известковистыми суглинками лессовидного облика. Нижний контакт лессоидов обычно резкий, подчеркнутый ожелезнением, либо кри-

отурбированный с криогенными клиньями и инволюциями; он имеет различную, часто причудливую форму. По гранулометрическому и минеральному составу лессоиды восточной части пенеплена и Западно-Сибирской равнины имеют незначительные отличия: на пенеплене преобладают пелитовые частицы (80–85 %), алевроитовые (8–12 %) и песчаные (6–8 до 12 %); на Западно-Сибирской равнине (Тогузакско-Тавдинский район) наряду с пелитовой фракцией (60–70 %) существенную роль играют алевроитовые частицы (30–40 %) и зерна песка (до 15 %). Минеральный спектр легкой и тяжелой фракций довольно близкий: кварц (70–80 %), полевые шпаты (8–12 %), кальцит (3–5 %), обломки кремнистых пород (4–7 %); в тяжелой фракции на пенеплене несколько ниже содержание ильменита (15–18 %) относительно равнины (20–26 %), но выше – эпидота: 55–58 %, на равнине – 32–36 %. Палеогеографические коэффициенты на пенеплене 0,3–0,4; на равнине – 0,6–0,7, что связано с более высоким содержанием устойчивых минералов в подстилающих палеогеновых породах. Возраст отложений устанавливается по редким находкам фауны крупных млекопитающих мамонтового комплекса. Кроме того, лессоиды междуречий фациально замещаются делювием склонов речных долин, который соответствует зырянскому времени. Мощность 2–3 до 5 м.

Североуральский надгоризонт. Коллювий и делювий (с, dIIIsv) покрывают крутые склоны горных хребтов и отдельных вершин в зоне кряжа. Особенно широко представлены на склонах, сложенных горными породами, при физическом выветривании которых образуется много щебнистого материала – кварцитами, кристаллическими сланцами, гнейсами, габбро и др. Образования сложены бурыми суглинками со «свежим» щебнем коренных пород, с щебнисто-глыбовым материалом в подошве. Они залегают на коренных породах либо перекрывают (в депрессиях) более древние склоновые образования. В подошве склонов часто фациально замещаются делювием. Нижний глыбово-щебнистый «настил» сопоставляется со временем ханмейского оледенения. Мощность 3–5 м.

Североуральский (зырянский) надгоризонт. Делювий (dIIIsv, dIIIzr) имеет широкое распространение на склонах гор, холмов и речных долин. Он представлен бурыми глинами и суглинками с щебнем слабовыветрелых коренных пород и редими галькой и гравием кварца. На склонах горной зоны в делювии щебня много. Нижняя граница обычно криотурбирована мерзлотными процессами (клинья, инволюции) либо резкая, эрозионная. Мощность делювиальных шлейфов 2–5 м. Образования залегают как на коренных породах, так и на плейстоценовых субаквальных образованиях. Возраст делювия устанавливается по сопряжению с перигляциальным камышовским аллювием при тыловом шве террасы и по редким находкам остатков фауны крупных млекопитающих мамонтового комплекса.

Лимний кумлякской свиты (IIIkm) имеет распространение в Зауралье: районы 2[?]; 3¹. Он выполняет древние термокарстовые и суффозионные котловины, слабо выраженные в современном рельефе. Осадки свиты представлены глинистыми песками с гравием окатанных карбонатных стяжений в нижней части и светло-зеленовато-серыми гидрослюдистыми глинами в верхней. Глинистые пески с размывом залегают как на породах палеозоя, так и морских осадках палеогена; перекрываются маломощны-

ми лессовидного облика суглинками полярноуральского возраста. Стратотипический разрез свиты изучен в Южном Зауралье [263]. В коренном залегании в нем была найдена фауна крупных млекопитающих верхнепалеолитического комплекса с мамонтом позднего типа, представительные комплексы мелких млекопитающих, моллюсков, остракод и спорово-пыльцевые спектры лесостепного (нижняя часть) и степного (верхняя) типов. По сумме биостратиграфических данных нижняя часть свиты отнесена к стрелецкому (казанцевскому) горизонту, верхняя — к низам североуральского надгоризонта верхнего неоплейстоцена. В Среднем Зауралье эти осадки еще слабо изучены. Мощность 3–5 до 10 м.

Аллювий (аIII) объединяет комплексы аккумулятивных террас, которые в масштабе карты не могут быть отражены отдельно. Это подразделение показано преимущественно в верхних и средних течениях рек и по их притокам. Сложено полимиктовыми гравийными песками и волнисто-слоистыми пылеватыми песками, супесями и суглинками. Мощность 5–10 до 20 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Образования переходного поздненеоплейстоцен-голоценового возраста имеют ограниченное распространение. Они представлены элювием, делювием, солифлюксием и аллювием.

Делювий и солифлюксий (d, sIII–Н) широко распространены на склонах гор Северного Урала (смежный лист Р-41). Они сложены бурыми глинами и суглинками с включениями щебня местных пород, с текстурами течения и с пятнами ожелезнения. Мощность 3–5 до 15 м. Для корреляции с изданным северным листом делювий и солифлюксий показаны в северо-западном углу площади листа.

Элювий и делювий (e, dIII–Н) распространены на выположенных поверхностях горной зоны Урала. Они представлены бурыми суглинками и глинами со слабовыветрелым щебнем подстилающих пород, с редкими зернами крупнозернистого песка и гравия. Нижняя граница резкая, четкая, иногда нарушенная криогенезом. На сравнительно молодой возраст образований косвенно указывают слабовыветрелый щебень коренных пород и малая мощность — до 2 м. Элювий и делювий продолжают формироваться в настоящее время.

Неоплейстоцен, верхнее звено, сарганский горизонт—голоцен. Аллювий первой надпойменной террасы (a¹III–Н) развит в долинах Конды и ее притоков. По данным Ю. П. Черепанова и др. [495], терраса сложена светло-серыми песками с прослоями и линзами алевритов, перекрытых светло-палевыми супесями половодной фации голоцена. Радиоуглеродный возраст нижней пачки определен в интервале 15,9–9,7 тыс. лет. Мощность 5–10 до 20 м.

ГОЛОЦЕН

Образования голоцена представлены различными генетическими типами: аллювием, лимнием, палюстрием, золием и техногеном.

Эолий боровлянской свиты (*vHbr*) распространен в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины. Им сформированы невысокие гряды и дюны, поросшие сосновыми борами, — Боровлянский бор, Пышминский бор и др. Боровлянскую свиту выделили Н. Б. Малютин, В. Я. Комарский при геологическом картировании Зауралья. Она представлена светло-серыми и желтовато-серыми полевошпат-кварцевыми песками пылеватыми, тонко-среднезернистыми, окатанностью 2–3 балла, с матовой поверхностью зерен (до 40 %), с косыми линзами алевритов. Пески плащеобразно перекрывают пространства междуречий с разными абсолютными отметками и поверхность режневской террасы в нижнем течении р. Исеть. По минеральному составу в легкой фракции доминируют зерна кварца — 83 % и полевых шпатов — 16,5 %; отмечаются окатанные фрагменты спикул кремнистых губок и панцирей диатомовых; в тяжелой фракции преобладают минералы, неустойчивые к химическому выветриванию — эпидот и цоизит, роговые обманки и пироксены. Пески залегают с резкой границей как на лессоидах, так и на коренных породах. Эоловый генезис песков подтверждается грядово-дюнным рельефом, хорошей окатанностью зерен, матовостью и корродированностью их поверхности, дальним переносом фрагментов спикул губок и панцирей диатомовых, отсутствием гравия и крупных зерен песка. В палеогеографическом плане благоприятные условия для формирования эоловых песков были в криоксеротическую фазу дриаса (субарктическое время), в которую существовали открытые степные пространства с разрушенным криогенезом почвенным покровом. Завершение аккумуляции связано с потеплением климата в голоцене и становлением лесных ландшафтов. Возможно, они сформировались в раннегорбуновское время. Мощность 2–3 до 5 м.

Палюстрий (*pH*) имеет широкое распространение на междуречьях Зауралья и в долинах рек, где он перекрывает поверхности аккумулятивных террас. Сложен торфом, преимущественно древесно-осоковым, редко с пнями сосны или ели. Примером верховых болот на междуречьях могут служить Палкинский и Ширококореченский торфяники, расположенные на западной и юго-западной окраинах г. Екатеринбург. Торф там древесно-сфагновый, залегающий на глинах мезозойских кор выветривания, имеет мощность до 6 м. Горбуновский возраст торфяников устанавливается по спорово-пыльцевым спектрам и радиоуглеродным датировкам — в 8 тыс. лет. Мощность 2–3 до 10 м.

Лимний и палюстрий (*l*, *pH*) выполняют зарастающие озерные ванны на междуречьях и в долинах рек. За стратотип принят разрез Горбуновского болота в 5 км к югу от г. Нижний Тагил, палинологически детально изученный Н. А. Хотинским [290]. В разрезе выделяются два литолого-фациальных слоя: нижний — озерный, сложенный иловатыми глинами и сапропелем; верхний — палюстринный, представленный торфом. Для иловатых глин характерны спорово-пыльцевые спектры степного и лесостепного типов, соответствующих дриасу — бореальному периоду, радиоугле-

родный возраст слоев 8000–12 000 лет. Для них характерны комплексы малакофауны и остракод (Стефановский, 2006). Торфам отвечают палинологические спектры лесного типа, соответствующие атлантическому–субатлантическому периодам, радиоуглеродный возраст которых 1000–8000 лет. Мощность подразделения 3–5 до 15 м.

Лимний (ИН) заполняет современные озерные ванны в долинах рек и на междуречьях. По периферии крупных водоемов Зауралья формируются озерные террасы, пляжи; осадки также аккумулируются на дне водоемов. Озерные террасы и пляжи сложены разномеристыми кварцевыми песками с включениями гравия и гальки кремнисто-кварцевого состава. Мощность 1–2 м. Донные осадки озерных ванн сложены иловатыми глинами, илами и сапропелями. По данным А. И. Дзенс-Литовского, в разрезах сапропелей выделяются два горизонта с солонководными видами диатомей; нижний сопоставляется с бореальным периодом схемы Блитта-Сернандера, верхний – с субатлантическим. Мощность 2–3 до 10 м.

Аллювий (аН) слагает луговую (высокую) и низкую поймы, а также русла современных рек. В строении высокой поймы участвуют полимиктовые буровато-серые разномеристые пески с гравием (русловые фации), слагающие нижнюю часть разреза, и серые, синевато-серые иловатые глины с линзами погребенного торфа с перекрывающими их палево-серыми пойменными супесями с горизонтально-волнистой слоистостью в верхней. Осадки вложены в аллювиальные аккумулятивные комплексы позднего неоплейстоцена. Радиоуглеродный возраст растительного детрита из основания разреза высокой поймы руч. Бол. Калиновка – $10\ 150 \pm 60$ лет, из погребенного торфа средней части разрезов – 4,4–5,8 тыс. лет. Разрезы высокой поймы в межривных понижениях сложены иловатыми темно- и синевато-серыми глинами в нижней части и торфами в верхней. По спорово-пыльцевым данным, начало формирования торфа приходится на атлантический период голоцена. Мощность 10–15 м. Образования низких пойм и русла представлены галечниками в горной зоне и средне-мелкозернистыми песками в Зауралье. Мощность 3–5 м. Они продолжают формироваться в настоящее время.

Техногенные образования верхней части голоцена (тН²) развиты в промышленных районах Среднего Урала западной части листа. К техногенноизмененным относятся породы, находящиеся под постоянной нагрузкой промышленных и гражданских сооружений – авто- и железных дорог, зданий, дамб, мостов и т. д. Техногеннопереотложенными являются отвалы промышленных карьеров, шахт и дражных полигонов. Литология пород зависит от вида добываемого полезного ископаемого: Асбестовский карьер – перемешанные щебнисто-глыбо-суглинистые образования; Сухоложский диатомитовый карьер – перемешанные суглинисто-глинисто-диатомитовые образования; Эйфеля драг в верховьях р. Нейва – песчано-галечно-валунный материал и т. д. Мощность 5–10 до 40 м. К техногеннообразованным относятся осадки, накопившиеся в промышленных отстойниках; они имеют тонкую слоистость. Отстойники приурочены к периферии крупных населенных пунктов – городам Екатеринбург, Тюмень, Нижний Тагил, Каменск-Уральский и др. Мощность 2–3 до 40 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные образования широко распространены на территории листа О-41, диапазон их формирования — от позднего рифея до раннего мезозоя. В состав интрузивных комплексов входят породы ультраосновного, основного, среднего и кислого составов, формировавшиеся в различных обстановках — рифтогенеза континентальной коры, океанического спрединга, островных дуг, активной континентальной окраины, коллизии. Интрузивные образования восточной части площади перекрыты мезозойско-кайнозойскими осадками, они картируются по геофизическим данным и кернам глубоких скважин.

Позднерифейские интрузии

Маюровский комплекс клинопироксенит-габбровый (vRF_3mr) выделен в составе Сосьвинско-Синарской СФЗ [374], распространен в пределах Мурзинско-Адуйского метаморфического блока. Комплекс получил название по Маюровскому руднику, где в XIX веке велась разработка железных руд. В состав комплекса включены габбро и пироксениты. Габброиды комплекса слагают несколько небольших интрузивных тел среди кристаллических сланцев алабашской серии среднего рифея в 5–8 км южнее дер. Южаково [360]. Форма тел — силлоподобная, дугообразно изогнутая в плане (Маюровский массив размером $0,6 \times 2,5$ км) и изометрично-овальная штокообразная (южное тело размером $0,6 \times 1,7$ км).

В магнитном поле массив создает четко очерченную положительную аномалию интенсивностью более 1000 нТл. Плотность габбро $2,93$ г/см³, при обогащении магнетитом — до $3,3$ г/см³, магнитная восприимчивость до 850×10^{-3} ед. СИ. Массивы залегают согласно складчатости вмещающих пород. Контакты большей частью интрузивные, габброиды содержат ксенолиты вмещающих пород, хотя часто контакты нарушены тектоникой.

По геофизическим данным, Маюровский массив под углом $60-70^\circ$ погружается в юго-юго-восточном направлении не менее чем на 500 м, постепенно выполаживаясь на глубине [374]. Строение тел неоднородное, массивы сложены преимущественно мелко-среднезернистыми (до крупно-гигантозернистых) массивными и такситовыми габбро, характеризующимися частыми переходами от мезо- до меланократовых, иногда практически до мономинеральных пироксенитов (горнблендитов). Габбро серовато-зеленые, мелко- и среднезернистые, структура габбровая, пойкилобластовая и др. Состав: битов-

нит, гастингсит — 39 %, авгит — 0,4 %, акцессорные минералы — апатит, гранат, циркон, плеонаст (до первых процентов); рудные минералы — магнетит, ильменит, пирит, молибденит; отмечаются эпидот, биотит, карбонат, кварц, хлорит [407]. Роговая обманка развивается по пироксену до полного его замещения. В пойкилитовых габбро плагиоклаз—лабрадор (62—65 %), пироксен диопсидового ряда. В пироксенитах присутствуют оливин (до 5 %), реликты орто- и клинопироксенов (до 30 %), замещаемые тальком, боулингом, хлоритом, амфиболом. Пироксениты и шпинельсодержащие габбро обычно обогащены магнетитом (до 15 %), ильменитом (до 3 %), присутствуют рутил, в виде капельных включений в магнетите — пирит, халькопирит с оторочкой ковеллина [374]. В целом габброиды и ассоциирующие с ними руды являются продуктом дифференциации высококальциевых, существенно натриевых магм. Поздне- и постмагматические изменения, процессы регионального метаморфизма привели к образованию роговообманковых пород вплоть до горнблендитов. Четко выражена ванадий-титановая металлогеническая специализация, характерны повышенные, в сравнении со средними типами пород, содержания Ti, V, Ni, Cu, Sn, Pb [374, 403]. По содержанию Rb и Sr габброиды соответствуют производным толеитовых континентальных магм [281]. Характерной петрохимической чертой маюровского комплекса является повышенное содержание TiO_2 (1,53 %) и P_2O_5 (1,25—1,44 %), чем они резко отличаются от габброидов других комплексов. Это высокоизвестковистые (CaO — 11,68—14,26 %) породы с повышенными содержаниями калия (K_2O — 0,44—1,25 %) [360].

Габброиды подверглись интенсивным метасоматическим изменениям (региональной метасоматической гранитизации, проявившейся в окварцевании, альбитизации, биотитизации, калишпатизации, и средне-низкотемпературному метасоматозу, обусловившему образование актинолита, хлорита, эпидота, серицита, альбита, карбоната), сопровождавшимся сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит). В магнитном поле Маюровский массив, вмещающий Маюровское ильменит-магнетитовое месторождение, сопровождается магнитной аномалией, достигающей 12 000 нТл.

К месторождению приурочена гравитационная аномалия, в экстремуме составляющая более 3 мГал, средняя плотность пород 3,3 г/см³. С пироксенитами маюровского комплекса ассоциирует ильменит-магнетитовое оруденение (Маюровское рудопроявление). Возраст маюровского комплекса ранее принимался среднерифейским в соответствии с «Легендой Среднеуральской серии...» [499] и на том основании, что габброиды маюровского комплекса имеют тесную пространственную связь со среднерифейскими образованиями. В ходе работ по созданию комплекта Гостгеолкарты-1000/3 из ильменит-титаномангнетитового клинопироксенита были отобраны фракции ильменита и пироксена, по которым и породе в целом Ю. Л. Ронкиным (ИГиГ УрО РАН) была получена Sm-Nd изохрона ($СКВО = 0,24$) 921 ± 40 млн лет, что соответствует верхнему рифею (каратавию) (рис. 2). Данная датировка не противоречит отчетливым интрузивным (рвушим) соотношениям габброидов маюровского комплекса с кристаллическими сланцами среднерифейской(?) алабашской серии. Высокие содержания титана, фосфора и калия свидетельствуют о возможности формирования маюровского комплекса в условиях рифтогенеза субконтинентальной коры.

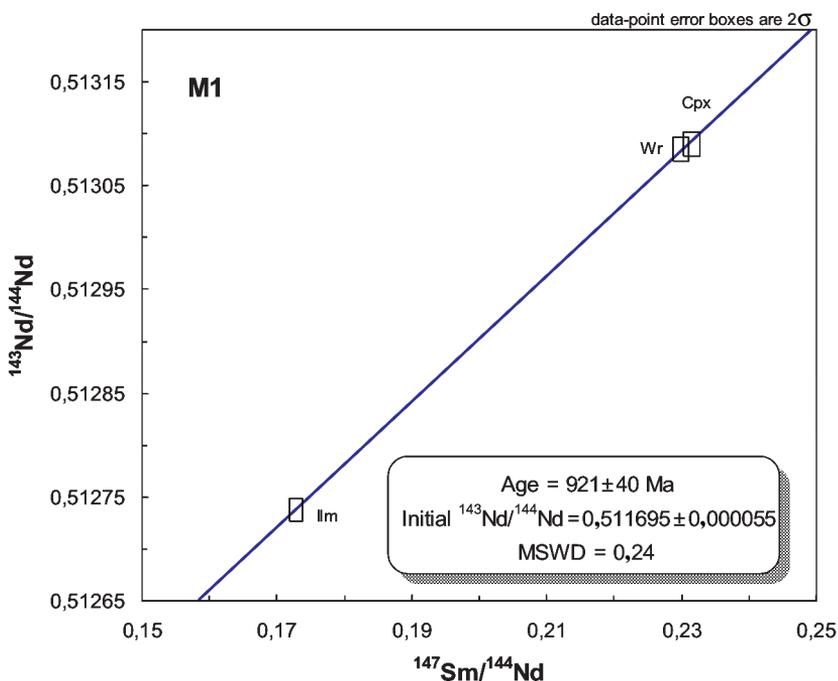


Рис. 2. Sm-Nd изохрона для ильменит-титаномagnetитового пироксенита маюрского комплекса.

Вендские интрузии

Устейский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый представлен двумя фазами: вторая фаза – габбро, габбро-амфиболиты (vVu_2); первая фаза – дуниты, верлиты, клинопироксениты (ΣVu_1). Комплекс был выделен по р. Устья (лист О-41-1) В. В. Шалагиновым [499] в Восточно-Тагильской СФЗ и был условно датирован верхним ордовиком. В связи с получением новых изотопно-геохронологических данных о допалеозойском возрасте габброидов, устейский комплекс отнесен к Сосьвинско-Синарской СФЗ основания Уральской складчатой системы («Восточный Урал»). Метаморфизованные габбро и перидотиты устейского комплекса широко распространены в восточном борту Тагильской синформы, где слагают тектонические блоки в зоне Серовско-Маукского глубинного разлома, часто пространственно совмещены с образованиями серовского дунит-гарцбургитового комплекса (Верхнетагильский массив, блоки в составе Устейского, Восточно-Тагильского и других перидотитовых массивов). Контакты с вмещающими вулканитами красноуральской свиты и ультрамафитами серовского комплекса тектонические.

Дуниты, верлиты и клинопироксениты первой фазы, как правило, слагают небольшие шпиль и блоки в габбро второй фазы (за исключением Верхнетагильского массива, где перидотиты преобладают). Это массивные, крупно- и среднезернистые породы, состоящие из переменных количеств

клинопироксена—авгита (18–25 % железистой составляющей) и оливина (fa 1–16 %). Рудный минерал — титаномагнетит — от одиночных зерен до 10 %. Вторичные минералы: роговая обманка по пироксену и серпентин по оливину, редко — хлорит. Габбро второй фазы слагают ряд небольших массивов, пространственно приуроченных к тектоническому контакту красноуральской свиты с серпентинитами серовского комплекса массива. Наиболее крупный массив выделяется на широте г. Красноуральск. Он представлен средне-крупнозернистыми разностями серого и темно-серого цвета. Состав (%): роговая обманка — 40–60, хлорит — 2, титаномагнетит до 5. Из реликтовых минералов отмечаются клинопироксен, ортопироксен или оливин в единичных зернах. Структура аллотриоморфнозернистая, реликтовая офитовая, пойкилоофитовая, порфириовидная.

В поле силы тяжести массивы устейского комплекса отмечаются интенсивными (до 5–7 мГал) гравитационными аномалиями. Результаты количественной интерпретации предполагают их вертикальную мощность — 2–4 км. На глубине отдельные массивы, картирующиеся к западу от Восточно-Тагильского массива, образуют единый пояс габброидов протяженностью 30 км, распространяющийся, по сейсмическим данным, до глубин 5–7 км. В магнитном поле они практически не проявляются, так как габбро в большинстве случаев немагнитны: $\chi_{\text{вер}} > 0,3-0,5 \times 10^{-3}$ ед. СИ, а пироксениты имеют подчиненное распространение.

Клинопироксениты и оливиновые клинопироксениты устейского комплекса — низкоглиноземистые (4,86 %) низкощелочные породы с высокими концентрациями MgO (в среднем 18,25 %), CaO (12,43 %), Cr (652 г/т), низкими — V (79 г/т) и TiO₂ (0,31 %). Такие особенности составов сближают их с породами офиолитовых серий и резко отличают от клинопироксенитов качканарского комплекса [450]. В дунитах Верхнетагильского массива встречаются концентрации вкрапленных полосчатых хромитовых руд, служившие объектами разведки и разработки до 1940-х годов.

Габбро — также низкощелочные высококальциевые (CaO — 11,02 %) с высокими содержаниями сидерофильных элементов (Cr — 491 г/т; Ni — 326 г/т) и низкими — литофильных (в среднем: Zr — 22 г/т, Sr — 257 г/т, Rb — 3 г/т, Y — 14 г/т), что демонстрирует их сходство с островодужными офиолитовыми габброидами («офиолиты над зоной субдукции» по Пирсу [206]). Судя по относительно высокой кальциевости, магнезиальности, пониженным содержаниям кремнезема, титана, щелочей и по псевдоморфным структурам, можно полагать, что их первичный состав соответствовал низкожелезистым оливин-диопсид-анортитовым габбро. Все породы комплекса подверглись зеленокаменному метаморфизму, при этом дуниты превращены в хризотил-антигоритовые серпентиниты. Исходный оливин верлитов и пироксенитов также нацело серпентинизирован, тогда как клинопироксен нередко сохраняется в реликтах. В верлитах обычно сохраняются пойкилитовые структуры. Габброиды, как правило, имеют амфибол-сосюритовый состав. В контактовых зонах серпентинитов и габбро отмечаются явления биметасоматической родингитизации.

Габбро и перидотиты устейского комплекса прорываются многочисленными дайками и силлами долеритов, сходных по химическому составу с базальтами красноуральской свиты верхнего раннего ордовика—позднего

силура [203], а также интрузиями плагиогранитов раннесилурийского левинского комплекса. Возраст устейских габбро и перидотитов ранее не имел изотопно-геохронологического обоснования и условно считался позднеордовикским [499].

В ходе выполнения работ по созданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 были проведены изотопно-геохронологические исследования габбро устейского комплекса в двух районах (рис. 3, 4). Первый из них пространственно близок к петротипическому району (р. Устeya в Красногурьинском районе Свердловской области, лист О-41-I) и располагается на границе листов О-41-I и О-41-VII в районе р. Мысовая, в 4 км к западу от пос. Красный Яр. В керне скв. № 266 отобран образец амфибол-клинопироксенового габбро № 266/44, из которого выделены фракции плагиоклаза, титаномагнетита, амфибола и пироксена. По этим фракциям и породе в целом (4 точки) Ю. Л. Ронкиным (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург) была получена Sm-Nd эрохрона 540 ± 26 млн лет (СКВО = 1,9; $Nd_i = 0,512347 \pm 0,000031$). Второй объект представляет собой коренной выход верлитов и габбро устейского комплекса, прорываемых многочисленными силлами и дайками долеритов (обн. 231 на правом берегу р. Тагил, в 12 км вниз по течению от пос. Балакино, лист О-41-XIII). Из образца амфибол-пироксенового габбро были выделены фракции пироксена, амфибола и плагиоклаза. По этим фракциям и породе в целом (4 точки) Ю. Л. Ронкиным (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург) была получена Sm-Nd эрохрона 566 ± 27 млн лет (СКВО =

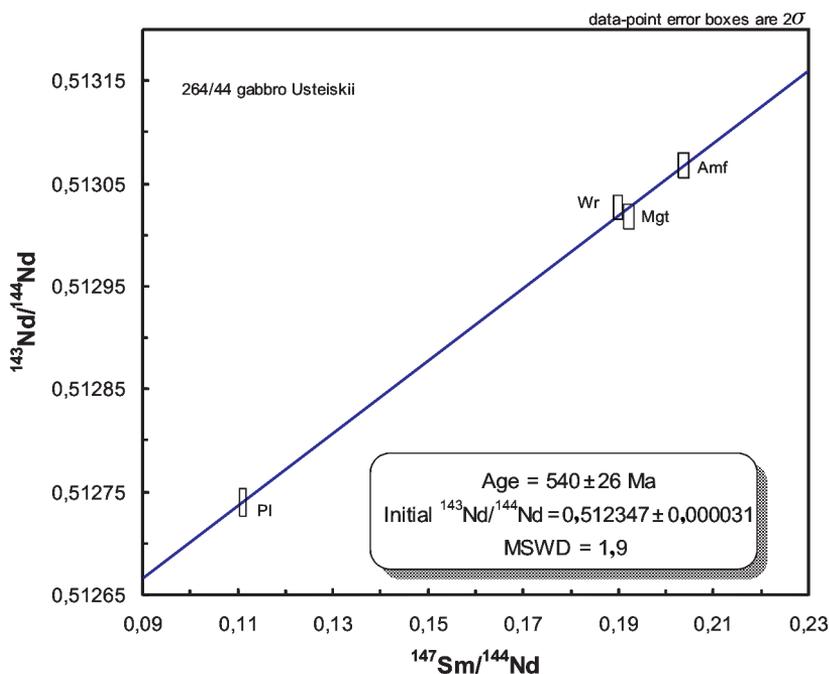


Рис. 3. Sm-Nd эрохрона амфибол-пироксенового габбро устейского комплекса (обр. 264/44).

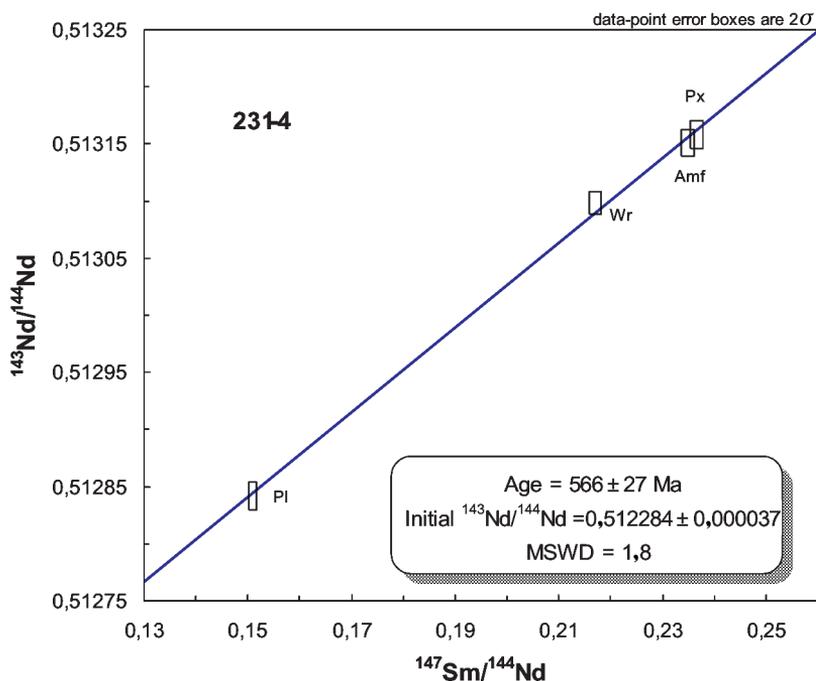


Рис. 4. Sm-Nd эрохрона амфибол-пироксенового габбро устейского комплекса (обр. 231-4).

= 1,8; $\text{Nd}_i = 0,512284 \pm 0,000037$). Таким образом, полученные датировки имеют неплохую сходимость и соответствуют венду.

В связи с вновь полученными изотопно-геохронологическими данными, возраст устейского комплекса соответствует венду; с учетом схем структурно-формационного районирования, предложенных в Легенде Уральской серии [422], данный комплекс отнесен к Сосьвинско-Синарской СФЗ основания Уральского складчатой системы («Восточный Урал»).

Алапаевский комплекс дунит-гарцбургит-габбровый назван по г. Алапаевск в Свердловской области и одноименному массиву, отнесен к Сосьвинско-Синарской СФЗ основания Уральской складчатой системы («Восточный Урал»). Комплекс представлен двумя фазами: вторая фаза – габбро ($vVal_2$); первая фаза – дуниты (σVal_1), ультрамафиты нерасчлененные (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, серпентиниты, тальк-карбонатные породы) (ΣVal_1). Комплекс соответствует альпинотипной дунит-гарцбургит-габбровой формации, слагает Алапаевский, Режевской, Останинский, Точильногорский, Баженовский, Ключевской и другие массивы и многочисленные мелкие линейные в плане тела в зонах крупных разрывных дислокаций [407]. Форма пласто- и линзообразная, контакты тектонические. Характерно расланцевание, развальцевание пород, текстуры будинажа, особенно в мелких телах и в приконтактных зонах крупных массивов, сопровождающиеся, как правило, формированием тальк-карбо-

натных метасоматитов. Алапаевский и Останинский массивы, расположенные в осевой части Останинского блока, участвуют в строении «верхних» тектонических пластин, в отличие от Точильного и Режевского массивов, залегающих на «нижнем» уровне.

Алапаевский массив (№ 7 на Тектонической схеме) — наиболее крупное тело, слагаемое перидотитами первой фазы асбестовского комплекса, представляет собой пластообразную удлинённую в плане пластину протяжённостью около 55 км при ширине 6–13 км. Залегает среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований девона, перекрывая их (центральная и южная части массива) в виде тектонического покрова мощностью от 0,5 до 2,0 км [403]. Западный и восточный контакты массива тектонические, имеют встречное падение. Углы падения неустойчивые от 10–30° до 50–80°, с глубиной выполаживающиеся до субгоризонтальных [403]. Зоны контакта сложного строения, в эндоконтактах развиваются тальк-карбонатные породы с будинами серпентинитов и вмещающих углеродисто-глинистых пород размером до первых десятков метров, в экзоконтактах породы интенсивно дислоцированы с образованием сложных мелких складок (первые метры) изгиба, плейчатости, зон дробления и пр. Внутреннее строение массива обусловлено зональным распределением продуктов различных стадий метаморфических преобразований пород.

Массив сложен гарцбургитами и резко подчинёнными дунитами, связанными между собой постепенными переходами. Последние формируют шширово-полосчатый комплекс с верлитами и клинопироксенитами в северной части массива в экзоконтактной зоне Александровского массива габбро и имеют с ними тесную пространственную и генетическую связь [347, 348]. По условиям залегания отмечается несколько типов дунитов, в том числе: жильные, секущие гарцбургиты; жилообразные тела, имеющие с гарцбургитами сложный, не всегда резкий контакт; шширообразные обособления сложной формы с постепенными переходами в гарцбургиты в составе шширово-полосчатого комплекса. Дуниты вмещают хромитовое оруденение вкрапленного типа и рассматриваются рядом исследователей [347] как продукт метасоматоза и перекристаллизации гарцбургитов в результате взаимодействия с габбро. Все породы серпентинизированы. С ранней (начальной автометаморфической) изохимической стадией серпентинизации связано образование лизардитовых серпентинитов, которые слагают центральные части («ядра») блоков обычно овальной в плане формы размером до 5 × 7 км. С более поздней аллометаморфической стадией связано последовательное образование хризотил-лизардитовых, хризотил-антигоритовых серпентинитов, охватывающих внешние периферийные зоны блоков. Последующие гидротермальные преобразования, интенсивно проявленные в эндоконтактах массива, в тектонически ослабленных зонах, вблизи даек гранитоидов, привели к образованию тальк-карбонатных пород в виде полос шириной от первых метров до 1,0 км, протяжённостью от десятков метров до 5–10 км.

В магнитном поле Алапаевскому массиву отвечает область преимущественно положительных значений Z_a с максимальной интенсивностью более 5000 нТл. Вдоль бортов наблюдается резкая смена характера и интенсивности поля с образованием минимумов до –1000 нТл, что свидетель-

ствуется о падении контактов под массив. Особенности внутреннего строения массива фиксируются сложным рисунком изодинам, высокоградиентными ступенями, узкими протяженными и субизометричными зонами отрицательных значений Z_a . Как правило, поля наибольшей интенсивности наблюдаются в эндоконтактной полосе — в местах развития антигоритовых перекристаллизованных серпентинитов. Гравитационное поле демонстрирует серию крупных положительных и отрицательных аномалий, локализованных в единой зоне.

Апогарцбургитовые серпентиниты — темно-серые порфирированные породы с реликтами зерен оливина, замещенного мелкопетельчатым лизардитом первой генерации; энстатита (от 5–10 до 50–60 %), замещенного биотитом, антигоритом, тальком, тремолитом; клинопироксена—диопсида (от единичных зерен до 10 %), количество которого повышается соответственно с количеством энстатита. Постоянно отмечается хромшпинелид (1–2 %, редко до 5–6 %), магнетит (до 1,5–2,0 %). Лизардитовые аподунитовые серпентиниты — мелкозернистые темно-зеленые породы с содержанием энстатита до 5–10 % и аповерлитовые серпентиниты, содержащие наряду с оливином и энстатитом клинопироксен (диопсид), отличаются от апогарцбургитовых серпентинитов соотношением слагающих их минеральных компонентов, что обуславливает постоянные нечеткие взаимопереходы описываемых пород. Структуры — реликтовая полигональнозернистая, панидиоморфнозернистая, порфирированная, бластопорфирированная, петельчатая. Лизардитовые серпентиниты имеют пониженную плотность — 2,54 г/см³, слабомагнитны — 0,55–2,8 × 10⁻³ ед. СИ [403]. Хризотил-лизардитовые апогарцбургитовые, аподунитовые и аповерлитовые серпентиниты состоят из последовательно развивающихся секториального, пластинчатого, прожилкового лизардита, хризотила, хризотил-асбеста нескольких генераций. Оливин редко сохраняется, замещается гребенчато-перистым агрегатом хризотила; ортопироксен замещается хризотиловым баститом с магнетитом, хлоритом, тальком и карбонатом. Хромшпинелид замещен магнетитом, часты микропрожилки хризотила с магнетитом и бруситом, хризотил-асбеста, реже антигорита. Структура пород реликтовая полигональнозернистая, порфирированная, гребенчатая, петельчатогребенчатая, перистая, спутанноволокнистая и др. Прожилки хризотил-асбеста в северной и центральной частях массива достигают промышленных концентраций. У хризотил-лизардитовых серпентинитов плотность невысокая (2,49 г/см³), а магнитная восприимчивость возрастает — 7,8–8,3 × 10⁻³ ед. СИ.

Антигоритовые апогарцбургитовые, аподунитовые и аповерлитовые серпентиниты состоят из антигорита (до 95 %), зерен регенерированного оливина, талька, карбоната, графита, магнетита, хромшпинелида, частично или полностью окисленного. Реликты зерен орто- и клинопироксена замещены антигоритом, тремолитом, хризотилом. Оливин практически не сохраняется (реликты зерен до 5–10 %). Структура пород листоватая, лейстовидная, сетчато-ячеистая, реликтовая порфирированная. Породы высокомагнитны — более 10 × 10⁻³ ед. СИ, средняя плотность 2,67 г/см³ [403].

Тальк-карбонатные породы состоят из переменного количества талька, карбоната, кварца, хлорита. Содержат хромшпинелид, магнетит, пирит, альбит, редко щелочной амфибол до промышленных концентраций. Магнитность пород резко падает, доля слабомагнитных составляет 50–70 %, плотность возрастает до 2,92 г/см³.

С перидотитами пространственно и генетически связаны месторождения хромитов, хризотил- и амфибол-асбеста, силикатного никеля. Отмечается относительно слабая проявленность процессов высокотемпературной метаморфической дифференциации в ультрамафитах Алапаевского массива, что отразилось на их продуктивности: в пределах массива известны лишь небольшие месторождения глиноземистых среднехромистых хромитов [407].

Габбро второй фазы представлены высокомагнезиальными офиолитовыми габбро, слагающими Александровский массив и входящими в состав полифазного Баженовского массива. Александровский массив расположен в северной части Алапаевского ультрабазитового массива в районе дер. Ясашная, имеет в плане форму субмеридионально удлиненного овала, согласного с осевой зоной Алапаевского массива размером (в пределах листа) $13,0 \times 7,0$ км. Контакты с вмещающими ультрабазитами интрузивные, сложной формы с многочисленными апофизами, сопровождаются реакционными оторочками амфиболизированных пироксенитов. В эндоконтакте часты ксенолиты ультраосновных пород. Падение контактов под ультрабазиты под углами $50-70^\circ$. Вертикальная мощность, по геофизическим данным, более 5 км [403]. Внутреннее строение однородное. Массив сложен габбро среднезернистыми сосюритизированными и амфиболизированными. В единичных пунктах отмечаются габбронориты. Массив выделяется четким максимумом силы тяжести интенсивностью до 24 мГал. Аномалия расширяется значительно в южном и юго-восточном направлениях, фиксируя тем самым расширение массива на глубину. Габброиды слабо магнитны и отмечаются спокойным низким полем Z_a . Плотность — $2,94 \text{ г/см}^3$. Габбро — массивные, реже такситовые, в основном среднезернистые. Состав (%): авгит — до 60–70, плагиоклаз (№ 35–45) — до 30–40, хлорит — до 20, эпидот, карбонат, биотит, кварц, апатит, турмалин, циркон, лейкоксен, анатаз, сфен, пирит, халькопирит, пирротин, магнетит, ильменит, рутил, хромит. В габброноритах присутствует ромбический пироксен (до 10 %). Пироксен замещается амфиболом, хлоритом; плагиоклаз обычно полностью сосюритизирован.

Структуры аллотриоморфно- и гипидиоморфнозернистые. По химическому составу аналогичны габброидам офиолитовых ассоциаций: характерны повышенные содержания кальция, магния, пониженные — щелочей и титана [407]. Жильные породы представлены диоритами, диоритовыми порфиритами, габбро и микрогаббро, долеритами и габбродолеритами, меймечитами и уачатитами [155; 403; 482], широко развитыми в ультрабазитах экзоконтактовой (надинтрузивной) зоны Александровского массива. Жильные породы часто родингитизированы с образованием гранат-везувиан-хлоритовых пород с реликтами первичных структур и минералов.

По набору пород и их вещественному составу алапаевский комплекс соответствует нижним частям офиолитовых разрезов, залегающих в основании и во фронтальных частях островных дуг и на приостровных склонах глубоководных желобов и относящихся к преддуговым ассоциациям или ассоциациям предостроводужной стадии [407]. Возраст алапаевского комплекса принят вендским на основании следующих данных.

В ходе проведения полевых работ по составлению комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа О-41 нами была отобрана проба из густовкрапленных

хромитовых руд Курмановского месторождения (Алапаевский массив), из которой были выделены цирконы. 10 зерен цирконов были проанализированы Ю. Л. Ронкиным (ИГиГ УрО РАН) методом LA ICP-MS (рис. 5). В ходе проведенных исследований обнаружилось, что 2 зерна имеют возраст 1600–1700 млн лет, что соответствует границе нижнепротерозойской и верхнепротерозойской эонотем, изотопные данные по 3 зернам позволяют вычислить конкордантный возраст 588 ± 16 млн лет (СКВО = 0,108), 5 зерен образуют конкордию $428,5 \pm 8,5$ млн лет (СКВО = 0,073).

Интерпретация возраста альпинотипных дунит-гарцбургитовых комплексов, входящих в офиолитовые ассоциации, всегда сопряжена с трудностями, поскольку большинство ученых принимает в настоящее время гипотезу об их мантийном реститовом происхождении [233]. Мантийный субстрат может неоднократно подвергаться флюидной метасоматической переработке, и какой из этапов преобразования можно считать возрастом данной горной породы – всегда проблемный вопрос. Можно предположить, что наиболее важными событиями были последних два – вендское и раннесилурийское (палеопротерозойское событие в верхней мантии проинтерпретировать пока сложно). Датировка 588 ± 16 млн лет хорошо коррелируется с данными Г. Н. Савельевой с соавторами [235], получившей U-Pb методом на установке SHRIMP-II по 7 зернам цирконов из хромитов Войкаро-Сыньинского габбро-перидотитового массива возраст 585 ± 6 млн лет. Г. Н. Савельева считает, что данная датировка соответствует эпохе деплетирования верхней мантии, просачива-

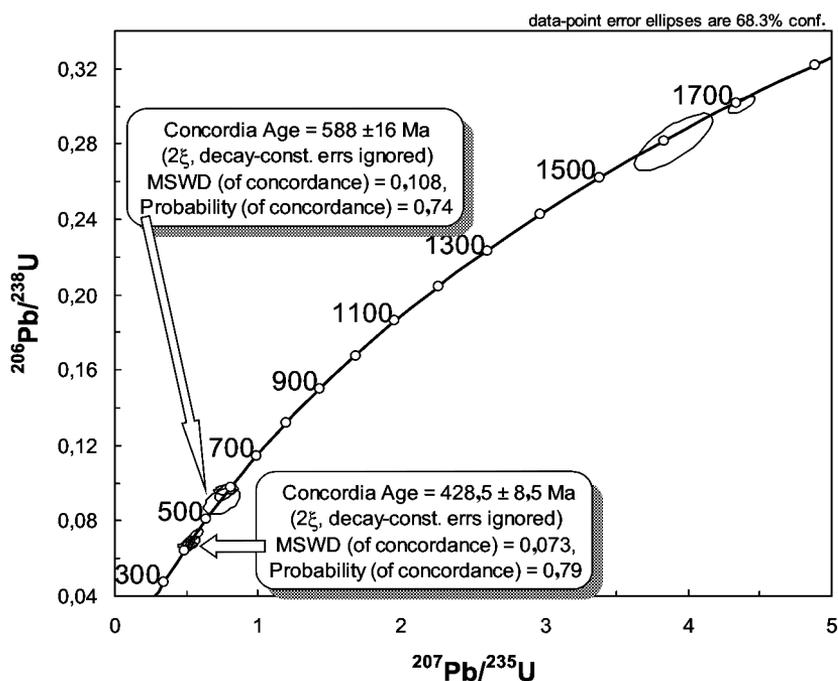


Рис. 5. Результаты U-Pb датирования цирконов из хромитов алапаевского комплекса.

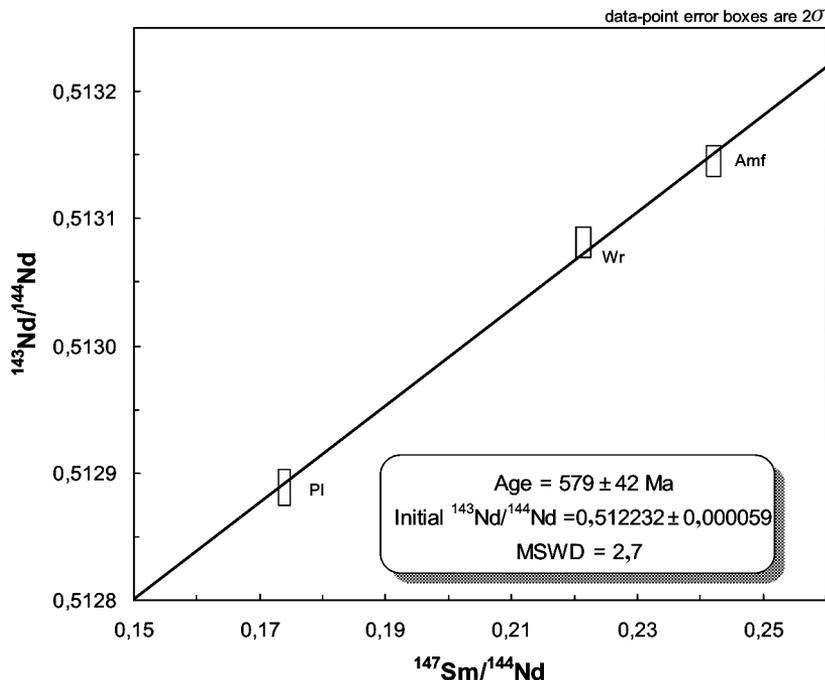


Рис. 6. Sm-Nd эрохрона для габбро алапаевского комплекса.

ния сквозь нее флюидов и расплавов и формирования хромитовых залежей, вероятно, в обстановке океанического спрединга [234]. Вторая цифра ($428,5 \pm 8,5$ млн лет) хорошо соответствует времени формирования рефтинского габбро-диорит-плагиигранитового комплекса, для которого А. А. Краснобаевым с коллегами [146] были получены следующие датировки: возраст амфиболового габбро 1-й фазы, определенный по 8 зернам циркона методом Кобера, составил 430 млн лет; возраст тоналитов 2-й фазы по 5 зернам цирконов – 422 ± 19 млн лет. Рефтинский комплекс прорывает алапаевские перидотиты в районе г. Асбест, он сформировался в островодужной обстановке. Следовательно, цифра $428,5 \pm 8,5$ млн лет, вероятно, соответствует эпохе переработки перидотитов в пределах надсубдукционного мантийного клина.

Из амфибол-соссюритовых массивных среднезернистых габбро второй фазы алапаевского комплекса, слагающих Александровский массив (лист О-41-XX), была отобрана проба № 140 для изотопно-геохронологических исследований. По выделенным монофракциям плагноклаза, амфибола и породе в целом Ю. Л. Ронкин (ИГиГ УрО РАН, Екатеринбург) получил Sm-Nd эрохрону 579 ± 42 млн лет (рис. 6, СКВО = 2,7). U-Pb датировка по цирконам из хромитов (588 ± 16 млн лет) коррелируется с цифрой 579 ± 42 млн лет, полученной по пороодообразующим минералам из габбро алапаевского комплекса. Вероятно, это возраст формирования офиолитового разреза в условиях субмаринного центра растяжения (океанического или надсубдукционного), то есть собственно возраст алапаевского дунит-гарцбургит-габбрового комплекса.

С ультрамафитами алапаевского комплекса связано крупнейшее в мире Баженовское месторождение хризотил-асбеста, крупное месторождение

силикатно-никелевых руд (Липовское), мелкие месторождения хромитов; в надинтрузивных зонах пермских гранитных интрузий и шовных зонах по ним развиваются изумрудоносные слюдитовые метасоматиты.

Среднеордовикские интрузии

К среднему ордовику, с достаточной долей условности, отнесены дунит-гарцбургитовые и пространственно ассоциирующие с ними габброидные комплексы, слагающие аллохтонные тектонические пластины во всех структурно-формационных зонах Восточно-Уральской мегазоны. Геохимические особенности сближают эти образования с надсубдукционными и океаническими офиолитовыми сериями. Ультрамафиты часто метаморфизованы в ореолах зонального син-орогенного метаморфизма.

Салатимский комплекс дунит-гарцбургитовый (ΣO_2sl) был впервые описан на горе Бол. Салатим севернее исследуемой площади, где слагает тектонические пластины и линзы в зоне Главного Уральского разлома. В пределах листа О-41 выделяется в его крайней юго-западной части, где слагает тектонические пластины в ассоциации с мариинским комплексом средне-—позднего ордовика и куртинской свитой среднего рифея.

В состав комплекса входят серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, пироксениты, а также серпентиниты. Наибольшее распространение комплекс получил в составе Коркодинского массива, расположенного вблизи пос. Коркодино. Массив имеет вытянутую в субмеридиональном направлении форму, сужающуюся к югу. Размеры $11 \times 4,5-1,5$ км; площадь 25 км^2 . Контакты с вмещающими породами тектонические. Массив представляет собой пластовую залежь мощностью $200-300$ м. Сложен преимущественно дунитами, клинопироксенитами; гарцбургиты имеют подчиненное значение. Очень редки верлиты и вебстериты. Все породы в значительной степени серпентинизированы. Особенностью массива является присутствие в ассоциации с ультрабазитами тектонических линз эклогитоподобных амфиболитов.

Коркодинский массив характеризуется неоднородным магнитным полем интенсивностью от $+1000-2000$ нТл до $-500-1000$ нТл. В гравитационном поле отражается неоднородное внутреннее строение массива. Максимумам силы тяжести соответствуют площади развития клинопироксенитов и слабо серпентинизированных ультрабазитов. В пределах массива известны проявления хромитов и демантоидов. Возраст условно принимается среднеордовикским в соответствии с Легендой Уральской серии.

Куликовский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый ($\Sigma' O_2kl$) картируется в составе Сысертского метаморфического блока (Сысертско-Амурская СФЗ основания Уральской складчатой системы, «Восточный Урал»). В его состав входят метаультрамафиты — оливин-энстатитовые, оливин-тальковые, тальк-антофиллитовые, тальк-карбонатные породы, к которым приурочены месторождения антофиллит-асбеста (Терсутское) и рудопроявления медно-никель-кобальтовая золотосодержащей формации (Карасьевогорское). Породы куликовского комплекса слагают множество мелких вытянутых линзовидных тел, приуроченных к межкупольным зонам, а внутри

них — к разрывным нарушениям [401]. Вмещающими породами являются метаморфиты черновской и иткульской свит, но наиболее часто метаультрамафиты комплекса пространственно ассоциируют с графитосодержащими кварцитами игишской свиты. Контакты тел ультрамафитов резкие, обычно субвертикальные. В магнитном поле метаультрамафиты прослеживаются цепочками положительных аномалий, интенсивность которых наивысшая (до 1000—2000 нТл) над серпентинитами, более низкая над антофиллитовыми и тальк-карбонатными породами. В гравитационном поле ультрамафиты не находят отражения ввиду малых размеров тел и близости их плотностей к таковой вмещающих пород. Тела описываемых ультрамафитов сложены преимущественно тальк-антофиллитовыми и тальк-карбонатными породами. Иногда в центральной части тел сохраняются вторичные оливин-энстатитовые породы. Характерна зональность: от периферии к центру ультрамафитовых тел последовательно сменяют друг друга зоны: хлоритовая, актинолитовая, тальк-карбонатная, тальк-карбонат-антофиллитовая и зона серпентинизированных ультрамафитов. Границы зон постепенные, полная зональность наблюдается далеко не во всех массивах. Мощность отдельных зон колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. На контактах с гранитами по мере удаления от последних наблюдаются мусковитовые (иногда с плагиоклазом, кварцем и корундом), биотит-вермикулитовые, флогопитовые (часто с турмалином), существенно хлоритовые, тальковые (с карбонатом) оторочки [130, 436]. Первичный состав тел, устанавливаемый лишь в редких случаях, следующий: антигоритовые и антигорит-хризотилитовые серпентиниты с реликтами серпентинизированных дунитов, гарцбургитов, реже — пироксенитов.

Ультрамафиты комплекса претерпели полихронный сиалический плутонометаморфизм, аналогичный метаморфизму вмещающих пород. В преобразовании ультрамафитов выделяются следующие этапы: аутометаморфическая серпентинизация первичных ультрабазитов, регенерация серпентинитов с образованием вторичных оливин-энстатитовых пород, повторная серпентинизация и образование тальк-карбонатных пород, образование антофиллитовых пород и антофиллит-асбеста.

Уровень метаморфизма прогрессивных ветвей этих преобразований отвечает амфиболитовой фации, что соответствует уровню метаморфизма вмещающих пород. Исключение составляет образование оливин-энстатитовых пород, отвечающих уровню гранулитовой фации. Это несоответствие в уровне метаморфизма можно объяснить протрузивным механизмом выведения на поверхность тел ультрабазитов. Об этом же свидетельствуют их повсеместно тектонические контакты, линзовидная форма тел. От метаультрабазитов серовского комплекса описываемые породы отличаются повышенным содержанием оксида марганца в составе аксессуарных минералов (хромшпинелиде — 0,71 %, ильмените — 0,86 %), а также присутствием короткопризматических светло-розового циркона и апатита в отличие от длиннопризматических цирконов и игольчатых апатитов, встречающихся в серовских метаультрамафитах [389]. Исходным субстратом для метаультрамафитов сыертского комплекса могли служить либо древние офиолиты красноморского типа [139], либо гипербазиты базальтоидного типа. Не исключено также формирование их за счет коматиитов, что согласуется с на-

хождением в описываемых породах оливин-тальковых парагенезисов, характерных для пикритов, и наличие в них цинка [410, 436].

Метагаббро (v^1O_2kl) распространены в пределах Сысертско-Ильменогорской СФЗ, часто с ними ассоциируют небольшие тела метапироксенитов [401]. Габброиды куликовского комплекса образуют два небольших субмеридионально вытянутых тела северо-восточнее оз. Иткуль и приурочены к разрывным нарушениям [401]. Форма тел линзовидная, контакты тектонические. Вблизи контактов отмечаются хлоритовые, актинолит-тремолитовые и тальковые породы. Габброиды в большинстве случаев превращены в плагиоклазовые и анхимономинеральные амфиболиты, связанные обычно взаимопереходами. Плагиоклазовые амфиболиты количественно преобладают. Они обычно такситовые, массивные с гранонематобластовой, порфиробластовой структурой, иногда с реликтами габбровой структуры; основная ткань – микрогранобластовая. Породообразующие минералы: олигоклаз–андезин с реликтами плагиоклаза № 50–82 и амфибол актинолит-тремолитового ряда с 10–26 % железистого минала [436]. Акцессорные: эпидот, рутил, сфен, апатит. Плагиоклазовые амфиболиты обнаруживают все переходы к эпидотовым, причем содержание эпидота находится в обратной зависимости от количества плагиоклаза.

Наиболее распространены амфиболиты с содержанием эпидота 30–40 %. Описываемые породы отличаются от неметаморфизованных габброидов присутствием изометричных кристаллов циркона светло-розового цвета с включениями мелких зерен зеленой роговой обманки. Образование этих цирконов связывается с амфиболизацией габброидов [389]. Исходя из состава пород, можно предположить, что первоначально тела были сложены лабрадоровыми и битовнитовыми габбро со шлирами пироксенитов.

Возраст метаультрамафитов и метагаббро условно принимается среднеордовикским, но данный вопрос требует дополнительного изучения.

Серовский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\delta\sigma O_2sr$) выделен в районе г. Серов (лист О-41-1) при составлении Легенды Среднеуральской серии [499] в составе Восточно-Тагильской СФЗ. В состав комплекса включены нерасчлененные ультрамафитовые породы: серпентинизированные дуниты, верлиты, гарцбургиты, клинопироксениты, серпентиниты, слагающие цепочку массивов (Устейский, Колинский, Вагранский, Лобвинский, Актайско-Туринский, Восточно-Тагильский, Гологорский, Уфалейский и др.) вдоль восточного ограничения Тагильского мегаблока и аллохтонные пластины в пределах Верхотурско-Исетской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны. Контакты ультрамафитовых массивов тектонические. В зонах контакта наблюдается рассланцевание, милонитизация, брекчирование и гидротермальные изменения с образованием тальк-карбонатных, иногда актинолит-цеолитовых пород, родингитов и лиственитов. Во вмещающих породах приконтактные изменения не наблюдаются.

Наиболее крупный массив – *Восточно-Тагильский* (№ 4 на тектонической схеме). Массив сложен преимущественно (до 90 %) апогарцбургитовыми серпентинитами существенно антигоритового состава. Аподунитовые разности серпентинитов встречаются реже, в основном в центральной и западной частях массива и имеют незначительное площадное распространение. По результатам количественной интерпретации гравиметровых

данных [393], глубина серпентинизации перидотитов колеблется в пределах 1400–4000 м (при глубине залегания верхней кромки массива от 0 до 200 м). Западный контакт имеет западное падение под углом 45–50° до 80° [481, 470]. Восточный контакт массива также имеет западное падение под углом 70–80° [334, 428]. По геолого-геофизическим данным, в своей южной части, на широте пос. Новоасбест (лист О-41-ХІХ) массив разделяется сланцами ромахинской толщи (Шиловская сланцевая зона по материалам [481]) на две части.

Западная часть массива, приуроченная к Серовско-Маукскому разлому, представлена падающей на запад (под углом 45–50°) пластиной, прослеживающейся до глубины 4 км, а восточная его часть имеет залегание, близкое к горизонтальному с вертикальной мощностью до 1–2 км [334, 337]. Серпентинизированные гарцбургиты, слагающие центральную часть массива, представляют собой массивные, кристаллическизернистые породы темно-зеленовато-серого цвета, с панидиоморфнозернистой, иногда порфиroidной микроструктурой; вторичные структуры – петельчатая, листовато-волоknистая, венцовая. Минеральный состав (%): оливин (с содержанием фаялитовой молекулы 10–18), энстатит (с содержанием ферросалитовой молекулы 4–7) 12–15 до 30–35, моноклинный пироксен (от единиц зерен до нескольких процентов), акцессорные – хромшпинелид 1–4, шпинель, вторичные – серпентин, моноклинный амфибол, тальк, магнетит. Гарцбургиты всегда в той или иной степени серпентинизированы (на 30–70 %), оливин замещается лизардитом, хризотилом, антигоритом, энстатит-баститом. Апогарцбургитовые серпентиниты – зеленовато-серые, светло- и темно-зеленые, зеленовато-черные массивные породы, с петельчатой, решетчатой и спутанно-волоknистой микроструктурами. Породы содержат бастит, пронизаны тонкими прожилками хризотила и серпофита. Выделяются лизардитовые, хризотиловые, антигоритовые и их смешанные разновидности. Из акцессорных минералов присутствуют магнетит, хромшпинелид, шпинель, сульфиды. Аподунитовые серпентиниты – темно-зеленые, серо-зеленые породы массивной текстуры, с решетчатой, петельчатой и спутанно-волоknистой микроструктурами. От апогарцбургитовых серпентинитов отличаются отсутствием бастита. Из акцессориев присутствуют магнетит (0,5–5 %), хромшпинелид (менее 1 %), пентландит и миллерит. Серпентиниты с вкрапленностью сульфидов содержат до 0,15 % никеля, до 0,01 % кобальта и до 0,38 % серы [366].

Ультраосновные породы интенсивно метаморфизованы – серпентинизированы, карбонатизированы, оталькованы. Метаморфизм протекал в две стадии. С первой связаны автometаморфическая лизардитизация и первичная антигоритизация, охватившие 30–40 % объема пород. Со второй стадией связана аллометаморфическая лизардитизация второй генерации, хризотилизация и вторичная антигоритизация. Хризотил развивается по лизардиту обеих генераций с образованием пластинчато-волоknисто-петельчатой, волоknисто-петельчатой структур, а также по антигориту I с образованием решетчатой структуры. Поля преимущественно лизардитовых серпентинитов имеют площадное распространение, а хризотиловых и антигоритовых – чаще локальное, вдоль зон разломов и по периферии массива. С аллометаморфической стадией серпентинизации связано обра-

зование промышленных месторождений хризотил-асбеста. Щелочно-амфиболовая минерализация связывается с заключительной стадией метаморфизма ультрамафитов, когда преобладают процессы карбонатизации и оталькования. При этом образовавшиеся ранее залежи хризотил-асбеста исчезают в поле развития перекристаллизованных антигоритовых серпентинитов, и на их месте появляются более устойчивые к высокотемпературным условиям амфибол-асбесты [170].

В физических полях массиву отвечает интенсивная (до 5000 нТл) линейная магнитная аномалия с резкими градиентами на контактах и контрастно выраженная зона отрицательных локальных аномалий силы тяжести интенсивностью -5 мГал. Понижение интенсивности магнитного поля до 200–500 нТл связывается с участками развития тальк-карбонатных пород. Средние значения магнитной восприимчивости серпентинитов, слагающих массив, составляет 35×10^{-3} ед. СИ, плотности $-2,59$ г/см³.

Породы серовского комплекса – ультраосновные низкощелочные, с высокими содержаниями магния и низкими – других элементов. Особенности их составов соответствуют альпинотипным ультрамафитам [2], в них высоки содержания (г/т): Cr (в среднем 2100), Ni (1500), Co (123). Наличие небольших количеств глинозема и CaO (около 1 %) свидетельствует о присутствии в субстрате серпентинитов клинопироксена и, возможно, шпинели. Западная часть Восточно-Тагильского массива слагается дунитами и шпирово-такситовым дунит-гарцбургитовым комплексом с содержанием дунитов более 50 %. Содержание ортопироксена в гарцбургитах не превышает 20 %, обычно он присутствует и в дунитах. Породы сильно серпентинизированы, серпентиновые минералы представлены хризотилом и лизардитом. Хромиты, образующие линзы и зоны густой вкрапленности в западной части массива [177], соответствуют высокохромистым рудам (Cr₂O₃ – 64,5–65,33 %, Al₂O₃ – 8,26–8,6 %, MgO – 12,52–13,04 %, FeO – 13,02–13,38 %). В хромитах обнаружены лаурит и рутеноосмин. Соотношения металлов платиновой группы в хромитах западной части Восточно-Тагильского массива (Pt/(Pt + Pd) = 0,9; (Pt + Pd)/(Ru + Os + Ir) = 0,06–0,62) близки к ахондритовым и сходны с таковыми в сильно деплетированных гипербазитах островодужного типа, содержащих крупные залежи хромитовых руд [177]. Восточная часть Восточно-Тагильского массива слагается антигоритовыми серпентинитами по гарцбургитам с содержаниями ортопироксена 25–30 %, редкими телами беспироксеновых дунитов и рассеянной вкрапленностью хромита. Такой тип разреза менее благоприятен для поисков хромитового оруденения [177, 233].

Пластины, сложенные ультрамафитами серовского комплекса, широко распространены в составе тектонических покровов, перекрывающих блоки допалеозойских метаморфических образований Восточно-Уральского мегаблока. В состав пород, слагающих пластины, входят серпентиниты аподунитовые, апоперидитовые и апопироксенитовые, иногда с реликтами первичных минералов, хлорит-тальк-карбонатными, антигорит-тремолитовыми, тальк-тремолит-антигоритовыми, хлорит-тальковыми породами и листовниками, слагающие многочисленные линзовидные тела с тектоническими границами. Часто центральные части тел сложены серпентинитами, а внешние зоны – пестрыми по составу апосерпентинитовыми метасоматитами. Разме-

ры отдельных тел — от первых метров до первых десятков километров. Геофизические и геологические данные свидетельствуют о субсогласном со сланцеватостью вмещающих пород залегании ультрамафитовых линз. По-видимому, они фиксируют швы тектонических покровов, измятые в процессе синколлизионной складчатости, а также слагают протрузионные тела, тектонически внедренные в сланцевый разрез. Пересчеты составов серпентинитов на первичный состав пород [371] позволяют предполагать наличие гарцбургитов, оливиновых энстатитов, лерцолитов, дунитов.

Серпентиновые минералы представлены антигоритом, лизардитом и хризотилом. Акцессорные — магнетит, амфиболы, хромит, эпидот, апатит, флогопит, пикотит, сфен, рутил. Тела ультрамафитов обычно имеют сложный состав: кроме серпентинитов они слагаются тальк-карбонатными, хлорит-тальковыми, тремолит- и куммингтонитсодержащими метасоматитами. Отмечаются также тела мелкозернистых сфен-апатитовых хлоритолитов, апатит-содержащих флогопитовых слюдитов, листовенитов. Последняя группа метасоматитов характеризуется повышенными содержаниями редких (W, Y, Yb, Li, Zr) и халькофильных элементов.

В магнитном поле серпентинизированные ультрамафиты отмечены интенсивными (до 5–10 тыс. нТл) аномалиями, над слабомагнитными метасоматитами — понижение интенсивности аномалий, вплоть до отрицательных значений. Наличие интенсивных минимумов в краевых частях тел свидетельствует о незначительном распространении на глубину (менее 1–2 км). В поле силы тяжести ультрамафиты сопровождаются слабоинтенсивными отрицательными локальными аномалиями. Иногда отмечаются и положительные аномалии, что также связано с незначительной мощностью серпентинитов и переходом на глубине в неизменные разности, обуславливающие повышенный региональный фон. Наиболее вероятные значения магнитной восприимчивости серпентинитов — $22\text{--}37 \times 10^{-3}$ ед. СИ, понижаясь у метасоматитов от $8\text{--}17 \times 10^{-3}$ до $0,5\text{--}1,0 \times 10^{-3}$ ед. СИ. Несколько повышенная средняя плотность серпентинитов ($2,62 \text{ г/см}^3$) объясняется их карбонатизацией, с уменьшением степени серпентинизации среднее значение плотности увеличивается до $2,80 \text{ г/см}^3$.

Ультрамафиты, слагающие линзовидные тела в сланцевом разрезе ромахинской толщи, характеризуются высокими содержаниями Mg, Sr, Ni. Их отличительной особенностью является несколько повышенное для ультраосновных пород содержание окиси алюминия (0,6–2,9 %) и кальция (0,5–6,2 %), что свидетельствует о присутствии первичного клинопироксена и, возможно, шпинели или плагиоклаза. Значимые уровни содержаний Zr (5–14 г/т), La (до 10 г/т) и Li (до 5 г/т), по-видимому, отражают широкое распространение процессов березитизации и грейзенизации, сопровождающих внедрение каменноугольных гранитоидов и сиенитов.

С ультрамафитами серовского комплекса связаны месторождения и проявления хризотил-асбеста (Красноуральское, Луковское), режикит-асбеста (Анатолийско-Шиловская группа), хромитов (Кутузовское и др.), силикатного никеля (Черемшанское), демантоидов (Коркодинское), талька. Возраст серовского комплекса принимается как среднеордовикский в соответствии с Легендой Уральской серии [422].

Первомайский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\text{дсO}_2\text{p}$) назван по пос. Первомайский, он был выделен В. Ф. Копаневым при составлении Госгеолкарты-200 листа О-41-XXV [401]. Первомайский комплекс слагает одноименный габбро-гипербазитовый массив, а также многочисленные тектонические пластины и протрузивные линзы среди пород Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. В состав комплекса входят ультрамафиты нерасчлененные, серпентинизированные гарцбургиты, дуниты, пироксениты, серпентиниты, тальк-карбонатные породы.

Первомайский массив (№ 10 на тектонической схеме) – самое крупное тело, сложенное ультрамафитами одноименного комплекса; его площадь составляет приблизительно 150 км^2 , залегает среди осадочных, вулканогенно-осадочных пород карбона и девона. Контакты массива с вмещающими породами тектонические, вдоль них развиты узкие (20–50 м) зоны расщепления и милонитизации, по которым развивается метасоматическое оталькование и карбонатизация. По геологическим данным, западный и восточный контакты массива в его северной части имеют западное падение под углом 70° [360]. По геофизическим данным, форма массива представляет тектоническую пластину мощностью 0,5–1,2 км, погружающуюся на запад под углом $45\text{--}50^\circ$ и постепенно выклинивающуюся по падению на глубине 5–6 км [334, 374]. Границы южной части массива погружаются под вмещающие породы (западная на запад, а восточная на восток); предполагается, что на глубине ультрабазиты подстилаются габброидами, общая вертикальная мощность которых около 3 км [401].

В северо-западной и в восточной частях массива ультрамафиты прорваны габброидами пышминского комплекса, а в южной части малыми интрузиями и дайками граносиенитов зверевского комплекса. Ультрамафиты представлены апогарцбургитовыми, реже аподунитовыми серпентинитами. Последние распространены преимущественно в северной части массива в виде неправильных в плане полос и линзовидных участков субмеридиональной ориентировки, размером по простиранию 0,5–4,0 км, при ширине 0,2–1,0 км. С удалением на юг площадь их развития резко сокращается.

В северной же части локализовано подавляющее большинство известных проявлений хромитов. Серпентиниты – темно-зеленые, зеленовато-темно-серые породы массивной текстуры, с полигональнозернистой, порфирированной, мелкопластинчатой, петельчатой, пластинчато-петельчатой микроструктурами. Основная масса пород сложена лизардитом, хризотилом, антигоритом в различных соотношениях, оливин изредка сохраняется во внутренних частях петель лизардита, пироксен (энстатит) большей частью замещен баститом, изредка встречается моноклинный пироксен (геденбергит). Из аксессуаров присутствует хромит, часто замещенный магнетитом (до 5–10 %). В контактовых зонах отмечаются обособления клинопироксенитов, явления метасоматоза с развитием порфиробласт клинопироксена, куммингтонита и тремолита. В массиве часты дайки жильной фации: габбро, микрогаббро, габбродолериты, долериты, превращенные в родингиты. В физических полях ультрамафиты Первомайского массива хорошо проявлены. В магнитном поле массиву отвечает аномалия

интенсивностью более 2–3 тыс. нТл. Внутренняя структура магнитного поля мозаичная, осложненная линейными и площадными минимумами над телами граносиенитов зверевского комплекса. Серпентиниты, имеющие среднюю плотность 2,65 г/см³, в гравитационном поле северной части массива проявлены четким минимумом до 8 мГал относительно вмещающих вулканогенно-осадочных толщ [360]. Вследствие преобладания в объеме южной части массива (особенно на глубине) габброидов, ему соответствует положительная аномалия интенсивностью в 12 мГал. Максимальные вертикальные мощности ультрабазитов в южной части массива – до 800 м (по результатам глубокого бурения), габбро – до 2–4 км (по геофизическим расчетам) [401].

По своим петрохимическим характеристикам породы первомайского комплекса близки к ультрамафитам серовского комплекса. С ультрабазитами генетически связаны месторождения и проявления хромитов (Первомайская группа), никеля (силикатный и сульфидный типы), хризотил- и антофиллит-асбеста и талька (Шабровское).

Возраст первомайского комплекса принимается как среднеордовикский в соответствии с Легендой Уральской серии [422].

Пышминский комплекс габбровый ($vO_2p\text{ж}$) выделен В. Ф. Копаневым [401] по р. Пышма и включает габбро, габбродолериты, долериты, распространенные в составе Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Габбро, габбродолериты, долериты представлены массивными, часто брекчированными разностями различной зернистости. Структура – габбровая, призматическизернистая, офитовая, катакластическая и гранобластовая. Плагиоклаз нацело замещен цоизитом или соскюритом, пироксен-уралитом или буровато-зеленой роговой обманкой. В реликтах присутствуют авгит и плагиоклаз № 35–68. Вторичные минералы: альбит, тремолит, актинолит, хлорит, биотит, кварц, акцессорные: сфен, апатит, магнетит. Минеральные ассоциации соответствуют фации зеленых сланцев. Химический состав близок к среднему составу габбро нормально-ряда [401].

От пород других комплексов габбро пышминского комплекса отличается высокими магнизиальностью и кальциевостью, резко пониженной щелочностью, состав их сопоставляется с габброидами офиолитовых комплексов. К пышминскому комплексу, с некоторой долей условности, относятся габброиды, слагающие тектонические линзы в разломных зонах западной части Мурзинско-Адуйского метаморфического блока. Для уточнения формационной принадлежности и возраста этих пород, в разломной зоне в западной части Мурзинско-Адуйского метаморфического блока А. В. Коровко была отобрана проба шпинельсодержащего амфибол-клинопироксенового габбро (№ 2660а). Габбро не претерпели регионального метаморфизма амфиболитовой фации, характерного для вмещающих гнейсов и кристаллических сланцев адуйского комплекса: эти породы отличаются низким содержанием щелочей и сходны с офиолитовыми габбро (устное сообщение А. В. Коровко). Ю. Л. Ронкиным (ИГиГ УрО РАН) получена Sm-Nd эрохрона (СКВО = 2,1) 480 ± 14 млн лет, что соответствует аренигскому ярусу раннего–среднего ордовика (рис. 7). Возможно, полученный возраст соответствует эпохе раннепалеозойского рифтогенеза и

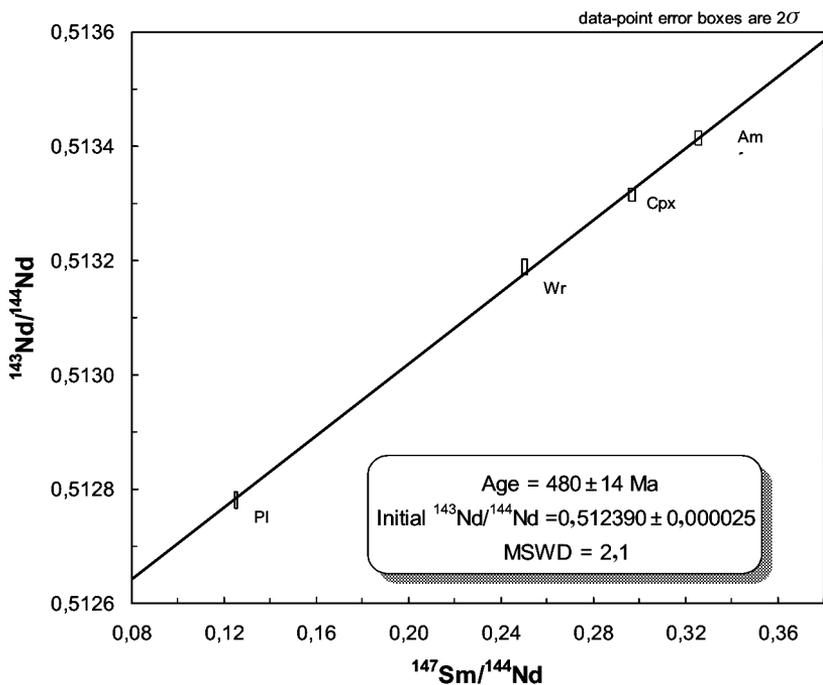


Рис. 7. Sm-Nd эохрона для шпинельсодержащего амфибол-пироксенового габбро пышминского комплекса (проба 2660a).

формирования Уральского палеоокеана. Возраст габброидов пышминского комплекса принят среднеордовикским в соответствии с полученной датировкой и Легендой Среднеуральской серии Госгеолкарты-200. Геологическим подтверждением дораннесилурийского возраста комплекса являются находки обломков габбро в обломочном материале кремнисто-терригенной толщи (S_{1-2}). Постоянная пространственная и структурная связь габброидов с ультрабазитами серовского и первомайского комплексов свидетельствует о принадлежности указанных пород к единой офиолитовой ассоциации [151].

Каргапольский комплекс дунит-гарцбургитовый (ΣO_2k) распространен в восточной части листа О-41, в пределах Красногвардейско-Светлинской СФЗ и Зауральской мегазоны. В состав комплекса включены ультрамафиты нерасчлененные (серпентиниты, серпентинизированные дуниты, перидотиты, пироксениты, тальк-карбонатные породы), полностью перекрытые чехлом мезозойско-кайнозойских осадков. Тела каргапольского комплекса картируются на изучаемой территории по геофизическим данным и редким глубоким скважинам. Предполагается принадлежность комплекса к альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации и сходство его состава и возраста с распространенными в пределах открытого Урала серовским, первомайским и асбестовским комплексами.

Средне-позднеордовикские интрузии

Интрузивные образования среднего—позднего ордовика формировались в период зарождения зоны субдукции в раннепалеозойском Уральском палеоокеане. Часто они сочетают морфологию, типичную для спрединговых систем, с островодужными или переходными от океанических к островодужным геохимическими параметрами.

Мариинский комплекс метагаббро-метадолеритовый гипабиссальный ($\beta'O_{2-3}m$) был выделен [499] по г. Мариинск на Среднем Урале. Комплекс распространен в пределах Западно-Тагильской СФЗ и включает метадолериты, метагаббродолериты, метагаббро (комплекс параллельных долеритовых даек со скринами габбро). На изучаемой территории мариинский комплекс картируется в юго-западной части листа О-41, наиболее представительные обнажения его известны на горе Азов, западнее г. Полевской.

Дайковый комплекс приурочен к восточному контакту Ревдинского массива, развит в зоне шириной 1,0–1,5 км, где объем дайковых образований достигает 70–80 % (комплекс «дайка в дайке» [382]).

Выделяются две серии даек: ранняя — долериты, габбродолериты, мелкозернистые габбро; поздняя — диоритовые порфириды, плагиогранит-порфиры, микродолериты. Дайки ранней серии имеют прямолинейные закаленные контакты, раскристаллизованную центральную часть, содержат ксенолиты вмещающих пород. Мощность их от 0,3 до 7 м; простирания — преимущественно субширотные для ранней серии и субмеридиональные для более поздней. Долериты характеризуются офитовыми, иногда порфировыми структурами; плагиоклаз в них замещен сосюритом, цоизитом; пироксен уралитизирован, роговая обманка — уралитовая или обыкновенная. В контактовых ореолах и мигматитовых зонах интрузий плагиогранитов метадолериты ороговиковываются и окварцовываются, в дислокационных зонах — превращаются в существенно актинолитовые или хлоритовые зеленые сланцы. Химический состав ранних и поздних долеритов мариинского комплекса, а также пород различных частей дайковой полосы различен.

Петрохимические и геохимические критерии, установленные для долеритов севернее листа О-41 [192, 203], позволяют предполагать присутствие в составе мариинского дайкового комплекса пород, принадлежащих к двум магматическим сериям, различающимся по содержаниям титана и других элементов; подобные различия зафиксированы и в составах базальтов шемурской свиты, перекрывающих долеритовые дайки. Изучение возрастных соотношений субвулканических интрузий высоко- и низкотитанистой серий показало, что кристаллизация их расплавов в определенный период времени происходила одновременно, после чего высокотитанистая магматическая система прекратила существование. Как правило, западная часть дайкового комплекса сложена высокотитанистыми, восточная — низкотитанистыми долеритами, отмечены также области смешанных составов. На метадолеритовом основании, насыщенном интрузиями плагиогранитов, залегают вулканы базальт-риолитовой формации. В некоторых случаях удается наблюдать постепенный переход от дайкового комплекса к базальтам, но чаще слабая обнаженность или тектоническая нару-

шенность зоны перехода не позволяет однозначно установить геологические отношения метадолеритов и вулканитов.

Точки составов долеритов мариинского комплекса попадают на дискриминационных диаграммах в поля океанических и известково-щелочных базальтов совместно с точками составов вулканитов шемурской свиты. Спектры распределения РЗЭ преобладающей части пород сходны с EMORB. Относительно MORB составы пород обеднены калием, часто цирконием, титаном, иттрием и иттербием; обогащены стронцием, рубидием, барием, торием [203]. Такие особенности составов сближают долериты мариинского комплекса с надсубдукционными пред-островодужными магматическими сериями. Возраст мариинского комплекса принимается условно как средне-позднеордовикский в соответствии с Легендой Уральской серии [422].

Давыдовский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый слагает одноименный массив в районе с. Давыдово и слагает ряд штоков и даек в составе Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны [406]. Комплекс состоит из двух фаз: вторая фаза – габбро ($vO_{2-3}dv_2$), клинопироксениты; первая фаза – дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты ($\sigma O_2 dv_1$).

Давыдовский массив (№ 18 на Тектонической схеме) представляет собой субширотную тектоническую линзу размером $7,5 \times 1,5$ км, залегающую в зоне одноименного сдвига-сброса. Контакты массива с вмещающими породами не наблюдались [406]. Об их тектоническом характере говорит интенсивное расланцевание вмещающих пород вблизи массива. В поле силы тяжести массив выражен положительной локальной аномалией интенсивностью 3–3,5 мГал. Магнитное поле над габбро и клинопироксенитами спокойное, над мелкими телами аподунитовых серпентинитов и серпентинизированных оливиновых клинопироксенитов наблюдаются локальные аномалии интенсивностью 200–400 нТл. По геофизическим данным, массив погружается на глубину до 800 м, падение контактов крутое северное, близкое к вертикальному. Выходы пород, слагающих Давыдовский массив, наблюдаются на правом берегу р. Исеть непосредственно ниже устья р. Калиновка.

Массив сложен породами двух интрузивных фаз. Первая фаза (около 40 % массива) – дуниты, верлиты, оливиновые клинопироксениты, вторая – плагиоклазовые клинопироксениты и габбро. На отдельных участках вблизи контакта с клинопироксенитами наблюдается частая перемежаемость пироксеновых дунитов с оливиновыми клинопироксенитами, иногда переходящими в верлиты. Встречаются полосчатые породы с чередованием слоев мощностью до 2,5 см тех же разновидностей, что характерно для расслоенных массивов. Дуниты Давыдовского массива превращены в лизардит-антигоритовые и антигоритовые серпентиниты. Единственным сохранившимся первичным минералом в них является хромшпинелид ($f^{2+} = 0,6–0,9$; $Cr/(Cr + Al) = 0,5–0,69$). Встречаются разности, содержащие редкие субидiomорфные зерна клинопироксена ($f = 0,12$) размером до 5–7 мм, частично замещенные амфиболом и хлоритом. Верлиты по минеральному составу аналогичны пироксеновым дунитам, отличаясь более высоким (до 20 %) содержанием клинопироксена ($f = 0,13–0,16$).

Клинопироксениты массива представлены тремя разновидностями: оливиновой, роговообманковой и плагиоклаз-роговообманковой. Клинопироксен представлен диопсидом ($f = 0,12-0,17$). Зеленая роговая обманка имеет в оливиновых разностях $f = 0,16$, в роговообманковых разностях, где ее содержание достигает 10 %, — $f = 0,21$, в плагиоклазовых разностях — $f = 0,30-0,31$. В последних содержание нацело сосюритизированного плагиоклаза достигает 10 %. Габброиды второй фазы массива также представлены несколькими разновидностями. Наиболее распространены средне- и крупнозернистые относительно лейкократовые такситовые габбро с содержанием темноцветных около 30–40 %. Второй тип — однородные по составу и структуре среднезернистые меланогаббро (60–70 % темноцветных), образующие небольшие тела среди лейкократовых разностей. Третий тип составляют пегматоидные габбро из шлиров и жил среди клинопироксенитов. Из темноцветных минералов во всех разновидностях присутствуют пироксен, практически полностью замещенный вторичным актинолитом, и роговая обманка гастингситового ряда ($f = 0,27-0,32$).

Все породы Давыдовского массива подверглись интенсивным метаморфическим преобразованиям на уровне зеленосланцевой фации. По химическому составу они достаточно резко отличаются от сходных образований офиолитовых комплексов повышенными содержаниями Sr (до 500 г/т) в габброидах и Sc (до 100 г/т и более) в пироксенитах, количеством и характером распределения платиноидов (преобладают Pt и Pd), типичным для пород платиноносных массивов Урала. В то же время они имеют отчетливо пониженную по сравнению с последними железистость и щелочность, более низкие концентрации титана, ванадия, легких РЗЭ, при этом заметно обогащены никелем и особенно хромом [251, 254].

По формационной принадлежности давыдовский комплекс, по-видимому, близок к породам массивов Платиноносного пояса Урала. Образование комплекса происходило, вероятно, на глубоких горизонтах земной коры примитивного островодужного типа. Ранее условно принимался позднедевонский возраст комплекса по аналогии с Сахаринским дунит-клинопироксенит-габбровым массивом на Южном Урале [422, 423]. В ходе работ по подготовке комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа О-41 в петротипическом обнажении давыдовского комплекса (с. Давыдово) была отобрана проба амфиболизированного клинопироксенового габбро из жилы среди клинопироксенитов (№ 169-5). По фракциям плагиоклаза, пироксена и валовому составу породы (данные по фракции амфибола пришлось исключить из расчета, поскольку они не укладываются в изохронную зависимость; это согласуется с полевыми наблюдениями о наложенности амфибола, его постмагматической кристаллизации) Ю. Л. Ронкиным (ИГиГ УрО РАН) получена Sm-Nd изохрона (СКВО = 0,59) 462 ± 52 млн лет, что соответствует верхам среднего ордовика (рис. 8). С учетом доверительного интервала возраст комплекса можно считать средне-позднеордовикским. Геологические данные не противоречат полученному определению возраста, поскольку Давыдовский габбро-перидотитовый массив имеет только тектонические контакты с вулканитами вмещающей девонской маминской толщи.

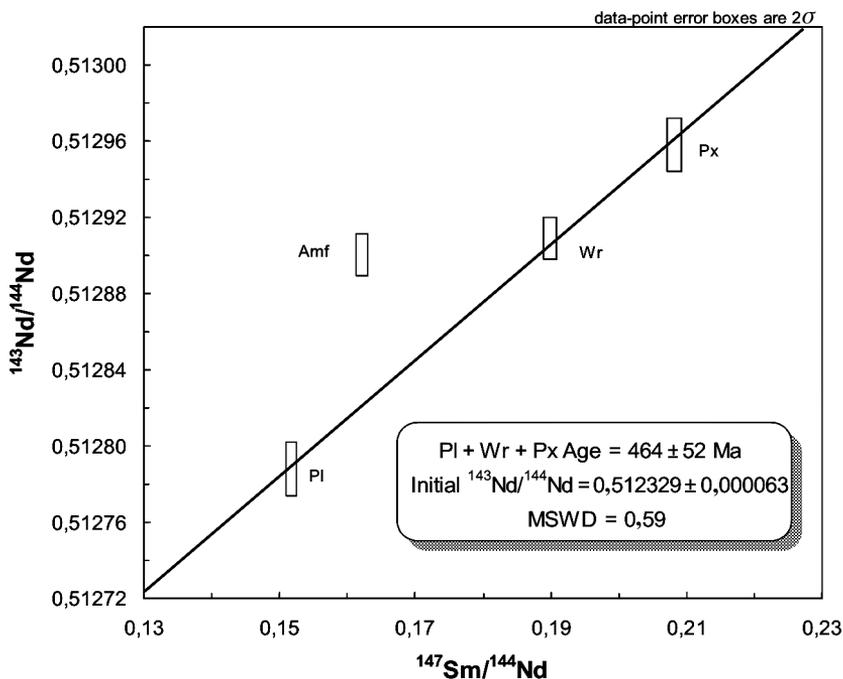


Рис. 8. Sm-Nd изохрона для габбро давидовского комплекса (проба № 169-5).

Позднеордовикские интрузии

Позднеордовикские интрузивные образования распространены в пределах Западно-Тагильской и Верхотурско-Новооренбургской СФЗ и представлены качканарским и уктусским дунит-клинопироксенит-габбровыми комплексами. Оба комплекса принадлежат к так называемой «Платиновой ассоциации», возраст и механизм формирования которой, несмотря на длительную историю исследования, во многом остаются предметом дискуссий. Позднеордовикский возраст имеют также дайки сиенитов и карбонатитов ильмено-вишневогорского комплекса, прорывающие метаморфические породы и ультрамафиты в пределах Восточно-Тагильской и Верхотурско-Новооренбургской СФЗ.

Качканарский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый выделен западнее территории листа О-41, по горе Качканар [499] и распространен в составе Западно-Тагильской СФЗ. Комплекс имеет двухфазное строение; вторая фаза объединяет амфиболовые и амфибол-пироксеновые габбро, оливиновые габбро, пироксениты, горнблендиты, троктолиты, тылаиты; первая фаза включает дуниты, верлиты ($\sigma O_3 k_1$). На исследуемой территории качканарский комплекс представлен только первой фазой и слагает небольшие массивы в юго-западной части листа О-41. Наиболее крупным и изученным из них является Омутнинский [401, 126]. Массив имеет овальную форму; размеры 6×2 км. Располагается в поле ороговикованных по-

род мариинского комплекса. Овальное ядро (3×1 км) сложено серпентинизированными дунитами, а периферия — диопсидсодержащими дунитами мелко- и среднезернистыми. В них отмечаются шпирь и жилки хромитов. Вокруг дунитового ядра развита клинопироксенитовая зона шириной 500—700 м, в которой периферия клинопироксенитовая, а на контакте с дунитами развиты верлиты. Внутри нее отмечаются мелкие выходы диопсидсодержащих дунитов. Внешняя зона массива сложена габброидами, образующими кольцевую интрузию шириной от 0,5 до 1,5 км. Та же зональность пород наблюдается и в других телах ультрабазитов Ревдинского массива, но большая часть их сложена только верлитами и клинопироксенитами. Состав ультраосновных пород определяется переменными соотношениями оливина и клинопироксена.

В магнитном поле Омутнинский массив выделяется в целом положительной магнитной аномалией интенсивностью до 1500 нТл. Западный, юго-западный контакт Омутнинского массива отчетливо прослеживается высокоградиентной зоной магнитного поля интенсивностью 2000 нТл на 300—400 м. Вдоль всего западного и юго-западного контактов прослеживаются цепочки отрицательных аномалий интенсивностью 500—700 нТл. Падение западного контакта массива, по магнитным данным, восточное, юго-западного — северо-восточное под углом 70—80°. В гравитационном поле массив не выделяется. Массив располагается в южном замыкании гравитационной аномалии, обусловленной Ревдинским полиформационным массивом.

Дуниты характеризуются аллотриоморфнозернистыми и панидиоморфнозернистыми структурами, верлиты и клинопироксениты — пойкилитовыми, порфиридовидными, катакластическими структурами. Оливин—хризолит (Fa — 6—9 %) большей частью серпентинизирован, железистость 9,2 % [112]. Клинопироксен — диопсид-ферросалит, рудные минералы — магнетит, хромшпинелиды, титаномагнетит, акцессорные — апатит, сфен, лейкоксен, вторичные — серпентинит, амфибол.

Качканарский комплекс содержит месторождения титан-ванадиевых магнетитовых руд (Гусевогорское и др.), проявления хромитов и металлов платиновой группы. Является главным источником для россыпей платины на Урале.

Возраст принимается позднеордовикским в соответствии с Легендой Уральской серии [422], но его нельзя считать надежно обоснованным для всех плутонов Платиноносного пояса Урала. Сложность увязки времени формирования комплекса с другими геологическими событиями обусловлена спецификой состава его пород, не имеющих аналогов среди окружающих вулканогенных пород. Позднеордовикский возраст (443 ± 14 , $445 \pm \pm 15$, 445 ± 5 млн лет) получен А. А. Краснобаевым [149] U-Pb методом по циркону из оливиновых и амфиболовых габбро Волковского и Тагильского массивов. Вместе с тем, О. К. Иванов [124] на основании данных определений K-Ag изотопного возраста флогопитов и амфиболов из пироксенитов и горнблендитов Светлоборского дунит-клинопироксенитового массива (415—430 млн лет) сделал вывод о силурийском возрасте внедрения концентрическизональных ультрамафитовых массивов Платиноносного пояса. Sm-Nd изохронное датирование габброидов и перидотитов Кытлым-

ского [213] и Кумбинского [164] массивов, ранее относившихся к качка-нарскому комплексу, дало возрасты 551 ± 32 и 561 ± 28 млн лет. По-видимому, на Среднем Урале было несколько эпох формирования дунит-клинопироксенит-габбровой формации; разделение разновозрастных оливиновых габбро и перидотитов является задачей дальнейших исследований.

Уктусский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый выделен по хр. Уктус в районе г. Екатеринбург [401], распространен ограниченно (в пределах одного массива) в составе Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Представлен двумя фазами: вторая фаза — габбро, оливиновые габбро, пироксениты (νO_3uk_2) и первая фаза — дуниты, верлиты и оливиновые пироксениты, серпентиниты (σO_3uk_1).

Уктусский массив (№ 15 на Тектонической схеме) сложен дунитами, верлитами, клинопироксенитами, оливиновыми габбро, тылаитами, пироксеновыми и амфиболовыми габбро. Кроме того, в его строении принимают участие габбро раннедевонского новоалексеевского комплекса. Вмещающими для него являются породы медведевской толщи. Контакты — тектонические, круто падающие под массив. На востоке и юге породы Уктусского массива интродуцированы гранитоидами Большеседельниковского и Шабровского массивов верхисетского комплекса с обилием в них ксенолитов, клинопироксенитов и габбро. Массив характеризуется изометричной (10×12 км) в плане формой и концентрическизональным строением: дунитовые ядра (центральное, южное и северное) размерами 2×4 км и мельче обрамлены полосчатым комплексом верлитов, клинопироксенитов, реже габброидов, образующих непрерывный ряд. Внутренняя конфокальнозональная структура массива с центром зональности в его северной части подчеркивается элементами залегания полосчатости пород и контактов, а также подтверждается характером магнитного и гравитационного полей [391]. Дунитовые тела также зональны с развитием по периферии мелкозернистых дунитов, а в центре — средне- и крупнозернистых, с хромитовыми жилами (до 0,3 м) [125]. Верлит-клинопироксенитовая зона имеет ширину от 1 до 4 км, близ контактов с дунитами располагаются верлиты, далее оливиновые и затем мономинеральные клинопироксениты. В поле силы тяжести массив выделяется положительной аномалией с амплитудой 30–35 мГал с интенсивными градиентами в зоне контактов. Согласно расчетам, массив имеет воронкообразную форму, его мощность оценивается в 6–8 км. Центральное и Южное дунитовые тела отмечаются уменьшением значений Δg до 5–6 мГал и имеют мощность порядка 2–2,5 км.

Дуниты характеризуются гранобластовыми или аллотриоморфнозернистыми и порфириовидными структурами со следами интенсивных деформаций в минералах. Сложены оливином: (F — 5 %). Аксессуарный хромит образует идиоморфные зерна, по содержанию TiO_2 (0,6–1,3 %) близок к хромитам дунитов Платиноносного пояса. Дуниты существенно серпентинизированы (иногда до 80 %). Отмечаются две стадии серпентинизации: лизардитовая и более поздняя антигоритовая. Дуниты обладают повышенной железистостью (от 11 до 18 %), в эндоконтактных зонах появляются тела высокожелезистых титан-хром-магнетитовых оливинитов с железистостью 20–25 %.

Верлиты и клинопироксениты имеют пойкилитовые, гипидиоморфно-зернистые, гранобластовые и бластокатакластические структуры. В порфиroidных зернах клинопироксена наблюдаются волнистое погасание, псевдодвойникование. Железистость клинопироксен-диопсида, колеблется в интервале 9–20 %. Оливин часто нацело антигоритизирован, с выделением вторичного магнетита; клинопироксен частично уралитизирован. Железистость в верлитах 18,4 %, в клинопироксенитах 10–23 % [125].

Габброидная ассоциация представлена габбро, тылаитами, конжакитами, образующими тела шириной от первых метров до сотен метров, чередующиеся с верлитами и клинопироксенитами. Строение их зональное. В осевой части крупных полос развиты амфиболовые сосюритизированные габбро, окруженные зонами конжакитов-фельдшпатизированных клинопироксенитов и тылаитов. Габбро распространены ограниченно; состав их варьирует от меланократовых разностей, близких к тылаитам, до лейкократовых, близких к анортозитам. Текстуры полосчатые, гнейсовидные. Структуры габбровая, габбропойкилитовая. Состав: плагиоклаз № 67–95, отмечаются новообразования андезина № 35–47, клинопироксен-диопсид с железистостью 21 %, оливин с железистостью 25–29 %, титаномагнетит в виде сидеронитовых агрегатов, апатит. Валовый химический и нормативный составы оливиновых габбро находятся в соответствии с минеральным. Содержания калия, фосфора низки, содержание стронция 300–400 г/т при отсутствии рубидия [223]. По петрохимическим и геохимическим особенностям габброиды Уктусского массива обнаруживают сходство с тылаитами Денежкиного Камня.

В дунитах Уктусского массива известны проявления вкрапленных хромитовых руд, присутствие в хромшпинелидах платины, осмия и иридия [125, 222], проявления никеля силикатного типа.

Большинство исследователей считают Уктусский массив аналогом концентрическизональных ультрамафитовых массивов Платиноносного пояса. Е. В. Пушкарев сравнивает породы уктусского комплекса с оливинит-верлит-клинопироксенит-габбровыми ассоциациями платформ [222, 223]. Отдельными исследователями поликонцентрическая структура Уктусского массива рассматривается как агломерат будинированных дунитовых тел, облекаемых высокотемпературными тектонитами, возникший как диапировая протрузия изначально глубинных пород в условиях симатического плутонометаморфизма [131, 509].

Отмечаются два этапа регрессивного метаморфизма. Ранний проявился в развитии титанистой роговой обманки паргаситового ряда по пироксену. Основной плагиоклаз испытал перекристаллизацию с образованием агрегата свежего анортита. Уровень метаморфизма соответствует амфиболитовой фации. Более поздний метаморфизм протекал в условиях зеленосланцевой фации. Это — доизитизация плагиоклаза, замещение роговой обманки частично или полностью уралитом, актинолитом, а магнетита — смесью хлорита и лейкоксена.

Вопрос о возрасте пород уктусского комплекса дискуссионен. Он принят условно позднеордовикским в соответствии со сводной легендой Среднеуральской серии Госгеолкарты-200 [499]. Е. В. Пушкарев [223] калий-аргоновым методом получил следующие датировки по амфиболам из габбро уктусского

комплекса: 990 ± 25 (две пробы), 536 ± 36 (шесть проб), 401 ± 12 млн лет (четыре пробы). Последняя цифра отвечает возрасту габбро новоалексеевского комплекса, прорывающих и метаморфизирующих уктусские габбро и перидотиты, первые две позволяют предположить допалеозойский (вендский или позднеперифейский) возраст уктусского комплекса.

Ильмено-вишневогорский комплекс миаскит-карбонатитовый ($\xi O_3, iv$) в петротипическом районе (южнее изучаемой площади) включает миаскиты, сиениты, карбонатиты, хлоритолиты, фениты. В пределах листа О-41 его образования слагают ряд небольших интрузивных тел, из-за малого размера показанных на геологической карте в виде даек. Интрузии ильмено-вишневогорского комплекса прорывают метаморфиты вишневогорской свиты раннего протерозоя и серпентинизированные ультрамафиты серовского комплекса среднего ордовика(?). Главный район распространения комплекса располагается в центральной части Сысертско-Ильменогорского мегаблока и представляет собой северное окончание Вишневогорского массива [401]. Массив выполняет ядро одноименной веерообразной антиклинали, погружаясь на севере под вмещающие породы вишневогорской свиты. Контакты с породами рамы — интрузивные, в основном согласные со стратифицированностью вмещающих пород и с устойчивым северным погружением под углами $15\text{--}20^\circ$. Северный контакт осложнен надвигом.

Строение массива довольно однородно: преобладают двуполевошпатовые миаскиты главной фазы с зонами щелочных пород экзоконтакта — фенитов и ксенолитами в различной степени переработанных вмещающих пород. По данным Б. М. Роненсона [468], В. Я. Левина [156] и других исследователей, крупная седловидная залежь миаскитов обрамляет интрузив. На территории листа О-41 массив сложен в основном миаскитами, заметный объем в ней занимают амфиболовые миаскиты, биотитовые и двуслюдяные сиениты. Они образуют полосы внутри залежи, а сиениты (кроме биотитовых) слагают краевые каймы. Внутри залежи наблюдаются многочисленные складки течения, запрокинутые на север и восток. В лежачем боку ее, под Булдымским массивом развита зона миаскитовых пегматоидов, альбититов и крупнозернистых биотитовых карбонатитов с циркон-пироксеновым оруденением. На контактах миаскитов с вмещающими породами во внутренней зоне находятся двуполевошпатовые плагиоклаз-микроклиновые пироксеновые фениты, во внешней зоне — крупнозернистые очковые кварц-полевошпатовые мигматиты с ортитом, чевкинитом, магнетитом. Карбонатиты откартированы в экзоконтакте кровли Вишневогорской интрузии, в северном и северо-западном контактах, а также в подошве северной седловидной залежи миаскитов. Зоны карбонатитов имеют мощности от нескольких сантиметров до 30 м и протяженность в первые километры. Карбонатиты — лейкоратовые зернистые породы, состоят на 90–95 % из гранобластового агрегата кальцита. Цветной минерал представлен железистым биотитом, а аксессуарные — красным пироксеном, цирконом, апатитом, пиритом, пирротинном, магнетитом; сфен и ортит редки.

Миаскиты представлены [156] гнейсовидными и слабополосчатыми разностями. Структура — гипидиоморфнозернистая (аллотриоморфнозернистая) с идиоморфизмом полевых шпатов по отношению к нефелину.

Основу миаскистов составляет пертитовый K-Na полевой шпат. Количественные соотношения: плагиоклаз № 10–14 – 16,5 %, калиево-натровый полевой шпат – 48,6 %, нефелин – 28 %, биотит до 1,2 %, магнетит – 5,3 %. Акцессорные минералы: ильменит, циркон, апатит, пироксид.

Биотитовые сиениты состоят из нерешетчатого калиевого полевого шпата и несдвойникового плагиоклаза (An 12–16), присутствующих примерно в равных количествах, биотита (7–14 %); акцессорные минералы – магнетит, циркон, ильменит и апатит.

Фениты – биотитовые, биотит-роговообманковые, пироксеновые – гнейсовидные мелкозернистые породы, иногда сохраняющие структуры исходных пород. Состав: биотит, подщелоченная роговая обманка или пироксен (эгириин, салит), составляющие до 20 % породы; полевые шпаты 75–80 %: микроклин-пертит и альбит-олигоклаз № 12–30. Иногда на фоне мелкозернистой основной ткани наблюдаются порфириобласты полевого шпата. В небольших количествах присутствуют гранобластовый альбит-микроклиновый и кварцевый агрегаты. Акцессорные минералы: сфен, апатит, ильменит, ильменорутит, циркон, пирротин, пирит, магнетит.

Постмагматические изменения миаскистов, сиенитов и фенитов протекали в три последовательные стадии: альбитизация, карбонатизация и цеолитизация.

Ильмено-вишневогорский карбонатит-миаскистовый комплекс – анатектический: сформировался под воздействием мантийно-коровых щелочно-карбонатных флюидов [156]. Позднеордовикский возраст комплекса (440 млн лет) определен изохронными рубидий-стронциевым и уран-свинцовым методами [134; 291].

В состав ильмено-вишневогорского комплекса входят также дайковые и жильные поля лестиваритов (сиенитов), линзы и будины хлоритолитов среди серпентинитов Уфалейского массива, выделенные ранее В. Я. Левиным под названием силачского комплекса. На горе Большой Камень лестивариты слагают две кулисообразно расположенные меридиональные дайки мощностью 7–10 м. Длина северной дайки 500 м, южной – 60 м, контакты имеют восточное падение под углами 70–80° [156]. Лестивариты – это белые сахаровидные породы с редкими порфириновидными выделениями альбита и калишпата. Текстура основной массы – аплитовая, участками трахитоидная. На 80 % основная масса сложена калишпатом; кварца и альбита в основной массе содержится по 4 %. Цветной минерал представлен эгирином (0,5–1 %). Акцессорные минералы: фиолетовый флюорит (0,5 %), сфен, апатит, циркон, ортит, везувиан. На контакте с серпентинитами лестивариты не содержат кварца и обогащены диопсидом (до 5 %), в экзоконтакте наблюдаются скарноидные каймы до 1,5 м с мелкозернистым белым гроссуляром, с ним ассоциируют розовый цоизит, тремолит, альбит. Хлоритолиты содержат рутит, ильменит, местами монацит, фергуссонит, эшинит, циркон, апатит. Для этих образований характерна специализация на редкие металлы, редкие земли, титан и цирконий. Предполагается, что данный комплекс пород генетически связан с ильмено-вишневогорским карбонатит-миаскистовым. Учитывая маркирующее значение даек лестиваритов для определения возраста и геологической позиции альпинотипных ультрамафитов серовского комплекса, из образца этих пород с горы Боль-

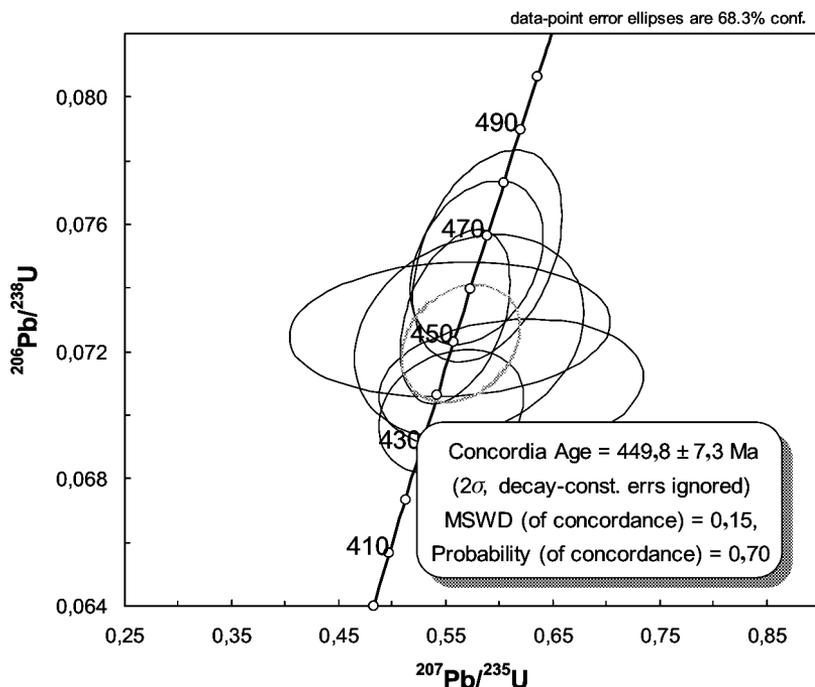


Рис. 9. График U-Pb конкордантного определения абсолютного возраста сиенитов (лестиваритов) горы Большой Камень (проба № 182).

шой Камень (лист O-41-XXXI) была отобрана проба сиенита (№ 182), из которой выделены цирконы. По 10 зернам цирконов Ю. Л. Ронкин (ИГиГ УрО РАН) U-Pb методом получил две группы значений: 7 зерен образуют конкордию $449,8 \pm 7,3$ млн лет (СКВО = 0,15), 2 зерна – 317 ± 11 млн лет (СКВО = 0,18). Вероятно, каменноугольная датировка (317 млн лет), полученная по 2 зернам, соответствует постмагматическим преобразованиям пород, связанным с орогенным кливажем и складчатостью. Возраст $449,8 \pm 7,3$ млн лет, полученный по 7 зернам (рис. 9), отвечает границе ашгилльского и карадокского ярусов позднего ордовика и соответствует эпохе формирования ильмено-вишневогорского миаскит-карбонатитового комплекса.

Таким образом, позднеордовикский возраст и редкометалльная минерогеническая специализация карбонатит-миаскитового комплекса Вишневогорского массива и распространенных западнее, в ультрамафитах Восточно-Тагильской СФЗ, даек сиенитов позволяют объединить их в один комплекс.

С образованиями ильмено-вишневогорского комплекса связано Вишневогорское месторождение редкометалльно-редкоземельной формации.

Позднеордовикско-раннесилурийские интрузии

Позднеордовикско-раннесилурийские интрузивные и субвулканические комплексы широко распространены в пределах Тагильской мегазоны, где они слагают штоки, дайки и силлы в полях распространения вулканитов базальт-риолитовой формации, которым они коагматичны.

Арбатский комплекс диорит-плагиогранитовый назван по горе Арбатский Камень на Среднем Урале [499] и распространен в составе Западно-Тагильской СФЗ. Представлен двумя фазами: вторая фаза — плагиограниты ($\gamma S_1 ar_2$), плагиогранит-порфиры; первая фаза — диориты, кварцевые диориты ($\delta O_3 - S_1 ar_1$). Гранитоиды арбатского комплекса слагают штоки в поле распространения вулканитов шемурской свиты $O_3 - S_1$ и являются их интрузивными коагматами. На изучаемой территории листа О-41 породы арбатского комплекса слагают несколько небольших массивов в юго-западной части. Это Гремихинский массив, плагиограниты Светлореченского массива и более мелкие тела. Контакты с вмещающими породами во всех случаях интрузивные.

Гремихинский массив (2×14 км) располагается к югу от р. Северушка, в северной части зюзельской полосы и вытянут в северо-восточном направлении. По геофизическим данным, контакты массива крутые, с восточным падением. Вертикальная мощность от 700 до 1000 м. Плагиограниты наиболее широко развиты в восточной части Светлореченского массива. Им соответствует отрицательная аномалия Δg в 3–4 мГал. По количественным расчетам их вертикальная мощность около 3 км. Магнитное поле над этими породами сложное (от 100 до 500 нТл) за счет зон обогащения пород магнетитом. Плагиограниты часто представлены порфировидными разностями с порфировидными выделениями плагиоклаза (альбит-олигоклаза), реже кварца. Структура призматическизернистая, гранитовая, гранофировая, микропегматитовая, часто катакластическая.

Особенности пород: интенсивная хлоритизация темноцветных минералов, развитие длиннопризматического, лейстовидного плагиоклаза, повышенные концентрации титаномагнетита. По этим признакам они близки к плагиогранитам новоалексеевского комплекса, но существенно отличаются от них петрохимически: плагиограниты арбатского комплекса характеризуются высокой щелочностью ($Na_2O + K_2O = 6-7\%$) при более низком содержании $K_2O (< 1\%)$. Описанный комплекс пород коагматичен вулканитам шемурской свиты. Петрохимические и геохимические характеристики пород, по данным С. А. Костромкина, близки к таковым для их эффузивных аналогов. Возраст арбатского комплекса определяется как позднеордовикско-раннесилурийский на основании его коагматичности с вулканитами шемурской свиты, возраст которых надежно датирован по микрофауне конодонтов в прослоях яшмоидов [15] и в соответствии с легендой Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3.

Красноуральские субвулканические образования представлены риолитами ($\lambda O_3 - S_1 kr$), риодацитами ($\lambda \zeta kr$), долеритами ($\beta O_3 - S_1 kr$). Субвулканические породы слагают многочисленные дайки, купола, некии и силлы, залегающие среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований. В основании разреза красноуральской свиты залегает комплекс

параллельных долеритовых даек и силлов, фрагменты которого наблюдаются вдоль Серовско-Маукского разлома; наиболее представительные обнажения располагаются по правому берегу р. Тагил, от устья р. Катаба до пос. Ясьва. Контакты даек имеют субвертикальное или крутое восточное падение, мощность от 0,1 до 3–5 м, отчетливые закалочные зоны. Широко распространены также пакеты долеритовых силлов, имеющих восточное и юго-восточное падение (азимуты 80–105°) под углами 30–50° и мощности 0,5–5 м. Субвулканические тела рассекают габброиды и верлиты устейского комплекса, серпентиниты серовского комплекса и образуют комплексы «дайка в дайке» и «силл в силле». Долериты и габбродолериты превращены в зеленокаменные уралит-соссюритовые породы с реликтами первичных порфировых и офитовых структур. Породы, как правило, массивны, но встречаются зоны интенсивной сланцеватости. Долериты, залегающие среди серпентинитов, часто превращены в родингиты.

Петрохимические параметры долеритов близки к таковым для базальтов красноуральской свиты. По спектрам распределения РЗЭ долериты сходны с океаническими базальтами. Из анализа спайдер-диаграмм следует, что субвулканиды обогащены относительно базальтов СОХ рубидием, барием, торием и обеднены калием и иттрием. Соотношение Rb и Sr в долеритах свидетельствует об их формировании в пределах коры мощностью 15–20 км [203]. Возраст красноуральских субвулканических образований определяется как позднеордовикско-раннесилурийский на основании его комагматичности с вулканидами красноуральской свиты, возраст которых надежно датирован по микрофауне конодонтов в прослоях яшмоидов [108] и в соответствии с легендой Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3.

Раннесилурийские интрузии

Раннесилурийские интрузивные образования имеют широкое распространение в составе Тагильской и Восточно-Уральской мегазон, они сформировались в обстановке юной островной дуги и комагматичны базальт-андезит-дацитовым и базальт-андезитовым вулканическим сериям.

Тагило-кытлымский комплекс габбро-норитовый (vS_1tk) широко распространен в составе полиформационных плутонов Платиноносного пояса Урала и получил название по двум наиболее крупным из них – Тагильскому и Кытлымскому [499]. В состав комплекса, картируемого в пределах Западно-Тагильской СФЗ, включены габбронориты, оливиновые габбронориты, амфибол-пироксеновые и амфиболовые габбро. На территории листа О-41 тагило-кытлымский комплекс входит в состав Ревдинского массива (юго-западная часть площади), слагающая более 50 % его площади.

Габбронориты и оливиновые габбро сохранились в центральных частях тел, окружены амфиболитизированными цоизитовыми габбро, слагающими большую их часть. Габбронориты – серые массивные породы с трахитоидной текстурой. Структуры – габбровая, пойкилитовая. Состав: плагиоклаз № 72–40, ортопироксен – гиперстен, клинопироксен-диопсид и ферросалит. Титаномagnetит образует ксеноморфные «сидеронитовые» выделения на контакте зерен плагиоклаза и темноцветных минералов. Акцессорные – апатит, сфен, лейкоксен.

Возраст габброидов тагило-кытлымского комплекса определяется на основании их геохимического сходства с вулканитами силурийской именной свиты [122], а также следующих изотопных данных: в габброноритах Кумбинского массива по пяти монофракциям порообразующих минералов получена К-Аг изохрона 413 ± 1 млн лет [306]; в габброноритах этого же массива U-Pb методом по цирконам [311] установлен возраст 428 ± 7 млн лет; возраст габброноритов горы Пакна (Чистопский массив), установленный Sm-Nd методом по монофракциям плагиоклаза, ортопироксена, клинопироксена + + роговой обманки и породе в целом, составляет 419 ± 19 млн лет [230] (все изотопно-геохронологические определения сделаны севернее площади листа О-41). Таким образом, имеющиеся современные данные позволяют предполагать раннесилурийский возраст габброноритов тагило-кытлымского комплекса. С габброноритами тагило-кытлымского комплекса связано магнетитовое оруденение в контактовых роговиках (Вересовская группа рудопроявлений в Кумбинском массиве севернее изучаемой территории).

Петропавловский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый выделен В. В. Шалагиновым по Петропавловской сопке в восточной части Чистопского полиформационного плутона (лист Р-40). Комплекс картируется в составе Западно-Тагильской СФЗ, в петротипическом районе представлен тремя фазами, в пределах листа О-41 известны магматиты только в первой фазе (vS_{1p1}), входящие в состав Ревдинского массива. Комплекс развит очень ограниченно. Представлен габброноритами и габбродиоритами. Габбронориты в отличие от габброноритов тагило-кытлымского комплекса характеризуются крупнозернистой структурой, постоянным присутствием биотита и кварца, идиоморфизмом ортопироксена, четкой трахитоидностью породы; по петрохимическим характеристикам они близки к габброноритам других массивов Платиноносного пояса Урала [382]. Раннесилурийский возраст принимается в соответствии с Легендой Уральской серии [422].

Левинский комплекс габбро-тоналит-плагиогранитовый распространен в составе Восточно-Тагильской СФЗ, выделен по пос. Левино, впоследствии вошедшему в состав г. Красноуральск [499]. В петротипическом районе (лист О-41-ХIII) комплекс представлен тремя фазами: третья фаза – плагиограниты, плагиогранодиориты, плагиогранит-порфиры, гранодиорит-порфиры (γS_{1l3}); вторая фаза – диориты, кварцевые диориты, тоналиты (δS_{1l2}); первая фаза – габбро, габбронориты, пироксениты, габбро-долериты (vS_{1l1}). Комплекс входит в состав Красноуральско-Левинской вулcano-плутонической ассоциации и пространственно совмещен с образованиями красноуральской свиты. В составе комплекса выделяются диориты, кварцевые диориты, габбродиориты второй фазы и плагиограниты, плагиогранодиориты третьей фазы. Породы третьей фазы часто содержат ксенолиты вмещающих вулканитов и пород второй фазы и представляют собой контаминированные и гибридные разности, имеющие постепенные переходы. Наиболее крупными массивами в петротипическом районе являются Поздняковский, Ново-Левинский и Балакинский.

Поздняковская интрузия (№ 2 на Тектонической схеме) имеет сложную в плане конфигурацию и протяженность более 20 км при максимальной ширине 7 км к северу от дер. Поздняковка (лист О-41-VII) [377]. Спро-

вождается многочисленными более мелкими сателлитами. Диориты и кварцевые диориты 2-й фазы распространены преимущественно севернее широты дер. Поздняковка. Породы 3-й фазы явно преобладают среди пород красноуральской свиты в южной части ее западной полосы. Магнитное поле над интрузией положительное, дифференцированное, интенсивностью от +1500 нТл до +3000 нТл (северная часть) и от +1000 до +1200 нТл (центральная и южная части). Среди диоритов и кварцевых диоритов магнитные разности составляют 63 %, среднее значение магнитной восприимчивости $54,1 \times 10^{-3}$ ед. СИ. В поле силы тяжести интрузивные тела, находящиеся северо-западнее пос. Красный Яр, создают локальную положительную аномалию интенсивностью +8 мГал. Мелкие тела в 4 км северо-западнее ур. Питателево создают локальные положительные аномалии поля силы тяжести интенсивностью от 0,5 до 1,0 мГал. Плотность диоритоидов, слагающих эти интрузии, колеблется в широких пределах, в среднем 2,66 г/см³. Коренные ненарушенные выходы интрузивных пород практически отсутствуют, за исключением отдельных обнажений по берегам р. Ляля. Непосредственные контакты интрузивных пород левинского комплекса с вмещающими вулканитами красноуральской свиты не наблюдались. Однако присутствие ксенолитов спилитовидных базальтов и субвулканических долеритов в глыбах плагиогранитов свидетельствуют об интрузивных соотношениях последних с вулканитами. Судя по частому чередованию интрузивных пород и вулканитов, интрузивные контакты очень сложные, с многочисленными апофизами.

Ново-Левинский массив имеет в плане штокообразную форму и расположен в северной части Красноуральского блока от широты р. Айва на севере до истоков р. Сорья на юге. В длину он прослеживается на 7 км при ширине до 3,5 км. С востока по Ясьвинскому разлому граничит с вулканогенно-осадочными породами краснотурьинской свиты. Контакты массива с вмещающими породами интрузивные, сложной формы с многочисленными апофизами, крутые до субвертикальных. Естественные выходы пород массива практически отсутствуют. Восточная приконтактовая часть его и не выходящие на поверхность мелкие тела вскрыты многочисленными разведочными скважинами. В строении массива участвуют габбро-диориты, диориты, плагиогранодиориты и плагиограниты. Породы второй фазы приурочены к центральной части массива, тогда как породы третьей фазы слагают его внешние периферические части и ряд мелких тел вблизи массива и на его простирании. Значительная часть массива представлена контаминантами плагиогранитов, однако их выделение, ввиду скудного фактического материала, затруднено. В отдельных скважинах, вскрывающих массив, встречены габброиды и пироксениты первой фазы, однако на поверхности они не имеют большого распространения. В краевой, приконтактовой части массива породы представлены альбитизированными и хлоритизированными диоритами, их кварцсодержащими и кварцевыми разностями, плагиогранодиоритами, плагиогранитами (часто аплитовидными). Облик пород довольно пестрый из-за их частого чередования, а также наличия в кислых разностях меланократовых шлиров и ксенолитов более основных по составу. В диоритах часто отмечаются жилы плагиогранитов мощностью до нескольких сантиметров. В целом вниз по разрезу отмечается преобладание кислых разностей.

Балакинская группа небольших сближенных тел образует практически непрерывную цепь шириной до 3 км и протяженностью более 16 км от широты пос. Никольский на севере до широты г. Нижний Тагил. Форма тел линзовидная, пластообразная, в плане — неправильная линейно-вытянутая. Размеры их меняются от $0,2-0,81 \times 1,0$ км до $2,0 \times 6,0$ км. Обнаженность пород плохая, большей частью они вскрыты скважинами колонкового бурения или шурфами. Контакты с вмещающими породами интрузивные крутопадающие (преимущественно на восток под углами $70-85^\circ$) с апофизами: то согласные со сланцеватостью вмещающих пород, то секущими ее под острым углом. Вмещающие породы в экзоконтактах массивов местами ороговикованы, иногда окварцованы. В составе интрузивных тел Балакинской группы присутствуют диориты, кварцевые диориты, плагиогранодиориты и плагиограниты. Преобладают кварцевые диориты и плагиогранодиориты, представляющие часто контаминанты плагиогранитов, содержащие ксенолиты вмещающих пород красноуральской свиты. Породы комплекса являются пострудными по отношению к колчеданно-полиметаллическим телам красноуральской свиты. Тела гранитоидов прорывают околорудные метасоматиты и рудные залежи, обогащаясь на контактах эпидотом и пиритом.

Плагиограниты, плагиогранодиориты — среднезернистые, иногда порфировидные с гипидиоморфнозернистой структурой с элементами гранофировой и пойкилобластовой. Состав: кварц (25–30 %), альбитизированный и пелитизированный плагиоклаз (60–65 %), темноцветный минерал (роговая обманка, моноклинный пироксен), замещенный актинолитом, хлоритом, кальцитом (5–10 %), сфен, лейкоксен, апатит, ортит (?), магнетит.

Кварцевые диориты неравномернозернистые, порфировидные с гипидиоморфнозернистой структурой с идиоморфизмом плагиоклаза. Состав: кварц (до 15 %), альбитизированный плагиоклаз (55–60 %), темноцветный минерал (роговая обманка), чаще замещенная хлоритом, иногда кальцитом и эпидотом (от 5–7 до 15–20 %); лейкоксен, сфен, магнетит, апатит.

Диориты равномерно-, среднезернистые лейкократовые породы. Структуры: призматическизернистые, гипидиоморфнозернистые. Состав: сосюритизированный зональный плагиоклаз (№ 30–40) — до 55 %, агрегатные скопления хлорита, сфена, лейкоксена с редкими зернами роговой обманки — 20–25 %, кварц — 5–10 %. Такситовые разновидности, содержащие ксенолиты долеритов, имеют состав: сосюритизированный плагиоклаз — 40–70 %, кварц — 20–25 %, пеннин, эпидот, роговая обманка до 20 %, титаномагнетит, частично замещенный сфеном и лейкоксеном.

Магнитная восприимчивость пород меняется в широких пределах: от практически немагнитных плагиогранитов с $\chi_{\text{вер}} = 0,1-0,3 \times 10^{-3}$ ед. СИ до среднемагнитных габбродиоритов с $\chi_{\text{вер}} = 15-25 \times 10^{-3}$ ед. СИ. Магнитное поле неоднородное, в основном пониженной напряженности минус 100–минус 400 нТл. Отмечаются положительные аномалии интенсивностью до 500–800 нТл над породами диорит-габбродиоритовой ассоциации. В гравитационном поле массивы характеризуются различной морфологией и интенсивностью аномалий.

Ново-Левинскому массиву отвечает локальный гравитационный максимум интенсивностью свыше 3,0 мГал. По данным количественной ин-

терпретации, аномалия обусловлена штоком пород диорит-габбродиоритового состава с субвертикальными контактами, вертикальной мощностью до 2–3 км. Расчетная плотность габбродиоритов составляет 2,91 г/см³, диоритов – 2,85 г/см³, кварцевых диоритов – 2,77 г/см³. По данным сейсмических исследований на Басьяновском профиле, диоритовый массив распространяется с субвертикальными границами до глубины 3 км; с глубиной происходит выполаживание углов падения до 50–60° [470]. Ниже по разрезу предполагается габброидное основание. Балакинской группе тел соответствуют участки локальных отрицательных аномалий интенсивностью 0,5–1,0 мГал. Средние значения плотности плагиогранитов – 2,69 г/см³, плагиогранодиоритов – 2,74 г/см³.

Породы левинского комплекса имеют особенности химизма, сближающие их с вулканитами красноуральской свиты O₃–S₁. Кварцевые диориты – умеренноглиноземистые (15,48 %), низкотитанистые (0,64 %) нормальнощелочные натриевые породы (Na₂O/K₂O более 5) с низкими средними содержаниями сидерофильных (Cr – 51 г/т, Ni – 66 г/т) и литофильных элементов (Zr – 34 г/т, Y – 23 г/т, Rb – 9 г/т), концентрации Sr также невысоки – в среднем 395 г/т. В плагиогранитах содержания Zr увеличиваются до 87 г/т, а Sr – уменьшаются до 140 г/т. Составы пород левинского комплекса и тренды дифференциации сходны с параметрами островодужных вулканитов и их интрузивных аналогов [14, 116, 163].

С гранитоидами левинского комплекса связаны месторождения золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций (Богомоловское, Копотинское и др.).

Раннесилурийский возраст интрузивных образований левинского комплекса принят на основании их тесной пространственной приуроченности к вулканогенным образованиям красноуральской свиты и наличию обломков плагиогранитов, диоритов и габброидов в составе обломочного материала перекрывающих отложений павдинской свиты [450].

Пряничниковский комплекс метаклинопироксенит-метагаббровый (v^1S_1 пр) получил название по ур. Пряничниково на р. Тагил (лист О-41-ХІІІ) и был выделен при проведении ГДП-200 Салдинской площади [450]. В состав комплекса входят метаклинопироксениты (клинопироксенолиты, амфиболовые клинопироксенолиты); метагаббро (амфибол-клинопироксеновые, двупироксеновые габбро-гранулиты, габбро-амфиболиты). Метаморфизованные габброиды и клинопироксениты пряничниковского комплекса слагают два сильно деформированных и тектонически нарушенных массива, один из которых (Пряничниковский) располагается в междуречье Тагила и Салды и имеет пластинообразную форму длиной до 35–38 км при ширине 2–10 км. По геофизическим данным, предполагается мощность метагабброидной пластины от 2–3 до 8–10 км при общем западном падении. Контакты массива, за исключением юго-западного, тектонические. Внутренняя структура его сильно нарушена метаморфизмом, складчатостью и блоковыми тектоническими движениями. Метаморфизованные клинопироксениты образуют линзовидные тела размером до 2 × 0,6 км, залегающие среди метагаббро и выделяемые по единичным обнажениям и геофизическим данным. Двупироксеновые метагаббро слагают внутреннюю часть массива и сменяются клинопироксен-амфиболовыми и амфиболо-

выми метагаббро на его периферии. Мельничный массив располагается в правом борту долины р. Тагил между реками Леневка и Взвозная, имеет линзовидную форму и размеры 6×10 км, выделен по геофизическим данным и единичным обнажениям. Слагается клинопироксен-амфиболовыми и амфиболовыми метагаббро с многочисленными телами клинопироксенолитов. Предполагаемые контакты тектонические. Наибольшее разнообразие пород пряничниковского комплекса представлено в пределах одноименного массива.

Двупироксеновые метагаббро доступны для наблюдения на небольшом отрезке долины р. Тагил длиной около 1 км, где на протяжении 200 м в серии сближенных выходов на левом берегу реки наблюдаются равномернoзернистые среднезернистые мезократовые гнейсовидные амфибол-двупироксеновые, амфибол-клинопироксеновые, скаполит-амфиболовые метагаббро с линзовидными телами меланократовых двупироксеновых метагаббро и клинопироксеновых пород [450]. Меланократовые породы содержат жилы мезократовых; весь разрез пересекается жилами крупнозернистых амфибол-плагиоклазовых габбро-пегматитов. Наблюдается развитие роговой обманки по пироксенам, плагиоклазы замещаются скаполитом. Породы (включая жильный комплекс) сильно деформированы, местами в них развивается метаморфическая полосчатость. Азимут падения гнейсовидности 220° , угол 60° .

Амфиболовые метагаббро распространены шире и, вероятно, образовались по двупироксеновым и амфибол-клинопироксеновым габбро. Представительный выход их располагается на правом берегу р. Тагил, в 3 км вверх по течению от устья р. Взвозная. Там, на протяжении 600 м, наблюдаются среднезернистые мезократовые, в разной степени разгнейсованные амфиболовые метагаббро с ксенолитами амфиболизированных клинопироксенолитов и многочисленными жилами амфибол-плагиоклазовых габбро-пегматитов. Характерной особенностью является однообразная ориентировка амфиболов в жилах, ксенолитах и метагаббро, которая не зависит от формы и залегания тел и, вероятно, отражает стадию высокотемпературного син-деформационного течения вещества, сопровождавшегося перекристаллизацией минералов. Азимут падения гнейсовидности 185° , угол 50° .

Крупнозернистые зеленые клинопироксенолиты слагают блоки-ксенолиты неправильной формы с извилистыми границами, размером от 0,5 до 8–10 м. Пироксен замещается от границ тел бурым амфиболом, часто образующим пятна и жилы.

Двупироксеновые метагаббро – буровато-серые однородные и полосчатые гнейсовидные среднезернистые породы с гранобластовыми, реже немагнoгранобластовыми структурами. Минеральный состав: андезин (№ 36–41), отмечаются также реликты андезина № 48 и лабрадора № 62–67, бурая алюмочермакитовая роговая обманка ($f = 36–51$), часто развивающаяся по клинопироксену, диоксидовый клинопироксен ($f = 42–43$, $Al_2O_3 - 3,6–3,64\%$, $Na_2O - 1–1,22\%$), магнезиальный глиноземистый ортопироксен ($f = 24–51$, $en - 63–64$, $Al_2O_3 - 1,66–2,99\%$), замещающийся тонкозернистым магнетит-серпентин-актинолит-талковым агрегатом. Плагиоклаз часто замещается скаполитом, составы которого варьируют в широких пределах – от мейонита до марилита, бурая роговая обманка по

краям зерен иногда замещается бесцветным амфиболом. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, цирконом, апатитом, сфеном, биотитом, иногда отмечаются гранат, рутил, эпидот, хлорит.

Клинопироксенолиты – массивные однородные и пятнистые крупнозернистые породы, состоящие главным образом из короткопризматических зерен магнезиального диопсида ($f = 17-18$, $Al_2O_3 - 2,6-3,3 \%$, $Na_2O - 0,78-0,81 \%$) и бурой магнезиальной алюмочермакитовой роговой обманки ($f = 37$).

Амфиболовые метагаббро – среднезернистые, до крупнозернистых, однородные, реже полосчатые нематогранобластовые породы. В их состав входят: олигоклаз-андезиновый плагиоклаз (№ 31–41), бурая или буро-зеленая алюмочермакитовая роговая обманка ($f = 38-61$), иногда темно-бурый биотит ($f = 35-42$), диопсидовый клинопироксен, замещаемый амфиболом, и магнетит. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон, ильменит.

Породы комплекса фиксируются в магнитном поле сложными по конфигурации знакопеременными аномалиями интенсивностью от -300 до $+1000$ нТл. Такой характер магнитного поля вызван неравномерным проявлением процесса регрессивного метаморфизма, при котором породы обогащаются вторичным магнетитом. Средние значения плотности метагаббро меняются в пределах $2,9-3,03$ г/см³, понижаясь у диафторитов до $2,82$ г/см³. Над породами комплекса выделяется интенсивный гравитационный максимум с эпицентром в южной части листа. Падение отражающих площадок, соответствующих породам комплекса, по сейсмическим данным, западное, $40-50^\circ$ [471].

Метагаббро пряничниковского комплекса по петрохимическому составу соответствуют габбро или габбродиоритам, для них характерны высокие содержания Sr ($660-1530$ г/т), низкие – K, Rb, сидерофильных элементов и циркония, что сближает их с раннеостроводужными толеитами и комагматичными им интрузивными образованиями [450]. Составы пород и характер распределения содержаний редкоземельных элементов сходны с таковыми в габброноритах тагило-кытлымского комплекса Тагило-Баранчинского массива. Отношение изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7036-0,7038$ (по данным Ю. Л. Ронкина), что позволяет исключить возможность участия вещества древней континентальной коры в составе пород. Sm-Nd изотопные данные, полученные этим исследователем, подтверждают этот вывод: $\epsilon_{Nd}(T)$ для возраста 380 млн лет равно $+4,7$, что указывает на образование расплавов из деплетированного мантийного субстрата без участия древнего корового вещества [450]. Клинопироксенолиты имеют составы, типичные для клинопироксенитов – в них мало глинозема ($7,16 \%$), TiO_2 ($0,70 \%$) и литофильных элементов, породы обогащены MgO ($14,9 \%$), CaO ($15,5 \%$), Cr (440 г/т).

В двупироксеновых метагаббро установлена последовательность парагенезисов: клинопироксен + ортопироксен ($T = 800^\circ$, $P = 10$ кбар) и лабрадор, реликты которого присутствуют в позднем, более кислом плагиоклазе [146], сменяются андезин-олигоклазовым плагиоклазом и зелено-бурой алюмочермакитовой роговой обманкой ($T = 500-570^\circ$, $P = 5-7$ кбар).

Возраст пород пряничниковского комплекса в настоящее время не имеет однозначного обоснования. Раннесилурийский возраст принят

условно на основе определения А. А. Краснобаевым (430 ± 5 млн лет) по трем изотопным отношениям ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) в монофракции циркона из клинопироксен-гранатовых амфиболитов, залегающих в экзоконтакте массива двупироксеновых метагаббро. Возраст гранулитового метаморфизма оценивается этим исследователем как 384 ± 10 млн лет по результатам изотопно-геохронологического изучения цирконов [144] (правда, позднее он «сместил» начало гранулитового метаморфизма на 591 ± 10 млн лет [145]). Ю. Л. Ронкин по валовым составам метагаббро пряничниковского комплекса установил Rb/Sr изохронный возраст 380 млн лет [450], что также, вероятно, отражает время метаморфизма. Sm-Nd эрохроны по минеральным фракциям из гранат-клинопироксеновых гранулитов и биотит-амфиболовых гнейсов, вмещающих метагаббро, дают датировки 370 ± 38 и 372 ± 22 млн лет [202], что, по-видимому, соответствует гранулитовому метаморфическому событию. Максимальный возможный возраст субстрата, в котором происходило выплавление габброидных расплавов (деплеированного мантийного вещества), по данным Sm-Nd изотопного анализа, составляет $T_{\text{DM}} = 629$ млн лет [450]. Определения K-Ar методом по монофракциям породообразующих минералов дают более молодые возрасты в диапазоне 33–336 млн лет, вероятно, фиксирующие этап регрессивного метаморфизма. Исследование возраста двупироксеновых габброгранулитов по 5 зернам циркона методом Кобера [315] дает средний возраст 361 ± 10 млн лет, но гистограмма конкретных определений полимодальна, при ее анализе можно выделить пики, соответствующие 470, 450, 430, 370 и 340 млн лет. Из них наиболее значимыми являются последние три – 430, 370 и 340 млн лет, возможно, фиксирующие время формирования габброидов и их метаморфических преобразований.

Колпаковский комплекс габбро-диорит-плагиигранитовый гипабиссальный назван по с. Колпаково и входит в состав Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны [356]. Комплекс представлен первой фазой – габбро (vS_1k_1), слагающими небольшие штоки. Интрузивные образования комплекса залегают среди комагматичных ему вулканогенных образований межевской толщи базальтриолитовой формации нижнего силура. Мощность тел достигает 300 м, площадь – до 1 км². Разности основного состава комплекса парамагнитны ($\chi_{\text{ср}} = 0,48 \times 10^{-3}$ ед. СИ) и имеют плотность 2,84 г/см³. В физических полях среди вмещающих пород не выделяются.

Для образований комплекса характерны повышенные концентрации ванадия, титана, меди, цинка, серебра, вольфрама, близкие к таковым в породах соответствующего состава межевской толщи. Все породы комплекса претерпели интенсивные вторичные изменения (до полного замещения субстрата) с развитием ассоциации: кварц + серицит + альбит + пирит ± карбонат, хлорит, эпидот, актинолит. Они в различной степени каткализированы, милонитизированы и рассланцованы. Из-за интенсивных вторичных изменений петрохимически не охарактеризованы. К образованиям колпаковского комплекса приурочено колчеданно-полиметаллическое оруденение Южно-Колпаковского проявления. Залегание пород комплекса среди вулканогенных пород фаунистически охарактеризованной

межевской толщи нижнего силура позволяет рассматривать образования колпаковского комплекса как комагмат межевской толщи и датировать их ранним силуром [406].

Ранне-позднесилурийские интрузии

Рефтинский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый назван по р. Рефт на Среднем Урале [499], слагает одноименный и ряд более мелких массивов в составе Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны. В составе комплекса выделяются три фазы: третья фаза — плагиограниты ($r_1S_2r_3$); вторая фаза — диориты, кварцевые диориты ($q\delta S_2r_2$), тоналиты ($r_1\delta$); первая фаза — габбро, габброделериты, габбродиориты (vS_1r_1). Наибольшее распространение и разнообразие комплекс имеет в составе одноименного массива.

Рефтинский массив (№ 12 на Тектонической схеме) вытянут в северо-северо-восточном направлении согласно структурному плану вмещающих пород. Его длина около 60 км, ширина 15–25 км. Глубина распространения пород рефтинского комплекса непостоянна и определяется положением кровли более молодых гранитоидов. Максимальная их мощность (не менее 4 км) установлена по геофизическим данным в средней части массива на участках, наиболее удаленных от выходов на поверхность пород габбро-диорит-гранитной серии. С запада Рефтинский массив почти на всем протяжении, за исключением его крайней южной части, имеет активный интрузивный контакт с породами Баженовского ультраосновного массива. Ультрабазиты вблизи контакта интенсивно метаморфизованы, содержат апофизы габбро и плагиогранитоидов.

Породы рефтинского комплекса вблизи контакта содержат многочисленные ксенолиты ультрабазитов. Падение контакта на всем протяжении западное от пологого (под углом 30°) до крутого, близкого к вертикальному. На востоке массив имеет тектонический контакт с породами различного возраста (от позднеордовикско-раннесилурийских до каменноугольных). Разрывные нарушения сопровождаются зонами брекчирования, катаклаза, милонитизации и трассируются маломощными линзами серпентинитов. Как показали геофизические исследования, нарушения имеют крутое, близкое к вертикальному, падение на запад. В южном экзоконтакте массива залегают вулканиты основного состава белоярской толщи O_3-S_1 . Контакт неровный, извилистый. Широкое развитие в приконтактной части массива закаленных разновидностей пород — мелкозернистых габбро-диабазов и плагиогранит-порфиров, наличие внутри массива ксенолитов вмещающих пород и присутствие в экзоконтактной зоне апофизов габбро-диабазов и плагиогранит-порфиров свидетельствуют об его интрузивном характере. Падение контакта, по данным гравиметрии, пологое (не более 48°) на юг [300].

Массив имеет неоднородное внутреннее строение. Его восточная часть сложена преимущественно породами первой фазы. Наряду с однородными полями габброидов в этой части массива встречаются зоны, густо насыщенные мелкими телами, ветвящимися жилами и инъекциями гранитоид-

дов второй и третьей фазы с широким развитием процессов метасоматизма, ассимиляции и контаминации. Количество внедрившегося материала может достигать 30–40 % от всего объема пород. Мощность гранитоидных тел колеблется от нескольких сот метров до нескольких сантиметров. В пределах таких зон габброиды под воздействием гранитоидов в различной степени ороговикованы, метасоматически изменены и превращены в гибридные породы, изменяющиеся по составу от габбро до кварцевых диоритов. Гранитоиды инъекций в результате взаимодействия с вмещающими породами приобрели повышенную основность и соответствуют обычно кварцевым диоритам. В результате этих процессов взаимодействия габброидов и гранитоидов возникли своеобразные зоны пестрого состава с частым чередованием различных пород — от габбро до плагиогранодиоритов с преобладанием пород диоритового состава. Наряду с изменчивостью состава для этих зон характерна неоднородность структурных особенностей, широкое развитие полосчатых, такситовых текстур. Западная часть массива сложена в основном умереннокислыми породами второй фазы. Измененные и переработанные габброиды слагают ксенолиты различной формы среди кислых пород. Количество ксенолитов местами значительно, а размер некоторых из них достигает нескольких квадратных километров.

По минералогическому составу все породы первой фазы близки и отличаются главным образом только количественным соотношением минералов. Основными породообразующими минералами являются роговая обманка ($f = 0,28–0,42$) и зональный плагиоклаз (в ядре — № 70–95, на периферии — № 8–21), в габбро-диоритах и кварцевых диоритах, кроме того, в заметных количествах присутствует кварц. Для пород этой фазы характерен одинаковый набор акцессорных минералов: магнетит, апатит, сфен, циркон, пирит. Преобладающая часть пород имеет равномерную среднезернистую структуру (размер зерен 2–5 мм). Реже, в прикровлевых участках встречаются порфиroidные разновидности, содержащие вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки размером до 7–8 мм. Габбро обладают типичной аллотриоморфнозернистой габброидной структурой, габбро-диориты и кварцевые диориты имеют субофитовую либо призматическизернистую диоритовую структуру. В экзоконтактовых зонах гранитоидных тел породы этой фазы часто перекристаллизованы с образованием бластоофитовых, бластогабброидных и других подобных структур вплоть до гранобластовых.

Породы второй и третьей фаз состоят из зонального неравномерно сосюритизированного плагиоклаза (от лабрадора № 50 в ядре до почти чистого альбита во внешних зонах), роговой обманки ($f = 0,3–0,38$) и кварца. В плагиогранодиоритах дополнительно появляются хлоритизированный биотит и изредка в небольшом количестве (не более 1 %) калиевый полевошпат. В качестве акцессорных минералов в них присутствуют магнетит, ильменит, сфен, циркон, апатит, пирит, гранат, турмалин, халькопирит и типоморфный минерал этой серии — ортит, в наиболее кислых разновидностях в незначительном количестве содержатся также шеелит, анатаз, редкоземельные сфен и циркон.

Все породы комплекса, за исключением закаленных разновидностей, обладают крупно- и среднезернистой структурой. Крупность зерна последовательно уменьшается от более основных пород к кислым, составляя 4–

7 мм в кварцевых диоритах, 2–5 мм в плагиогранодиоритах и 2–3 мм в плагиоадамеллитах и плагиогранитах. Преобладают равномернозернистые породы, реже встречаются порфириовидные разновидности. Порфириовидные выделения в кварцевых диоритах представлены призматическими зернами роговой обманки размером до 1,3 см и таблитчатыми кристаллами плагиоклаза размером до 1 см, в породах более кислого состава – кристаллами плагиоклаза, часто с совместными округлыми зернами кварца размером до 0,5–0,7 см.

Плагиогранодиорит, плагиоадамеллит и плагиогранит-порфиры, слагающие краевые части интрузивных тел, а также дайки и жилы во вмещающих породах имеют порфириовую структуру с тонкозернистой основной массой. В виде вкрапленников в плагиогранодиорит-порфирах содержатся роговая обманка, плагиоклаз и кварц, в плагиоадамеллитах и плагиогранитах – только плагиоклаз и кварц. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, в наиболее кислых разновидностях – часто в сочетании со сферолитовой.

Породы рефтинского комплекса претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации. Характерной чертой этих преобразований является их незавершенность, когда в породах наряду с новообразованными низкотемпературными минералами содержатся реликты первичных высокотемпературных. Сопоставление характера развития метаморфических процессов в разных частях массива показало, что наиболее высокая степень завершенности метаморфических процессов характерна для центральных частей крупных интрузивных тел. Зоны закалки, жилы, инъекции и ороговикованные разновидности отличаются лучшей сохранностью первичных минеральных парагенезисов. Предполагается, что отмеченные преобразования пород являются результатом регрессивного автосметаморфизма, протекавшего при охлаждении пород в течение постмагматического этапа. Наряду с зеленокаменными изменениями, имеющими широкое площадное распространение, интрузивные образования локально подверглись дислокационному и контактовому метаморфизму, а также претерпели гидротермально-метасоматические преобразования под влиянием гранитоидов алтынайского комплекса.

Породы рефтинского комплекса представляют собой единый известково-натриевый ряд с закономерным изменением состава от габбро до плагиогранитов [300]. Распределение кремнезема в этом ряду имеет характер, обычный для непрерывных серий габбро-гранитного формационного типа. Максимумы на гистограмме соответствуют наиболее распространенным типам пород – габбро (50–51 % SiO_2), габбро-диоритам (55–56 %), кварцевым диоритам (58–60 %), двум статистически обособляющимся разновидностям плагиогранодиоритов (63–64 и 67–68 %), плагиоадамеллитам (70–71 %) и плагиогранитам (75–76 %). По химическому составу характеризуемые образования представляют собой толеитовую серию с повышенной за счет натрия щелочностью и близки к сериям высокоглиноземистых базальтов по Х. Куно [318]. Отличительная черта пород – низкое содержание калия. По суммарному содержанию щелочей они занимают промежуточное положение между типично толеитовыми и известково-щелочными островодужными се-

риями, а по количеству калия более близки к низкокалийевым толеитовым сериям зарождающихся островных дуг типа Тонга [312, 161]. Специфические особенности пород комплекса выявляются и при анализе содержаний элементов-примесей: по количеству Rb и Sr они соответствуют островодужным толеитовым сериям, в то же время по содержанию Zr и сидерофильных элементов (Cr, Ni, Co и V) более сопоставимы с известково-щелочными сериями островных дуг [161]. Среди пород областей современного активного магматизма они наиболее хорошо сопоставляются по содержанию Sr, С и Rb с вулканитами толеитовой серии Тонга. Калий-рубидиевое отношение в породах этой серии в среднем равно 1000, что характерно для современных толеитовых серий океанов и островных дуг [161].

От близких по кремнекислотности габброидов алапаевского комплекса породы рефтинского комплекса отличаются повышенным содержанием щелочей, Ti, Fe, Rb, Sr, Zr, Y и Yb при более низком количестве Ca, Mg, Ni и Cr, а от пород более молодого алтынайского комплекса – пониженным содержанием K, Rb, Sr, Zr, более высоким содержанием Ni и Co [300].

Возраст пород комплекса был определен А. А. Краснобаевым с коллегами [146] в пределах петротипического Рефтинского массива. Возраст амфиболового габбро 1-й фазы, определенный по 8 зернам циркона методом Кобера, составил 430 млн лет; время формирования тоналитов 2-й фазы по 5 зернам цирконов – 422 ± 19 млн лет.

Полученные датировки отвечают лландоверийскому ярусу раннего силура и лудловскому позднему силура.

Северорудничный комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый входит в состав Западно-Тагильской СФЗ, выделен и назван В. В. Шалагиновым [499] по железорудному месторождению II Северный рудник, связанному с гранитоидами комплекса. В петротипическом районе (лист Р-40-XXIV) в состав комплекса входят магматические образования трех фаз: габбро и габбродиориты (1-я фаза); диориты, кварцевые диориты, монцодиориты (2-я фаза); гранодиориты и граниты (3-я фаза). В исследуемом районе комплекс представлен диоритами и кварцевыми диоритами 2-й фазы ($\delta S_{1-2}S_2$), слагающими цепочку мелких массивов в юго-западной части площади, в экзоконтакте Ревдинского плутона [401]. Вмещающими породами являются образования шемурской свиты, мариинского комплекса и ультрабазиты. Контакты с ними интрузивные, иногда осложнены тектоническими нарушениями.

Диориты и кварцевые диориты характеризуются гипидиоморфнозернистыми структурами, состоят из плагиоклаза (альбит-олигоклаз до андезина), часто серицитизированого, и роговой обманки. Возраст принят в соответствии с Легендой Уральской серии [422].

В петротипическом районе с магматитами северорудничного комплекса связано титаномагнетитовое (Ахтыльские аномалии) и скарново-магнетитовое (Второе Северное месторождение) оруденение.

Позднесилурийские интрузии

Позднесилурийские интрузивные образования распространены в пределах Тагильской мегазоны, они формировались в обстановке развитой островной дуги.

Мысовской комплекс габбро-диорит-гранитовый назван по р. Мысовая, картируется в составе Восточно-Тагильской СФЗ [499] и состоит из трех фаз: третья фаза – граниты, гранодиориты; вторая фаза – диориты габбро-диориты, кварцевые диориты; первая фаза – габбро, габбродолериты, долериты. Вследствие незначительного размера тел, на геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 показаны только интрузии габброидов 1-й фазы (vS_2m_1).

Габбро – это зеленовато- и темно-серые полнокристаллические средне- и мелкозернистые породы. Сложены сосюритизированным плагиоклазом № 68–70 (50 %), обыкновенной роговой обманкой (30 %), моноклинным пироксеном (5 %). Акцессорные минералы – магнетит (5–15 %), апатит (1 %) и редкие зерна пирита. Микроструктура габбровая, пойкилоофитовая [35].

Габбро и аналогичные им по составу жильные породы имеют активные контакты с эффузивами раннего силура, прорывают серпентиниты серовского и плагиограниты левинского комплексов [35]. Возраст принят позднесилурийским, поскольку интрузии мысовского комплекса прорывают раннесилурийские плагиограниты, и в соответствии с Легендой Уральской серии [422].

Раннедевонские интрузии

Раннедевонские интрузивные образования фиксируют завершение формирования Тагильской позднеордовикско-раннедевонской палеоостроводужной системы и начало формирования новой, девонской палеоостровной дуги.

Барашинский комплекс монцогаббро-сиенитовый назван по горе Барашинская в окрестностях г. Невьянск на Среднем Урале [499], распространен в составе Восточно-Тагильской СФЗ. Комплекс представлен двумя фазами: вторая фаза – сиениты, монцодиориты ($\xi D_1 b_2$); первая фаза – монцогаббро, монцониты, эссекситы ($\mu v D_1 b_1$).

Барашинский комплекс слагает одноименный массив и небольшой шток сиенитов в 6 км к северу от него [360]. Интрузия имеет овальную форму и прослеживается с севера на юг на 7 км, при ширине в центральной части до 4 км. Мощность массива, по геофизическим данным, достигает 3 км. Восточный контакт массива интрузивный, имеет крутое восточное падение, осложнен тектоническими нарушениями, вмещающие породы красноуральской свиты ороговикованы, скарнированы; западный контакт тектонический. В магнитном поле массиву соответствует отрицательная аномалия, осложненная в северной части двумя локальными положительными аномалиями, отвечающими, по-видимому, нескрытым эрозией габброидам.

Восточная часть массива сложена монцодиоритами, кварцевыми монцонитами и сиенитами, образующими вторую фазу барашинского ком-

плекса и содержащими ксенолиты вмещающих пород, в том числе монцогаббро первой фазы. Наибольшим развитием пользуются монцодиориты и кварцевые монцониты. Это лейкократовые, мелко-, среднезернистые породы с вкрапленниками широкотаблитчатого плагиоклаза. Состав (%): почти нацело сосюритизированный плагиоклаз (андезин) до 60–80, роговая обманка актинолитового ряда с реликтами щелочной 5–7, ортоклаз (реже микроклин) 1–2 до 10–15 в интерсертициях или крупных пойкилобластиках размером до 1,5–2,0 см, кварц 2–3 до 10–15; аксессуары: сфен, лейкоксен. Структуры порфировидная, порфиробластовая, гипидиоморфнозернистая, структура основной массы гранобластовая. Плотность монцодиоритов 2,73–2,81 г/см³, магнитная восприимчивость $7,5–96,7 \times 10^{-3}$ ед. СИ.

Сиениты закартированы в юго-восточной части массива. Это лейкократовые среднезернистые породы с розоватым оттенком, порфировидной и гипидиоморфнозернистой структурами (за счет вкрапленников широкотаблитчатого калиевого полевого шпата и плагиоклаза до 40 %), состав (%): калиевый полевой шпат (микроклин и ортоклаз) 50–60, плагиоклаз (с реликтовой зональностью) 40–60, пироксен (авгит) 5–7.

Монцогаббро первой фазы – мезо- до меланократовых, средне- до крупнозернистых. Они состоят из роговой обманки с реликтами клинопироксена, идиоморфного сосюритизированного плагиоклаза, ксеноморфного ортоклаза, примеси сфена, апатита, сульфидов. По химическому составу породы барашинского комплекса соответствуют субщелочной калиево-натриевой серии. Время формирования барашинского комплекса принимается раннедевонским вследствие сходства составов монцогаббро и сиенитов с вулканитами туринской свиты позднего силура–раннего девона, по аналогии с кушвинским комплексом, выделенным на соседнем к западу листе и в соответствии с Легендой Уральской серии [422]. Барашинский и кушвинский монцогаббро-сиенитовые комплексы являются комагматами абсарокит-шошонитовой вулканической формации и завершают формационный ряд интрузивных образований Тагильской позднеордовикско-раннедевонской островодужной системы.

Таволжанские субвулканические образования откартированы в полях распространения таволжанской свиты раннего девона в составе Верхотурско-Исетской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны [360]. В их состав входят долериты, базальты (βD_1tv), а также риолиты, риодациты и дациты (λD_1tv). Долериты распространены незначительно, образуют дайки мощностью от 1 до 10 м, согласные с напластованием или рассланцеванием пород.

Андезиты и дациты приурочены к пачкам туфов андезидацитов и дацитов, образуют дайки и тела сложной формы мощностью от 1 до 100 м и более. Контакты согласные с напластованием и сланцеватостью вмещающих пород. В зонах контактов наблюдаются эруптивные брекчии с обломками вмещающих пород. Сложены тела редкопорфировыми, мелкопорфировыми до афировых разностями.

Риодациты порфировые (плагиоклазовые и кварц-плагиоклазовые) тяготеют к тектонически ослабленным зонам, с которыми связаны тела плагиогранитов новоалексеевского комплекса. Риодациты слагают меридионально вытянутые тела шириной 100–1000 м и длиной 500–8000 м.

В целом субвулканические разности петрографически аналогичны лавовым, отличаясь несколько более крупными порфировыми выделениями, количество которых в отдельных случаях достигает 60–80 %, хорошо раскристаллизованной основной массой и повышенным содержанием магнетита. В зонах динамометаморфизма проявлен метасоматоз с развитием кварц-серицитовых, кварц-серицит-хлоритовых сланцев с примесью альбита и железистого карбоната, часто сопровождаются сульфидной вкрапленностью (пирит, иногда халькопирит, сфалерит).

Возраст таволжанских субвулканических образований принимается раннедевонским, поскольку комагматичные им вулканы таволжанской свиты имеют раннедевонский возраст. Субвулканы принадлежат к базальт-риолитовой формации, фиксирующей раннюю стадию формирования девонской островной дуги.

Новоалексеевский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый выделен по пос. Новая Алексеевка на Среднем Урале [401] и широко распространен в составе Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны. В состав комплекса входят три фазы: третья фаза – плагиограниты ($\text{р}\gamma\text{D}_1\text{nv}_3$); вторая фаза – диориты ($\delta\text{D}_1\text{nv}_2$); первая фаза – габбро (vD_1nv_1), габбродиориты ($\text{v}\delta$). Преобладают породы первой и третьей фаз при резко подчиненной роли диоритов второй фазы. Еще одной особенностью комплекса является преимущественное развитие плагиогранитов заключительной фазы на западе, в пределах линейного Новоалексеевского массива, а габброидов первой фазы и редких пироксенитов, наоборот, на востоке Верхотурско-Исетской зоны. В последнем случае габброиды слагают цепочку массивов неправильной или удлинненно-овальной формы (Широкореченский, Шувакишский, Балтымский и другие массивы). Диориты и плагиограниты в них играют резко подчиненную роль. В западном поясе собственные тела габбро достаточно редки (Решетнинский, Листвяный и др.) и значительно уступают по размерам габбровым массивам восточного (балтымского) пояса. Наиболее крупным массивом, в пределах которого и был выделен одноименный комплекс, является Новоалексеевский.

Новоалексеевский массив (№ 9 на Тектонической схеме) – линейно вытянутое в меридиональном направлении (6×48 км), дугообразное в плане тело сложной внутренней структуры. На западе массив в основном контактирует по системе разрывных нарушений с породами дегтярской свиты предположительно среднедевонского возраста, а на востоке – с более молодыми гранитоидами Верхисетского плутона, и лишь на небольшом отрезке – с вулканистами кунгуровской свиты. Вмещающие породы в зоне контакта превращены в эпидозиты, сильно трещиноваты. Внутри кунгуровской свиты также картируются многочисленные тела и дайки плагиогранитов и плагиогранит-порфиров, протяженность их до 2,5 км, ширина до 250 м [383].

Породы первой фазы образуют чаще всего небольшие тела среди плагиогранитов. Это – габбро, габбродиориты, в различной степени измененные (плагиогранитизированные). Состав пород (%): плагиоклаз – 30–70, роговая обманка – 15–50, иногда пироксен и кварц – 0–10. Акцессорные минералы – сфен, лейкоксен, апатит. Преобладают в массиве породы 3-й

фазы, среди которых выделяются две группы гранитоидов. Одна из них — типично интрузивные плагиограниты эвтектоидного состава и структуры. Достаточно широко распространены структурно- и конституционно-такситовые породы второй группы, крайне невыдержанные по составу — от реликтовых метагабброидов и метабазитов до плагиогранитов с постепенными взаимопереходами одних в другие вследствие контактово-реакционных и метасоматических процессов. Состав и структурно-текстурные особенности этих пород не свойственны типичным интрузивным образованиям, зато в них отчетливо запечатлены все признаки замещения (магматического — путем ассимиляции и гибридизма, но особенно ярко — метасоматического) более основного субстрата [401], что свидетельствует о широком проявлении при формировании пород заключительной фазы новоалексеевского комплекса, наряду с кристаллизацией ортомагматических плагиогранитов, процессов поздне- и постмагматического замещения (плагиогранитизации) пород кровли и ксенолитов габброидов первой фазы.

Среди плагиогранитов 3-й фазы преобладают амфиболовые разновидности, в восточной части Новоалексеевского массива встречаются биотит-роговообманковые плагиограниты, а в северной — плагиогранит-порфиры. В западном эндоконтакте массива в зоне шириной 100–800 м породы милонитизированы. Среди плагиогранитов часты многочисленные ксенолиты и останцы габброидов 1-й фазы и вмещающих пород, иногда скарнированных. Плагиограниты роговообманковые и биотит-роговообманковые — светлые, зеленовато-белые породы, массивные, порфировидные, часто разгнейсованные. Структура гипидиоморфнозернистая, призматическизернистая, трахитоидная, гранитовая, гранофировая, бластомилонитовая. Количественно-минеральный состав наиболее распространенных плагиогранитов (%) следующий: плагиоклаз (альбит-олигоклаз) — 69, кварц — 27, биотит — 2, роговая обманка — 1–5. Плагиоклаз образует призматические, удлинённо-призматические кристаллы, представлен альбит-олигоклазом. Роговая обманка полностью замещена агрегатом хлорита, реже эпидота, актинолита, редко биотита; акцессорные — магнетит, апатит, сфен. В порфировидных выделениях (5–7 мм) — голубоватый кварц, реже плагиоклаз. В физических полях Новоалексеевский массив выделяется нечетко. Восточная его часть характеризуется повышенным гравитационным полем, в том числе и в местах распространения плагиогранитов, а западная, преимущественно плагиогранитная, находится в пределах минимума силы тяжести. Магнитное поле над массивом спокойное, лишь иногда наблюдаются локальные аномалии амплитудой 100–500 нТл, местами соответствующие мелким телам габбро.

Массивы восточного (балтымского) пояса сложены главным образом пироксеновыми и амфиболовыми габбро; встречаются также небольшие тела пироксенитов. Интрузии залегают преимущественно среди вулканогенных пород нижнекунгурковской подсистемы, комаматами которых они являются. В гравитационном поле габброидные массивы выделяются совместно с вмещающими породами положительными аномалиями в 10–15 мГал. Преобладающие в составе данных массивов габбро представляют собой преимущественно среднезернистые массивные породы. Некоторые разновидности имеют такситовый облик. Основные минералы — плагио-

клиз и клинопироксен — встречаются в реликтах, но обычно замещены соответственно цоизитом-эпидотом и уралитовой роговой обманкой. Вторичные и акцессорные минералы — хлорит, актинолит, альбит, апатит, сфен, лейкоксен, рутил, магнетит, карбонат.

Породы новоалексеевского комплекса претерпели дислокационный метаморфизм в шовных зонах, что выразилось в милонитизации, развитии хлорита и серицита. Широко проявлен также зеленокаменный метаморфизм, проявленный в развитии хлорита по темноцветным минералам и альбит-соссюритового агрегата по плагиоклазу, с сохранением теневых магматических структур и текстур. В пределах метаморфических блоков породы новоалексеевского комплекса претерпели амфиболит-гранулитовый метаморфизм и превращены в ортогнейсы [450].

Особенностью химического состава плагиогранитов являются повышенные содержания K_2O (до 1–1,5 %), отношение $Na_2O : K_2O = 2–3$. Содержания Rb (5–17 г/т) и Sr (180–280 г/т) в гранитоидах комплекса типичны для дифференциатов базальтоидных магм. Химические составы пород типичны для известково-щелочных андезитовидных серий. Для них характерны вариации составов в диапазоне 53–68 % SiO_2 , высокая глиноземистость (до 21,5 %), нормальная щелочность при значительном преобладании натрия (Na/K обычно больше 2), низкие содержания сидерофильных элементов, Y и Zr. На дискриминационных диаграммах точки составов плагиогранитов новоалексеевского комплекса попадают в поля островных дуг и активных континентальных окраин. Данные Sm-Nd изотопного анализа ($\epsilon_{Nd}(T)$ для возраста 380 млн лет равно +5,1) указывают на образование расплавов из деплетированного мафического субстрата без участия древнего корового вещества [450]. Геохимические (в том числе изотопные) данные указывают, что выплавление гранитоидов происходило в мафической коре островодужного типа. Модельный (максимально возможный) возраст субстрата в области очага плавления (возраст деплетирования мантии и образования коры островодужного типа), по данным Ю. Л. Ронкина, составляет 572 млн лет [450].

Сходство по составу новоалексеевских габбро и базальтов кунгурковской свиты позволяет рассматривать те и другие в составе единой раннедевонской вулкано-интрузивной ассоциации [360]. Повсеместно интрузии новоалексеевского комплекса пространственно и структурно связаны с полями развития вулканогенных пород кунгурковской и дегтярской свит. Плагиограниты и габбро интрузируют породы фаунистически охарактеризованной кунгурковской свиты нижнего девона. Возраст пород новоалексеевского комплекса, определенный методом Кобера в 5 зернах циркона из разгнейсованного гранодиорита, составляет 393 ± 5 млн лет [450].

С интрузивными образованиями новоалексеевского комплекса связано оруденение скарново-магнетитовой формации (Сиверское месторождение), золото-сульфидно-кварцевой формации (Крылатовско-Чесноковское месторождение).

Ранне-среднедевонские интрузии

Ауэрбаховский комплекс габбро-диорит-гранитовый выделен в пределах одноименного массива в окрестностях г. Краснотурьинск (Средний Урал) [35]. Комплекс слагает ряд интрузивных массивов в составе Восточно-Тагильской СФЗ и представлен тремя фазами: третья фаза — граниты, гранодиориты ($\gamma D_{1-2}a_3$); вторая фаза — диориты, кварцевые диориты (δD_1a_2); первая фаза — габбро, габбродиориты (νD_1a_1). Наиболее полно ауэрбаховский комплекс представлен в составе одноименного массива.

Ауэрбаховский массив (№ 1 на Тектонической схеме) имеет площадь около 40 км² и форму, близкую к изометричной, сложен биотит-роговообманково-пироксеновыми габбро, биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Граниты редки и образуют отдельно небольшое тело в южной части Ауэрбаховского массива. Габброиды преобладают в его краевых частях, гранодиориты — в центре. Контакты массива активные, отчетливо интрузивные с многочисленными апофизами. По форме это типичный шток. Над массивом отмечается локальный минимум силы тяжести, магнитное поле — пестрое, в целом массиве выделяется положительной аномалией (до +3000 ед. СИ).

Ауэрбаховский габбро-диорит-гранитовый комплекс обладает отчетливой дискретностью. В нем геологически и по химическому составу выделяются следующие группы пород: кварцсодержащие габбро и диориты ($SiO_2 = 50-55\%$), кварцевые диориты и гранодиориты ($SiO_2 = 58-63\%$), граниты ($SiO_2 > 73\%$) [300]. Кварцсодержащие габбро и диориты — наиболее ранние породы серии, обособляемые в первую фазу. Среди них выделяются среднезернистые и порфиоровидные мелкозернистые разности, близкие друг другу по химическому составу. Среднезернистые габбро состоят из клинопироксена, гиперстена, малоглиноземистой роговой обманки с железистостью $f = 0,45$, биотита, зонального плагиоклаза An_{75-60} с небольшой, но постоянной примесью ортоклаза, кварца и магнетита. Структура пород офитовая. Мелкозернистые порфиоровидные разности близки по минеральному составу к среднезернистым, но значительно реже содержат биотит. Наибольшим распространением в массиве пользуются кварцевые диориты и гранодиориты. Это среднезернистые породы гипидиоморфно-зернистой структуры, состоящие из зонального идиоморфного плагиоклаза An_{60-20} (в среднем An_{50-45}), малоглиноземистой роговой обманки с железистостью 0,48–0,49, биотита, ксеноморфного ортоклаза и кварца, иногда — клино- и ортопироксена. Акцессорные — магнетит, апатит, сфен. Породы обычно очень однородны и устойчивы по составу и содержат лишь редкие автолиты, отличающиеся большей меланократовостью и мелкозернистостью от вмещающих разностей. В краевых частях массива породы приобретают порфиоровидную структуру с микропегматитовой основной массой. Минеральный и химический состав пород при этом не меняется. Все рассмотренные породы — габброиды и кварцевые диориты — имеют общие особенности вещественного состава, свойственные сериям с известково-щелочным трендом дифференциации: сравнительно низкое содержание TiO_2 , иттрия, циркония, низкое Ni/Co отношение, довольно высокое содержание K_2O , рубидия, стронция [300]. Для всех пород характерен па-

рагенезис биотита с роговой обманкой, к которому в более основных разностях присоединяются клино- и ортопироксен, все они содержат кварц и ортоклаз. Роговая обманка содержит мало глинозема и имеет сравнительно высокую железистость, которая слабо, но возрастает с увеличением кремнекислотности пород.

Граниты ауэрбаховской серии несколько оторваны от диоритов и геологически, и по вещественному составу, образуют небольшое тело в южной части массива, располагающееся на контакте диоритов со слоистыми туфопесчаниками, превращенными в роговообманково-плагиоклазовые роговики. Они прорывают кварцевые диориты и имеют интрузивный контакт с роговиками. В эндоконтактной зоне шириной около 25 см хорошо выражена зона закалки, в которой граниты превращаются в гранофиры. Граниты состоят из идиоморфных зерен плагиоклаза An_{25-20} , сцементированных микропегматитовым срастанием щелочного полевого шпата и кварца. Фемические силикаты – биотит. В массиве широко распространены дайки, которые образуют две группы. Одну из них составляют жильные аналоги пород габбро-гранитоидной серии, вторую – послегранитные дайки, образующиеся в антидромной последовательности: гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, лампрофиры. Эта вторая группа даек отчетливо пострудная по отношению к магнетитовым и медным рудам.

Комплекс комагматичен вулканитам базальтового и андезитового составов прагиен-нижнеэйфельского возраста, среди которых залегают массивы. В обломочных породах верхнего эйфеля встречены обломки кварцевых диоритов ауэрбаховской серии [300]. А. А. Краснобаевым с соавторами [148] было проведено изотопно-геохронологическое исследование пород ауэрбаховского комплекса в пределах петротипического Ауэрбаховского массива. Были выделены и проанализированы U-Pb методом на установке SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ цирконы из кварцевых диоритов второй фазы; получена изохронная датировка 404 ± 4 млн лет. Из гранодиоритов третьей фазы также были выделены цирконы, по которым получена U-Pb изохронная датировка 393 ± 3 млн лет. По валовым составам диоритов и гранитов (три пробы) получено Rb-Sr изохронное определение $404,5 \pm 9,1$ млн лет, $СКВО = 0,2$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70425 \pm 0,00021$.

Полученные числа соответствуют эмсскому и эйфельскому ярусам раннего и среднего девона. В процессе проведения работ по составлению комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа О-41 на окраине пос. Рудничный нами был отобран образец № 187 амфиболовых диоритов второй фазы ауэрбаховского комплекса Ауэрбаховского массива. Ю. Л. Ронкиным (ИГиГ УрО РАН) по пяти фракциям (плагиоклаз, биотит, амфибол, магнетит и вал), отобранным из данного образца, Sm-Nd методом получена изохрона 411 ± 25 млн лет, $СКВО = 0,36$ (рис. 10). Полученный возраст отвечает пражскому ярусу раннего девона.

Таким образом, полученные А. А. Краснобаевым и нами тремя методами (Sm-Nd, Rb-Sr и U-Pb) цифры абсолютного возраста пород ауэрбаховского комплекса соответствуют раннему и среднему девону; следовательно, возраст ауэрбаховского комплекса можно считать ранне-среднедевонским. С породами ауэрбаховского комплекса связаны скарные месторождения железа и меди [181, 183] – Турьинские рудники, Песчанская группа месторождений, а также Воронцовское золоторудное месторождение.

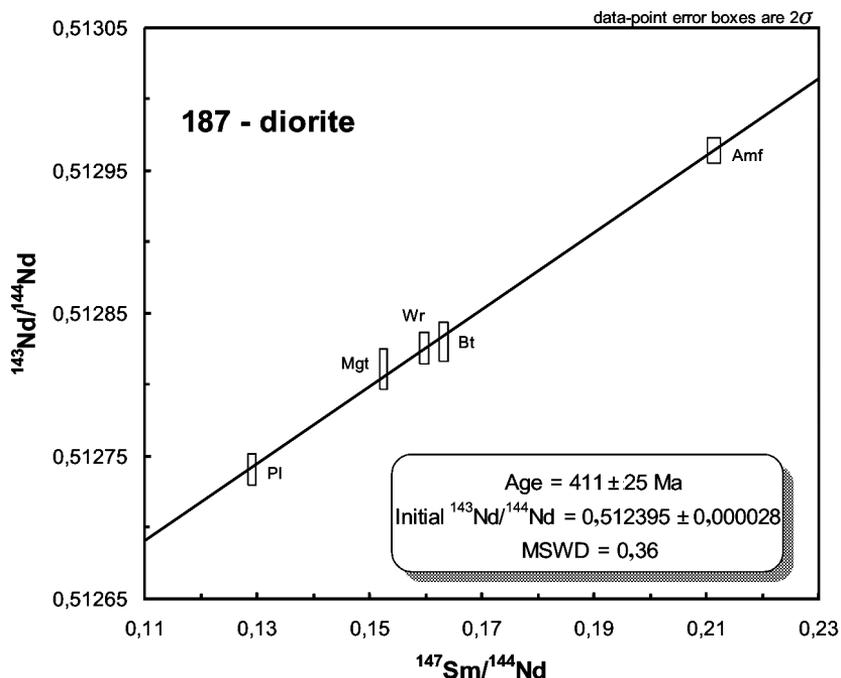


Рис. 10. Sm-Nd изохрона по минеральным фракциям из амфиболового диорита ауэрбаховского комплекса.

Среднедевонские интрузии

Среднедевонские интрузивные образования распространены в пределах Восточно-Уральской мегазоны и являются комагматами базальт-риолитовых островодужных вулканических серий.

Дегтярские субвулканические образования ($\lambda D_2 dg$) представлены штоками, дайками риолитов и риодацитов, распространенными в полях развития дегтярской свиты среднего девона (Верхотурско-Новооренбургская СФЗ Восточно-Уральской мегазоны). Как правило, центральные части тел представлены полнокристаллическими разностями, которые в эндоконтактных зонах сменяются афанитовыми риолитами и риодацитами. По своему облику и петрохимическим свойствам субвулканисты дегтярского комплекса сходны с плагиогранитами новоалексеевского комплекса [360]. Не исключено, что оба комплекса входят в единую вулканоплутоническую ассоциацию. Геохимические особенности дегтярских субвулканических образований полностью аналогичны таковым для вулканистов дегтярской свиты. Предполагается их среднедевонский возраст в соответствии с Легендой Уральской серии [422].

Лесозаводский комплекс диоритовый ($\delta D_2 l$) назван по пос. Лесозавод в Асбестовском районе Свердловской области, распространен в составе Сосьвинско-Коневской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны. Комплекс представлен диоритами, габбродиоритами,

кварцевыми диоритами, слагающими Лесозаводский массив и несколько более мелких интрузивных тел в Сусанской зоне смятия, ограничивающей с востока Мурзинско-Адуйский метаморфический блок. Лесозаводский массив имеет неправильную удлиненную форму, площадь его составляет 25 км². По гравиметровым данным [445], массив представляет собой пластовую интрузию с вертикальными размерами 1–2 км. Западный контакт массива имеет восточное, восточный – крутое западное падение [469]. Большая часть (75 %) сложена габбро и габбродиоритами, присутствуют также адамеллиты, граниты и граносиениты [48]. На контакте габбро и гранитов отмечаются эруптивные брекчии. Диориты и габбродиориты, слагающие большую часть массива, представляют собой породу зеленовато-серого цвета, мелко-среднезернистой структуры, массивной текстуры, обычно состоящую из плагиоклаза и роговой обманки. Плагиоклаз (андезин № 35–40) слабо пелитизирован и серицитизирован, составляет до 50–75 %. Содержание роговой обманки 25–40 %, кварца – до 2–3 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом и ильменитом. Гранодиориты, граниты и граносиениты образуют маломощные (0,5–2 м) тела, приуроченные к контактам слюдитов, диоритов и амфиболитов или секут последние [469]. В состав гранитоидов входят (%): плагиоклаз (60–75), кварц (10–20), биотит (15–25), иногда – калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы – апатит, сфен, иногда гранат (в измененных породах) и турмалин.

В зоне Сусанского разлома породы лесозаводского комплекса часто милонитизированы, рассланцованы, в них развивается метаморфическая полосчатость, биотитизация и амфиболизация. Среднедевонский возраст лесозаводского комплекса принят условно, в соответствии с Легендой Среднеуральской серии [499].

Алтынайский комплекс диорит-плагиогранитовый гипабиссальный выделен в районе пос. Алтынай на Среднем Урале [499], распространен в составе Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Комплекс представлен двумя фазами: вторая фаза – плагиограниты (pyD_2al_2); первая фаза – габбродиориты ($v\delta D_2al_1$), диориты, тоналиты (δD_2al_1), слагает ряд массивов (Алтынайский, Хомутинский, Артемовский и др.) и большое количество небольших штоков и даек, залегающих среди ранне- и среднедевонских вулканогенно-осадочных толщ.

Алтынайский массив (№ 13 на Тектонической схеме) располагается среди вулканитов рудянской толщи среднего девона, имеет размеры 15 × 5 км, с севера и юга ограничен разломами, западный и восточный контакты интрузивные [48] (восточный частично нарушен по разлому).

По геологическим и геофизическим данным, контакты падают от массива, вертикальная мощность интрузии не менее 4 км [444]. Преобладающая часть массива сложена породами второй фазы (граниты, адамеллиты, гранодиориты). Габбродиориты и кварцевые диориты первой фазы образуют тела площадью от 1 до 12 км², выклинивающиеся на глубине 3 км. В экзоконтактовых зонах вмещающие вулканиты ороговикованы на уровне роговообманково-роговиковой фации. Ширина ореола ороговикованных пород – 200–400 м. Диориты – лейко- и меланократовые мелко-среднезернистые, состоят (%) из зонального плагиоклаза (андезин) – 20–75, ро-

говой обманки — 20–75, отмечаются магнетит (до 5), апатит, сфен, пирит. Структура гипидиоморфнозернистая. В кварцевых диоритах количество кварца достигает 10–15 %, в габбро присутствует клинопироксен (авгит) до 5 %, кварц до 5–6 % (кварцевые габбро), плагиоклаз представлен лабрадором. Структура габбровая [407]. Жильные кварцевые диориты по составу, структурам практически не отличаются от материнских пород.

Гранодиориты и граниты второй фазы — серые, желтовато- и розовато-серые массивные среднезернистые породы, состоящие из кварца, зонального плагиоклаза (№ 35–5), микроклин-пертита, роговой обманки (только в гранодиоритах) и биотита. Акцессорные минералы: магнетит, ильменит, пирит, апатит, циркон, гранат, монацит. Микроструктура гипидиоморфнозернистая [406].

Интрузивные образования алтынайского комплекса находятся в тесной пространственной связи с вулканитами среднего девона, сходны с ними по петрохимическому составу и образуют единую вулканоплутоническую ассоциацию; в связи с чем принимается их среднедевонский возраст. Металлогеническая специализация комплекса определяется наличием пунктов минерализации и рудопроявлений меднопорфирового (с молибденом) типа, связанных с Алтынайским, Исаковским, Гостьковским, Восточно-Артемовским массивами [48, 397; 407]. Известны также медно- и железоскарновые и золоторудные рудопроявления [417].

Средне-позднедевонские интрузии

Петрокаменский комплекс габбро-диорит-гранитовый был выделен в районе пос. Петрокаменский [360] и распространен в составе Верхотурско-Исетской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны. Структурно он приурочен к Петрокаменской синформе, выполненной девонскими вулканогенными толщами и расположенной между Верхотурско-Салдинским метаморфическим блоком и Верх-Исетским батолитом (лист О-41-ХІХ), интрузии петрокаменского комплекса распространяются также севернее этой структуры, в пределах Салдинско-Верхотурского блока. В состав комплекса включены три фазы: третья фаза — граниты, гранодиориты (γD_3pk_3); вторая фаза — диориты ($\delta D_{2-3}pk_2$); первая фаза — габбро (vD_2pk_1), пироксениты (vpk_1). Наиболее крупный массив, сложенный интрузивными образованиями данного комплекса, — Петрокаменский.

Петрокаменский массив (№ 6 на Тектонической схеме) вытянут в субмеридиональном направлении на 26 км при ширине 4–9 км. Вертикальная мощность гранитоидов 1600 м в центральной части, к северу уменьшается до 400–600 м [428], в южной части 800–1000 м [352]. Контакты массива, по расчетным данным [428], в северной части падают на восток, в южной — круто на запад. Магнитное поле над массивом сравнительно спокойное, интенсивностью от –400 до –200 нТл, осложненное небольшими положительными аномалиями 200–700 нТл. В сложении северной части массива принимают участие амфибол-соссюритовые и амфибол-цоизитовые габбро (с реликтами габброноритов) первой фазы, распространяющиеся на

глубину не менее 300 м и характеризующиеся неоднородным магнитным полем интенсивностью 100–1500 нТл [428], и гибридные диориты, кварцевые диориты и кварцевые монцодиориты второй фазы, обрамляющие с запада, востока и юга тело габброидов. Диориты характеризуются невыдержанной мощностью, наличием различной размерности ксенолитов габброидов и роговиков. К югу от широты с. Петрокаменское основной объем массива представлен гранитами третьей фазы.

Пироксениты – темно-зеленые и черные, средне-крупнозернистые, массивные породы. Структура панидиоморфнозернистая. Состав (%): моноклинный пироксен (авгит) 80–90, оливин 5–15, редко гиперстен, плагиоклаз 0–5. Аксессуары: магнетит, апатит. Вторичные изменения – серпентинизация оливина и амфиболизация пироксена. Средняя плотность 3,13 г/см³, магнитная восприимчивость 240×10^{-3} ед. СИ. Слагают небольшие тела вне Петрокаменского массива.

Габбронориты – средне- и мелкозернистые, массивные и полосчатые, зеленовато-серые и темно-серые породы. Структура офитовая, субофитовая, иногда пойкилитовая, обусловленная включениями оливина и плагиоклаза в пироксене. Состав (%): плагиоклаз (лабрадор-битовнит № 58–60) 40–60, моноклинный пироксен (авгит) 30–35, ромбический пироксен (гиперстен) 7–10, оливин (хризолит) 0–20. Аксессуары: магнетит, апатит, редко циркон, ильменит. Вторичные изменения – слабая соссюритизация и цоизитизация плагиоклазов, амфиболизация пироксенов и частичная серпентинизация и актинолитизация оливина. Средняя плотность 3,07 г/см³, магнитная восприимчивость 420×10^{-3} ед. СИ.

Габбро амфиболовые и пироксен-амфиболовые – зеленовато-серые, от мелко- до крупнозернистых, нередко порфиробластовые (порфиробласты амфибола до 8–15 мм). Породы массивные и полосчатые, иногда гнейсовидные. Состав (%): моноклинный пироксен (в виде реликтов) и уралитовая роговая обманка 60–65, плагиоклаз, нацело замещенный соссюритом, эпидотом и цоизитом 35–40, очень редко оливин, замещенный серпентинитом. Отмечаются магнетит, апатит, сфен, циркон, пирит, биотит, хлорит. Плотность варьирует от 2,94 до 3,23 г/см³, магнитная восприимчивость от 3 до 1164×10^{-3} ед. СИ.

Диориты, монцодиориты – гибридные, серые и зеленовато-серые, пятнисто-такситовые и полосчато-такситовые породы. Состав (%): плагиоклаз 40–70, роговая обманка 25–40, калиевый полевой шпат 0–20, кварц 0–5, биотит 0,5–1. Аксессуары: апатит, сфен. Рудные: магнетит, титаномагнетит. Вторичные: серицит, хлорит, соссюрит, стильпномелан, пелит. Структуры гипидиоморфнозернистая, призматическизернистая, пойкилитовая, монцонитовая. Средняя плотность 2,93 г/см³. Магнитная восприимчивость зависит от степени контаминации и ассимиляции. Отмечаются немагнитные разности и породы с магнитной восприимчивостью $8,8 \times 10^{-3}$ ед. СИ.

Кварцевые диориты, кварцевые монцодиориты связаны непрерывными переходами. Состав (%): плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 25–36) 30–60, роговая обманка 15–45, кварц 5–15, ортоклаз, микроклин 0–25, биотит 0–5. Аксессуары: апатит, сфен, циркон; рудные – магнетит. Вторичные: хлорит, серицит, эпидот, пелит, редко цоизит. Средняя плотность 2,87 г/см³. Выделяются две группы пород со средней магнитной восприимчивостью $0,62 \times 10^{-3}$ и $7,66 \times 10^{-3}$ ед. СИ [428].

Граниты, гранодиориты — лейкократовые и мезократовые, среднезернистые и порфиroidные массивные породы. Состав (%): кварц 20–35, олигоклаз 40–60, калиевый полевой шпат 10–20, роговая обманка 2–20, биотит 5–15. Аксессуары: апатит, сфен, рутил, циркон; рудные — магнетит, пирит. Вторичные: хлорит, серицит, соссюрит, эпидот, альбит, пелит. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда микропегматитовая. Средняя плотность 2,6–2,67 г/см³, магнитная восприимчивость 0–4,77 × 10⁻³ ед. СИ.

Дайки, связанные с интрузиями петрокаменского комплекса, представлены гранит-порфирами и мелкозернистыми аплитами. Слагают крутопадающие (углы 65–80°) тела мощностью от нескольких сантиметров до 5–7 м. Породы массивные, светло-серые и желтовато-серые; редко встречаются гранит-порфиры с тонкозернистой основной массой темно-серого, почти черного цвета, на фоне которой четко выделяются белые кристаллы полевых шпатов и прозрачного кварца. Породы характеризуются фельзитовой, сферолитовой, аплитовой, аллотриаморфнозернистой, микрографической структурами. Порфиroidные выделения (до 2–3 мм) представлены кварцем, олигоклазом (№ 15–25), редко калиевым полевым шпатом, хлоритизированными роговой обманкой и биотитом.

Породы петрокаменского комплекса характеризуются высокими содержаниями щелочей. Суммарная щелочность постепенно возрастает от 0,4–3 % в габброидах первой фазы до 7–8,6 % в гранитоидах третьей фазы, содержание окиси калия в этом направлении растет от 0,09 до 3,3–4,4 %. По содержанию щелочей и их соотношению магматиты относятся к известково-щелочной серии повышенной щелочности. Содержания стронция в габброидах 199–439 г/т, в гранитоидах 202–296 г/т, рубидия, соответственно, 0–34 г/т и 23–84 г/т [250]. Характерной особенностью всех пород является преобладание меди над цинком. По сравнению с мировыми кларками гранитоиды имеют более высокие содержания никеля, кобальта, ванадия, хрома, скандия, меди, цинка и пониженные циркония, бериллия, бария, стронция [360].

Для диоритоидов и гранитоидов характерно обилие ксенолитов контактово-измененных вмещающих пород, что свидетельствует об их слабом эрозионном срезе. Количество ксенолитов в гранитах и гранодиоритах (наиболее эродированных частей массивов) составляют 2–5 %, в диоритах, монцодиоритах и кварцевых диоритах 10–30 до 40 %, вплоть до образований типа эруптивных брекчий. Ксенолиты представлены роговиками, диоритизированными роговиками и порфиroidбластовыми габброидными породами по вулканитам. Размер ксенолитов от долей мм до 0,5–1,0 м и даже нескольких сот метров. Форма их округлая, неправильная и угловатая, ограничения резкие и расплывчатые. Вмещающие массивы породы ороговикованы, иногда скарнированы. Со скарнами связаны многочисленные проявления магнетитовых руд с сульфидами.

Ореолы роговиков, развитые в экзоконтактах интрузий, обычно не превышают ширины 0,5–0,8 км. Наибольшая мощность зоны роговиков (до 2,0–2,5 км) наблюдается в северном окончании Петрокаменского массива, где увеличение ее связано, вероятно, как с более пологим погружением контакта, так и с более интенсивным расланцеванием вмещающих вулканитов нижнебашкарской подсвиты, облегчившим переработку исходных

пород. Переходы от роговиков через ороговикованные породы до зеленокаменноизмененных вулканитов постепенные. Выделяются роговиковики: амфибол-плагиоклазовые, плагиоклаз-амфиболовые и более высокотемпературные — пироксенсодержащие. Последние приурочены в основном к экзоконтактам габбровых тел. Контактново-метасоматические образования, генетически связанные с внедрением гранитоидных интрузий, представлены скарнами и пойкилобластовыми амфиболовыми роговиками.

Скарны приурочены к экзоконтактам гранитоидов с вмещающими породами. Исходным материалом для их образования послужили базальты, туфы базальтов и, возможно, известняки. Скарны желтовато-, зеленовато- и темно-коричневой окраски, мелко- до крупнокристаллического строения. Структура гранобластовая и гетерогранобластовая, текстура массивная. Сложены гранатом (андрадит), эпидотом, иногда пироксеном диопсид-авгитового ряда. Изредка встречается гиперстен. Магнетит в виде амбообразных выделений заполняет промежутки между другими минералами. В рудных скарнах содержание его достигает 50 % и более. Пойкилобластовые роговики приурочены к внутренним и краевым частям интрузий гранитоидов, где они слагают ксенолиты. Представляют собой массивные пятнистые породы, с отчетливой порфиробластовой структурой, обусловленной развитием кристаллов роговой обманки размером до 1,5–2,0 см. В виде пойкилобластовых включений роговая обманка содержит пироксен и плагиоклаз. Иногда порфиробласты сложены кварцем и микроклином с неправильными ограничениями и пойкилобластовыми включениями пироксена и плагиоклаза. Основная масса гранобластовой и гипидиобластовой структуры. Сложена она пироксеном, плагиоклазом, амфиболом, иногда кварцем и калишпатом.

С габброидами первой фазы комплекса генетически связаны проявления железа малотитанистой титаномагнетитовой формации, с гранитоидами третьей фазы — проявления железа скарновой формации, меди гидротермально-кварцевого типа, золота золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формаций и вольфрама кварц-шеелитовой формации [360].

Интрузивные породы петрокаменского комплекса располагаются главным образом в центральной части крупной Башкарской вулcano-плутонической постройки и комагматичны вмещающим их вулканитам башкарской свиты [250, 352]. Это позволяет объединить интрузивные и вулканогенные образования в единую вулcano-плутоническую ассоциацию, связанную общностью магматического очага, и считать интрузивные породы по возрасту близкими к вулканическому, т. е. средне-позднедевонскими. Определения абсолютного возраста гранитов калий-аргоновым методом дают числа 366–373 млн лет, что не противоречит возрасту, принятому в Легенде Уральской серии [43, 428, 422].

Позднедевонские интрузии

Позднедевонские интрузивные образования распространены в Тагильской и Восточно-Уральской мегазонах. Они формировались на заключи-

тельной стадии эволюции островной дуги (франский век) и в обстановке активной континентальной окраины (фаменский век).

Ивдельский комплекс габбро-долеритовый ($v\beta D_3i$) выделен в районе г. Ивдель, севернее территории листа О-41 [499] и распространен в составе Восточно-Тагильской СФЗ. На исследуемой территории комплекс включает габбродолериты и долериты, слагающие дайки и силлы в девонских отложениях Актай-Талицкой депрессии (лист О-41-VII). Они прослеживаются в виде серии сближенных даек меридионального простирания с вертикальным или крутым восточным падением. Зона распространения таких тел на водоразделе рек Полуденный Актай и Тура имеет протяженность 20 км при ширине около 2 км. Мощность тел 75–400 м. Севернее, в береговых склонах р. Ляля имеются единичные дайки кварцевых долеритов [377]. Структура пород диабазовая с переходами в габбро-диабазовую, иногда с элементами пойкилитовой. Минеральный состав (%): сосюритизированный плагиоклаз (35–50), клинопироксен (30–38), биотит и гидробиотит (1,5), хлорит и гидрохлорит (20–22), кварц (0–5), а также актинолит, карбонат, апатит, лейкоксен, рудные минералы. Пироксен близок к авгиту, замещается хлоритом и биотитом; плагиоклаз (лабрадор № 58–59 и андезин № 41–42) обычно сильно разложен, иногда альбитизирован. Кварц выполняет промежутки между индивидами плагиоклаза, корродируя последние.

Магматиты ивдельского комплекса относятся к субщелочному ряду, реже нормальной щелочности, к натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 2-6$). Породы умеренноглиноземистые, умереннокалиевые, низко-умеренномагнезиальные, умеренно-высокотитанистые. Их составы сходны с породами континентальных толеитовых серий.

Магнитная восприимчивость пород высокая – в среднем $22,0 \times 10^{-3}$ ед. СИ, в магнитном поле они выделяются локальными линейными аномалиями интенсивностью до +100–200 нТл. Нижний возрастной предел интрузий ивдельского комплекса определяется на исследуемой территории секущим положением их относительно отложений высотинского горизонта живецкого яруса среднего девона. Верхний возрастной предел комплекса на изученной площади не установлен, в Ивдельском районе он надежно датирован как дораннекаменноугольный. Долериты ивдельского комплекса сходны по составам с базальтами фаменской лозьвинской свиты [56], следовательно, их возраст также, вероятно, фаменский.

С интрузиями ивдельского комплекса севернее территории листа О-41 ассоциируют месторождения скарново-магнетитовых руд и проявления золото-кварцевой рудной формации.

Надыровомостовский комплекс монцодиорит-граносиенитовый выделен южнее изучаемой территории в составе двух фаз: вторая фаза – сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты; первая фаза – монцонииты, монцодиориты, кварцевые монцонииты, габбродиориты [422]. На листе О-41 интрузивные образования второй фазы распространены незначительно, слагаемые ими тела не выражаются в масштабе карты; первая фаза представлена габбро и монцогаббро (vD_3nm_1), входящими в состав небольших штоков, картируемых в южной части площади в пределах Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны.

Магматиты первой фазы — это такситовые породы от мезократовых до меланократовых и от средне- до гигантозернистых [406]. Микроструктура габбровая, иногда переходная к габбро-офитовой. Главные породообразующие минералы — плагиоклаз и роговая обманка, в небольшом количестве (первые проценты) присутствуют калиево-натровый полевой шпат и кварц. Роговая обманка содержит реликты зерен клинопироксена и многочисленные пойкилитовые вроски апатита. Все породы первой фазы ферромагнитны ($\chi_{\text{ср}} = 44,7 \times 10^{-3}$ ед. СИ) и имеют плотность $2,86 \text{ г/см}^3$. Жильная фация комплекса не выражается в масштабе карты и представлена долеритами, лампрофирами и эссекситами. По химизму породы комплекса принадлежат к калиево-натриевому ряду умереннощелочной серии. Лампрофиры и эссекситы характеризуются более высоким по сравнению с породами главных интрузивных фаз содержанием щелочей, особенно калия. Особенностью геохимии пород комплекса являются аномально высокие содержания Cu, Zn, Mo, W, Ag, реже As, Bi и Sb (околорудный ореол Чекуровского проявления) [406]. Позднедевонский возраст комплекса установлен на смежной с юга территории [423]. Химическое сходство пород комплекса с шошонит-латитовой серией островных дуг позволяет связать их образование с завершающим этапом развития островодужной системы.

Раннекаменноугольные интрузии

Раннекаменноугольный этап магматизма протекал в условиях активной континентальной окраины. Разнообразие составов магматических комплексов этого возраста обусловлено существованием локальных палеообстановок растяжения, сдвига и сжатия, неоднородностью состава блоков фундамента, существованием различных мантийных магматических источников, широким развитием анатексиса и палингенеза в земной коре и другими причинами. Наибольшее распространение раннекаменноугольные интрузии имеют в пределах Восточно-Уральской и Зауральской мегазон.

Западноверхисетский комплекс тоналит-плагиогранитовый был выделен по Верх-Исетскому пруду в районе г. Екатеринбург [499], широко распространен в составе Восточно-Тагильской и Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны на Среднем Урале, где слагает западную часть полиформационного Верхисетского батолита и большое количество более мелких массивов (Краснопольский, Вилуйский, Телянский, Леневский, Шайтанский и др., залегающие к югу и северу от Верхисетского). Комплекс состоит из двух фаз: вторая фаза — плагиограниты ($\text{p}\gamma\text{C}_1\text{z}\nu_2$); первая фаза — тоналиты, кварцевые диориты, гранодиориты, диориты ($\text{p}\gamma\delta\text{C}_1\text{z}\nu_1$).

Западноверхисетский комплекс — самый ранний в истории становления *Верхисетского плутона*. В его составе выделяются гранитоиды двух фаз (первая фаза — кварцевые диориты, диориты, вторая — тоналиты и плагиограниты). Среди гранитоидов комплекса по химическому составу пород выделяются две их ветви: существенно натриевая и низкокалиевая (калиево-натриевая). Первая представлена кварцевыми диоритами и тоналитами с низким (до 1 %) содержанием K_2O и низким отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,17–

0,25) при относительно более высоком содержании СаО. Гранитоиды этой ветви развиты главным образом в западной (Таватуйской) структуре Верхисетского батолита. Более широким развитием пользуются в плутоне низкокальциевые (калиево-натриевые) гранитоиды тоналит-гранодиоритового состава с относительно большими содержаниями K_2O (1,6–2,1 % при $SiO_2 \leq 67$ %) и отношениями K_2O/Na_2O (0,35–0,50). Гранитоиды повышенной основности этого типа (кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты и связанные с ними жильные породы) развиты в основном в южной периферической части плутона, в пределах Северской структуры. В составе комплекса преобладают гнейсовидные биотит-роговообманковые и роговообманково-биотитовые тоналиты, содержащие нередко ксенолиты кварцевых диоритов и диоритов 1-й фазы и измененных пород рамы. Южнее оз. Таватуй тоналиты прорваны гранодиоритами, а западнее – гранитами верхисетского комплекса. Диориты, кварцевые диориты, тоналиты – гнейсовидные породы от средне- до крупнозернистых; структура гипидиоморфнозернистая и катакластическая. Состав (%): плагиоклаз (50–60), кварц (15–20), обыкновенная роговая обманка (8–15). Акцессорные минералы: эпидот, гранат, апатит, сфен, циркон, ортит, магнетит, рутил.

Краснопольский массив (№ 5 на Тектонической схеме) в плане неправильной формы размером 12–16 × 44 км, ориентирован в меридиональном направлении. Располагается на листе О-41-ХІХ. Контакты с вмещающими породами как интрузивные с развитием ороговикования, так и тектонические с зонами расланцевания в экзоконтактах и разгнейсования в эндоконтактах. На западе массив отделен от метаморфических сланцев ромашинской толщи верхнего ордовика–нижнего силура и вулканогенно-осадочных нижнедевонских образований шуралинской свиты крутым (углы падения 80–90° на запад) Невьянским разломом, но местами сохраняются фрагменты интрузивного контакта. Восточный контакт с вулканитами нижнебашкарской подсвиты среднего девона и интрузивными образованиями петрокаменского комплекса совпадает с Красноборским разломом вертикального и крутого (до 70–80°) восточного падения. Строение массива сложное. Породы первой фазы – диориты, кварцевые диориты и тоналиты, связанные между собой постепенными переходами, слагают основной объем массива. Содержат неравномерно распределенные ксенолиты (от первых миллиметров до 1,0–1,5 м) роговиков, реже габбро и пироксенитов, количество которых варьирует от 2,0–5,0 % в тоналитах до 30–50 % в диоритах. Наряду со сравнительно небольшими ксенолитами отмечаются останцы габброидов петрокаменского комплекса размером до 1,0–7,0 км в поперечнике. Плагиограниты второй фазы прослеживаются в виде овального, удлинённого в меридиональном направлении тела шириной до 8 км. С кварцевыми диоритами имеют фазовые соотношения, наблюдаемые в придорожном карьере по дороге Верхняя Салда–Балакино, где контактированные кварцевые диориты с ксенолитами до 0,3–0,7 м меланократовых габбро интродуцированы сближенными дайками средне-крупнозернистых плагиогранитов мощностью до 0,2–0,5 м [360]. Краснопольский массив, по геофизическим данным, – пластообразное тело с резким преобладанием длины и ширины над вертикальной мощностью. В северной части массива мощность плагиогранитов достигает 1,0 км, ниже плагиограниты

сменяются кварцевыми диоритами и тоналитами мощностью до 2,0 км [337]. В центральной части массива кварцевые диориты и диориты прослеживаются до глубины 1,0 км, ниже их залегают тоналиты мощностью 0,7–1,0 км. В южной части массива вертикальная расчетная мощность кварцевых диоритов 200–500 м и тоналитов 1500–1700 м, а на крайнем юге соответственно 400–700 и 2300–2700 м [427, 428].

Леневский массив расположен в центральной части листа О-41-ХІІІ и имеет овальную форму (22 × 13 км). Разрез его имеет лакколитообразную форму с вертикальной мощностью 2,0–3,0 км. Массив отмечен спокойным магнитным полем интенсивностью 300–400 нТл. В гравитационном поле ему отвечает локальная отрицательная аномалия интенсивностью 4,0 мГал. Центральная его часть слагается плагиогранитами, северная и южная – кварцевыми диоритами и тоналитами, присутствуют также штоки гранитов верхисетского комплекса. Западный контакт массива – активный, с образованием в гнейсах бродовского комплекса зон окварцевания, эпидотизации и инъекционных мигматитов; в западной части массива присутствуют многочисленные блоки-ксенолиты гнейсов, амфиболитов и гранат-клинопироксеновых амфиболитов бродовского комплекса. Восточный контакт тектонический.

Телянский массив располагается в южной части листа О-41-ХІІІ и в северной листа О-41-ХІХ. Западный контакт со сланцами ромахинской толщи и северный с габбро-амфиболитами пряничниковского комплекса – интрузивный, восточный – тектонический. Центральная часть массива, сложенного в основном плагиогранитами, отчетливо выделяется в магнитном поле по эллипсоидной, однородной аномалии интенсивностью –400 нТл. На периферии массива резко меняется характер поля: повышается интенсивность аномалий и дифференциация поля, что соответствует контактовым зонам с телами тоналитов и кварцевых диоритов. Поле силы тяжести характеризуется сложной формой, низкой интенсивностью. Вертикальная мощность массива составляет 1,0–2,0 км.

Другие массивы имеют незначительные размеры и не находят отчетливо выражения в физических полях. Небольшие массивы кварцевых диоритов, располагающиеся в периферийных частях интрузий западноверхисетского комплекса и в зонах контакта с вмещающими породами, характеризуются повышенной интенсивностью магнитных аномалий и неоднородностью поля. Данные тела сопровождаются, как правило, отрицательными локальными аномалиями силы тяжести.

Диориты, кварцевые диориты – породы серого цвета, мелкозернистые до крупнозернистых, массивные, нередко гнейсовидные, такситовые за счет ксенолитов роговиков, габбро и пироксенитов. Структуры гипидиоморфнозернистые, пойкилитовые, катакластические. Состав (%): плагиоклаз (андезин № 30–40) 45–65, кварц 0–5 (в диоритах) и 6–18 (в кварцевых диоритах), роговая обманка 15–45, биотит 1–15, единичные зерна калиевого полевого шпата и моноклиального пироксена. Аксессуары: апатит, сфен, циркон, магнетит, ильменит, рутил, пирит. Вторичные изменения часто значительны и выражаются в хлоритизации темноцветных минералов, эпидотизации и сосюритизации плагиоклаза. Плотность пород варьирует в пределах 2,69–3,01 г/см³, при среднем значении 2,86 г/см³. Магнит-

ные свойства и плотность зависят от степени гибридизации и насыщенности пород ксенолитами.

Тоналиты — мезократовые, светло-серые и серые породы, средне- и крупнозернистые, массивные и гнейсовидные. Структуры гипидиоморфнозернистые, пойкилитовые, редко монцонитовые, в катаклазированных гнейсовидных разностях — катакластические. Состав (%): плагиоклаз (андезин № 30–45) 45–65, кварц 20–30, роговая обманка 10–25, биотит 5–15, ортоклаз, микроклин 3–10. Аксессуары: апатит, сфен, циркон, магнетит, ильменит, рутил, пирит. Вторичные минералы: хлорит, серицит, соссюрит, эпидот. Средняя плотность 2,69 г/см³, в районе с. Краснопольское отдельные разности тоналитов имеют плотность 2,7–2,82 г/см³. Породы как немагнитны, так и магнитны. Средняя магнитная восприимчивость для магнитных разностей $8,2 \times 10^{-3}$ ед. СИ [428].

Плагиограниты — серые трахитоидные, массивные и разгнейсованные среднезернистые породы, состоящие из гипидиоморфного олигоклаза (60–70 %), кварца (20–30 %), биотита, зеленой роговой обманки, эпидота. Характерной особенностью плагиогранитов Леневого массива является присутствие в некоторых участках вкрапленности розового граната; гранат отмечается и в прорывающих их штоках и дайках гранитов верхисетского комплекса. Возможно, это связано с присутствием в раме массива гранатклинопироксеновых амфиболитов и гранатсодержащих гнейсов бродовского комплекса. Блоки-ксенолиты этих пород с инъекционными жилами плагиогранитов наблюдаются в плагиогранитах западной части Леневого массива. Иногда наблюдается мусковитизация биотита и микроклинизация пород, развивающиеся вблизи тел гранитов верхисетского комплекса. Аксессуары: апатит, циркон, ортит, сфен, магнетит.

С телами пород западноверхисетского комплекса ассоциируют березитлиственитовые метасоматиты, развивающиеся как по гранитоидам, так и во вмещающих породах. Вероятно, часть тальк-карбонатных пород, развивающихся по серпентинитам серовского комплекса, также образовалась при участии гидротерм, парагенетичных плагиогранитоидным интрузиям. Березиты — мелкозернистые светло-серые массивные, пятнистые или неяснополосчатые породы, состоящие из лепидогранобластового агрегата кварца, анкерита, мусковита, хлорита, эпидота, сульфидов (преимущественно пирита), иногда с реликтами плагиоклаза, амфибола и других минералов первичных пород. Листвениты — ярко-зеленые и серые среднезернистые и крупнозернистые пятнистые и полосчатые породы, состоящие преимущественно из брейнерит-анкеритового карбоната, небольшого количества мусковита (иногда ярко-зеленого фуксита), хлорита, местами присутствуют тальк, магнетит, сульфиды. Лиственитовые метасоматиты развиваются в оторочках золотоносных сульфидно-кварцевых жил, залегающих в ультрамафитах Горно-Анатольского и Горно-Павловского месторождений (лист О-41-ХIII).

Породы в основном немагнитны, $\chi_{\text{вер}} = 0,1–0,2 \times 10^{-3}$ ед. СИ. Аномальными значениями характеризуются кварцевые диориты Шайтанского массива и контактовых зон других массивов, наиболее вероятные значения магнитной восприимчивости которых составляют $15–37 \times 10^{-3}$ ед. СИ. Увеличение магнитных свойств увязывается с образованием микромагнитного каркаса в процессе замещения роговой обманки биотитом с выделением

вторичного магнетита [371]. Средние значения плотности плагиогранитов составляют $2,65 \text{ г/см}^3$, плагиогранодиоритов Шайтанского массива — $2,71 \text{ г/см}^3$, кварцевых диоритов — $2,75 \text{ г/см}^3$. Средневзвешенное значение для пород комплекса — $2,68 \text{ г/см}^3$.

Химические составы пород комплекса достаточно характерны. Содержание кремнезема в них варьирует от 53–55 до 72–74 % с максимумами количества анализов в диапазонах 45–55 %, 56–58 %, 61–64 %, 65–66 %, 67–68 %, 71–72 % и 73–74 %, из них наибольшее количество — в группах 61–63 % и 67–68 %.

Все породы относятся к малокалиевым или среднекалиевым, содержание K_2O редко превышает 2,5 %, отношение K/Rb в большинстве пород имеет значения 200–300, что свидетельствует о преобладающей доле корового вещества в составе магм, продуцировавших гранитоиды [281]. Для кварцевых диоритов и тоналитов характерно высокое содержание Sr (500–1000 г/т), неравномерное — Sr и Ni (по 50–150 г/т). В плагиогранитах содержание этих элементов снижается, но возрастает — Zr до 150–200 г/т. На дискриминационных диаграммах точки составов пород попадают в поля известково-щелочных серий островных дуг и активных континентальных окраин [450].

В биотит-амфиболовых тоналитах западноверхисетского комплекса из Телянского массива (лист О-41-ХІІІ) методом Кобера по 7 зернам циркона получено определение возраста 359 ± 5 млн лет [315], что соответствует границе девона и карбона. В пределах Верхисетского батолита абсолютный возраст тоналитов, кварцевых диоритов и диоритов первой фазы западноверхисетского комплекса определяется калий-аргоновым методом в интервале 332–366 млн лет [428, 374]. По данным Г. Б. Ферштатера [287], возраст гранодиоритов данного комплекса из Верхисетского батолита, определенный U-Pb методом на установке SHRIMP, составляет 345–320 млн лет. В процессе проведения работ по составлению комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа О-41 А. В. Ждановым была отобрана проба диорита из Верхне-Лобвинского массива (Восточно-Тагильская СФЗ, лист О-41-І). По фракциям плагиоклаза, амфибола и породе в целом в ЦИИ ВСЕГЕИ была получена изохрона ($\text{СКВО} = 0,41$) 361 ± 82 млн лет (рис. 11). Ранее считалось, что Верхне-Лобвинский массив слагается раннесилурийским левинским габбро-тоналит-плагиогранитовым комплексом [315]; полученные результаты позволяют предполагать, что гранитоиды западноверхисетского комплекса распространены не только в пределах Восточно-Уральской, но и в составе Тагильской мегазоны. Возраст комплекса принимается раннекаменноугольным в соответствии с этими данными и «Легендой Среднеуральской серии...» [499]. С гранитоидами западноверхисетского комплекса связано оруденение золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой формаций (Быньговское месторождение, Горно-Анатолийское проявление); скарново-магнетитовой и медно-скарновой формаций (Сиверское месторождение).

Южаковский комплекс тоналит-плагиогранитовый (pC_jz) выделен в районе с. Южаково на Среднем Урале (лист О-41-ХІХ) [499], входит в состав Сосьвинско-Коневской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны. В состав комплекса включены плагиограниты, тоналиты, реже кварцевые диориты, слагающие небольшие штоки и

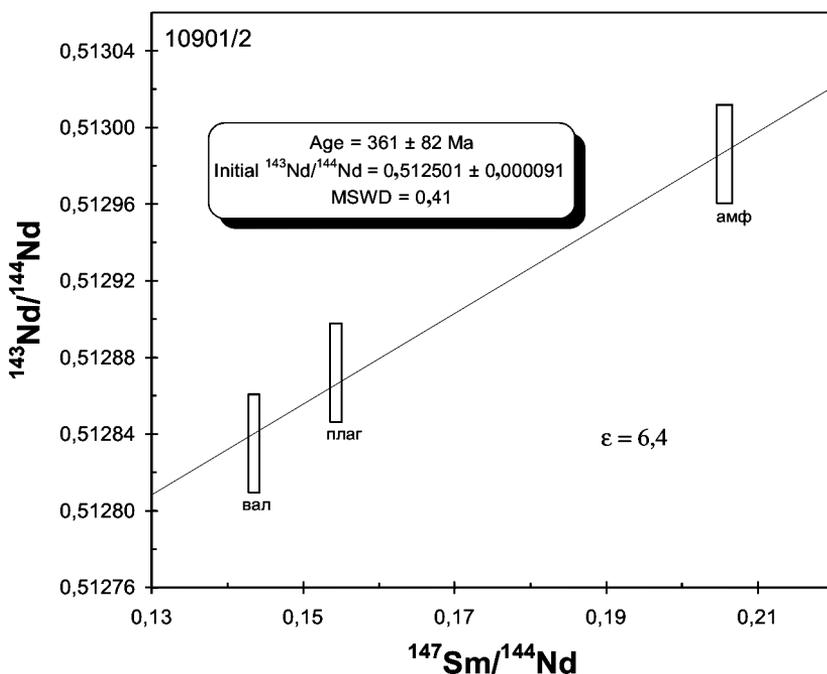


Рис. 11. Sm-Nd изохрона для диорита первой фазы западноверхисетского комплекса (Верхне-Лобвинский массив).

дайки в кристаллических сланцах алабашской серии. Г. Б. Ферштатер [186] рассматривает данные породы в составе южаковского мигматит-гранитного комплекса, состоящего из трех фаз — мигматитовой, плагиогранитовой и аплит-пегматитовой. Южаковский массив расположен в 3 км южнее дер. Южаково, в южном периклинальном замыкании антиклинальной структуры, его площадь около 5 км².

Морфология тела пластообразная, контакты согласные с вмещающими кристаллосланцами. Плагиограниты практически немагнитны (магнитная восприимчивость $0,2 \times 10^{-3}$ ед. СИ), на фоне вмещающих пород характеризуются спокойным магнитным полем. Несмотря на заметный недостаток плотности по отношению к вмещающим породам ($0,14$ г/см³), над плагиогранитами с плотностью $2,62$ г/см³ заметного локального минимума не наблюдается, что свидетельствует об ограниченном распространении их на глубину (первые сотни метров) [374].

Плагиограниты — лейкократовые, мелко-, среднезернистые породы, гнейсовидные и массивные, с гранитовой, катакластической, гранокластической структурами. Состав (%): антипертитовый плагиоклаз (олигоклаз—андезин) 60—65, кварц 30—35, пертитовый микроклин 1—15, биотит 0—5, эпидот 0—2; в единичных зернах отмечены пироксен, амфибол, гранат, апатит, циркон, монацит, магнетит, сфен, турмалин.

По химическому составу породы нормальной щелочности, натриевого ряда ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 3,8$), отличаются от гранитоидов пермского адуйского

комплекса, развитых среди кристаллосланцев среднего рифея, пониженным содержанием K_2O и повышенным CaO и Na_2O , Cr , Zn , Pb , Ga , Ba , Sr .

Возраст плагиогранитов южакковского комплекса принят раннекаменноугольным в соответствии с «Легендой Среднеуральской серии...» [499]. Подтверждением этому служит тот факт, что плагиограниты южакковского комплекса прорываются гранитами адуйского комплекса [360].

Басьяновский комплекс габбро-монцодиоритовый был выделен в районе пос. Басьяново на листе О-41-ХІІІ [450], в пределах Верхотурско-Исетской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны. Комплекс представлен двумя фазами: вторая фаза – монцодиориты, кварцевые монцодиориты, монцониты, сиениты ($\mu\delta C_1 bs_2$); первая фаза – габбро клинопироксен-амфиболовые субщелочные, монцогаббро, габбронориты субщелочные, пироксениты флогопитовые ($\epsilon\nu C_1 bs_1$). Наибольшее разнообразие пород комплекса представлено в пределах *Басьяновского массива* (№ 3 на Тектонической схеме), расположенного в северо-восточной части листа О-41-ІІІ и имеющего линзовидную форму (20×8 км) с северо-западным простиранием. По геологическим и геофизическим данным, массив является частью серии небольших интрузивных тел, образующих слабо сплюснутую кольцевую структуру (30×25 км) с северо-восточным простиранием. В магнитном поле массив выделяется серией положительных высокоградиентных аномалий интенсивностью до 2000 нТл. В гравитационном поле над Басьяновским массивом фиксируется интенсивная (до 7–8 мГал) положительная аномалия северо-западного простирания, которая увязывается с пластообразным телом, имеющим северо-восточное падение под углами 70–80° и вертикальную мощность 5–6 км. Средняя плотность габброидов 2,95 г/см³. Наиболее вероятные значения магнитной восприимчивости – 30–35 $\times 10^{-3}$ ед. СИ. Центральная часть массива слагается габброноритами, периферическая – клинопироксен-амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, амфиболовыми габбро первой фазы. В западной и северо-западной части массива присутствует тело нерасчлененных субщелочных кварцевых диоритов, монцодиоритов, монцонитов, сиенитов второй фазы басьяновского комплекса.

Наиболее распространенные породы первой фазы – амфиболовые, биотит-амфиболовые и амфибол-клинопироксеновые габбро, образующие постепенные переходы между собой. Это мезократовые среднезернистые до крупнозернистых, массивные, полосчатые или такситовые породы с нематогранобластовой и лепидонематогранобластовой структурой, состоящие из гранобластов андезина (№ 39–41), зелено-бурой обыкновенной роговой обманки ($f = 50–53$), реликтов светло-зеленого низкоглиноземистого диопсида ($f = 34–35$, Al_2O_3 1,18–1,37 %, Na_2O 0,31–0,44 %), замещающего роговой обманкой, иногда – бурого биотита. В некоторых образцах отмечается присутствие реликтов оливина [371]. Аксессуары минералы: ильменит, циркон, сфен (до 5–8 %), апатит (до 3–5 %). В центральной части Басьяновского массива присутствуют среднезернистые полосчатые гранобластовые амфиболизированные габбронориты [371], состоящие из андезина (40–50 %) с реликтами лабрадора (№ 68) и битовнита (№ 80), диопсида и гиперстена (20–30 %), вторичной роговой обманки (15 %), биотита (2–5 %), магнетита, апатита, ильменита и титаномагнетита. Среди мезо-

кратовых габбро и габброноритов присутствуют мелкие тела среднезернистых и крупнозернистых гранобластовых и лепидогранобластовых амфиболизированных диопсидовых клинопироксенитов и биотит-роговообманковых пород, часто содержащих фиолетовый апатит (до 5–8 %), сфен и ортит(?).

В состав второй фазы входят светлые среднезернистые, иногда порфирировидные полосчатые, такситовые или массивные породы, состоящие из кислого плагиоклаза (олигоклаза или андезина), иногда серицитизированного анортоклаза (более 60 %), кварца (0–15 %), биотита (5–15 %), зеленой роговой обманки (5–15 %). Содержание калиевого полевого шпата крайне неравномерно: от 0 до 20–30 %, иногда присутствует зеленый железистый клинопироксен. Породы по петрографическим номенклатурам соответствуют монцонитам, кварцевым монцодиоритам и сиенитам. Акцессорные минералы: сфен (до 5–8 %), апатит (1–5 %), циркон. Характерно развитие вторичных минералов – мусковита, хлорита, анкерита. Метасоматические процессы в отдельных случаях доходят до образования кварц-карбонат-слюдистых метасоматитов березитового типа, в ультраосновных породах – крупночешуйчатых бурых флогопитовых слюдитов и апатит-сфенсодержащих хлоритолитов. На контактах габброидов с мраморизованными известняками ромахинской толщи наблюдаются пироксен-амфиболовые, карбонат-эпидот-амфиболовые крупнозернистые скарны с большим количеством сфена, магнетитом, апатитом и цирконом. Кроме среднезернистых и крупнозернистых пород, слагающих штоки и интрузивные массивы, в состав комплекса включены амфиболовые мелкозернистые габбро, а также мелкозернистые биотит-амфиболовые сиениты и монцониты, образующие дайки в бродовском комплексе, ромахинской толще и ультрамафитах. Это однородные или порфирировидные породы, состоящие из идиоморфной призматической роговой обманки, биотита или флогопита аллотриоморфного или гранобластового кислого плагиоклаза, иногда анортоклаза, калиевого полевого шпата, кварца, клинопироксена.

Геохимические особенности пород весьма характерны. Это среднекалиевые и высококалиевые умереннощелочные породы (при этом $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ обычно больше 2, хотя есть породы, где К преобладает в составе щелочей). Меланократовые габбро и амфиболовые клинопироксениты содержат мало кремнезема (40–44 %), концентрации TiO_2 неравномерны – от 1,5 до 4,1 %, так же как и MgO (5,5–16,5 %), Na_2O – 1,6–2,8 %; K_2O – 0,36–2,8 %, P_2O_5 – 0,25–1,72 %. Для них характерны высокие содержания (г/т): Cr (около 500), Ni (около 400), Co (50–80), Rb (11–40), Zr (81–192), Y (более 50, в отдельных пробах – до 1100), Yb (5–9), низкие – Sr (260–410) и V (81–192). Мезократовые амфиболовые, амфибол-клинопироксеновые габбро и габбронориты – умереннощелочные существенно натриевые породы с высокими содержаниями TiO_2 (0,7–2,8 %), P_2O_5 – 0,05–0,7 %, Sr (390–1000 г/т), Rb (до 30 г/т), V (130–300 г/т), Zr (обычно более 100 г/т), умеренным – Cr и Ni (обычно 50–100 г/т). Монцониты, кварцевые монцодиориты, сиениты – умереннощелочные натриевые и натриево-калиевые породы с высокими концентрациями Sr (320–1200 г/т), Rb – до 79 г/т, Zr – до 300 г/т, Li – до 23 г/т. Отношение K/Rb в породах последней группы обычно составляет около 200, что позволяет предпола-

гать значительную долю корового вещества в их составе [281]. На дискриминационных диаграммах точки составов пород басьяновского комплекса попадают в поля внутриплитных рифтогенных образований [450]. С габброидами басьяновского комплекса связаны медносульфидное рудопроявление и медно-никелевые пункты минерализации.

Возраст пород басьяновского комплекса определялся разными методами. Валовые К-Аг определения в четырех пробах габброидов дали диапазон возрастов от 454 ± 34 млн лет до 383 ± 29 млн лет [372], что, возможно, является следствием широко проявленных процессов контаминации габброидами вмещающих докембрийских пород. В обнажениях по р. Салда фиксируются активные контакты габброидов с фаунистически охарактеризованными позднеордовикско-раннесилурийскими осадками ромашинской толщи. Абсолютный возраст пород басьяновского комплекса определялся также методом Кобера [315]. По 4 зернам циркона из амфибол-клинопироксенового габбро получен возраст 336 ± 2 млн лет, по 4 зернам циркона из порфиroidного кварцевого монцодиорита — 334 ± 4 млн лет (гистограммы измерений изотопных отношений одномодальные), что отвечает визейскому веку; соответственно, возраст басьяновского комплекса принимается раннекаменноугольным.

Зверевский комплекс монцодиорит-граносиенитовый гипабиссальный ($\gamma\xi C_{1,z}$) распространен в составе Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, где слагает небольшие штоки и дайки, прорывающие ультрамафиты Первомайского массива и вулканиты башкарской свиты (листы О-41-ХІХ, ХХХV) [360, 401]. В состав комплекса входят малые интрузии и дайки трахириолитов, трахидацитов, трахиандезитов, трахитов; граносиенитов, кварцевых монцодиоритов, субщелочных лейкогранитов. Мощность и протяженность тел сильно варьирует: 30×100 — 500×6000 м. Контакты сложной морфологии как правило крутые, до вертикальных, изредка пологие, преимущественно восточного падения. Вмещающие серпентиниты в контактовой зоне (5—120 м) превращены в листвениты, тальк-карбонатные и кварц-карбонатные породы с останцами оталькованных серпентинитов. Сами магматиты часто березитизированы. Интрузии граносиенитов в эндоконтактовой зоне содержат ксенолиты метасоматически переработанных ультрамафитов. Форма массивов разнообразная, наиболее сложная у интрузий, залегающих среди серпентинитов — это трещинные дайковые тела; при изометричной форме — штокообразные тела. В совокупности дайковые тела и штоки образуют единое трещинное тело, выполняющее мощную зону раздвига. Гипабиссальные интрузии, залегающие среди серпентинитов Первомайского массива, образуют ареал меридионального простирания, ему соответствует минимум магнитного поля до -500 нТл и ниже на фоне магнитного поля интенсивностью до 2000 — 4000 нТл, связанного с серпентинитами. В гравитационном поле массивы граносиенитов не выделяются, плотность граносиенитов $2,70$ г/см³.

Гипабиссальные породы имеют отчетливо выраженную порфиroidную или порфиroidную структуру с бостонитоподобной, микрогранитовой или гранофиroidной основной массой, по составу от лейко- до мезократовых, редко меланократовые. Состоят из тонкого агрегата плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки. Вторичные ми-

нералы — эпидот, хлорит, мусковит. Из аксессуарных минералов известны циркон, пирит, сфен, апатит, рутил. В порфировых и порфировидных выделениях присутствуют серицитизированный плагиоклаз, кварц, микроклин. Все гранитоиды — двуполевошпатовые, с переменным отношением калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза и кварца. Темноцветные минералы — биотит (лепидомелан), и сине-зеленая роговая обманка с железистостью 40–52 %. Из вторичных минералов развиты амфибол (ферриактинолит) и хлорит-рипидолит. По петрохимическому составу породы комплекса относятся к умереннощелочным, по типу щелочности они калиево-натриевые. Характеризуются минимальным содержанием кальция, магния, железа, имеют максимальную степень окисления железа ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 1$), что свидетельствует о малоуглубинных условиях формирования гранитоидных тел комплекса.

Гранитоиды зверевского комплекса отличаются от развитых в пределах того же Первомайского габбро-гипербазитового массива пород верхнететского комплекса петрогеохимическими особенностями, металлогенической специализацией и сопровождающей рудоносностью. Содержания стронция в породах зверевского комплекса повышенные (760 г/т), как и во всех субщелочных комплексах восточного склона Урала — производных раннеколлизийного рифтогенеза. Присутствуют также дайки лейкогранитов с содержаниями Sr менее 40 г/т, зато Rb до 315 г/т, фтора 0,5 % и с высоким содержанием лития (до 250 г/т) [401]. С гранитоидами зверевского комплекса связано золотое оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации (золото-теллуристый тип) и медно-молибден-порфировое оруденение [346].

Раннекаменноугольный возраст зверевского комплекса принят в соответствии со сводной легендой Среднеуральской серии листов Госгеолкарты-200 и подтверждается геохронологическими данными (K-Ar изохрона по биотиту из субщелочных гранитоидов дает значения 341–320 млн лет [346]). Породы комплекса комагматичны вулканитам кореловской толщи (C_1k) и интродуцируют отложения башкарской ($D_{2-3}b\delta$) и арамильской (C_{1ar}) толщ.

Смолинский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный (vC_{1sm}) представлен sillами и дайками габбродолеритов и долеритов, штоками габбро, широко распространенными в девонских и нижнекаменноугольных образованиях Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны. Комплекс выделен в районе с. Смолино на Среднем Урале (лист О-41-XXXII) [499] и наиболее часто встречается среди образований бекленищевской свиты нижнего карбона. Вместе с вулканитами последней они образуют единую бекленищевскую вулканическую ассоциацию. Наиболее широко образования смолинского комплекса распространены в Смолинском пакете тектонических пластин. Западнее, вдоль Маминско-Булзинской системы блоков по линии сел Булзи—Новоипатово—Тимино—Ленинский—Шилова—Златогорова, проявлен пояс развития тел габбродолеритов и долеритов шириной до первых км, фиксирующий, по-видимому, корневую часть эродированной линейной вулканической структуры раннего карбона, останцом которой в пределах Некрасовско-Маминского блока также являются вулканогенно-осадочные образования бекленищевской свиты, распространенные западнее с. Мосино. Мощность тел варьирует в

широких пределах, достигая в наиболее крупных телах габбродолеритов и долеритов первых сотен метров [406]. Внутреннее строение тел характеризуется наличием неравномерно проявленной зональности с уменьшением степени раскристаллизации пород в сторону контактов. В отдельных случаях в эндо- и экзоконтактах тел развиты зоны закалки мощностью до первых десятков сантиметров.

Пироксеновые (авгитовые) и роговообманковые габбродолериты и долериты содержат переменное количество титаномагнетита и обладают неоднородной магнитной восприимчивостью: $0-25 \times 10^{-3}$ ед. СИ. В магнитном поле им отвечают локальные максимумы интенсивностью до 1300 нТл. Плотность пород возрастает пропорционально их основности и максимальной у габбродолеритов и долеритов ($\sigma_{cp} = 2,90$ г/см³). Наиболее крупным телам последних в поле силы тяжести отвечают локальные максимумы интенсивностью до 0,3 мГал [352]. По химическому составу гипабиссальные габбродолериты близки к вулканитам соответствующего состава бекленищевской свиты, совместно с которыми они в составе бекленищевской вулканической ассоциации принадлежат к известково-щелочной риолит-базальтовой формации калиево-натриевого типа повышенной титанистости, формировавшейся, вероятно, в локальных сдвиговых рифтовых зонах на этапе активной континентальной окраины. Метаморфические преобразования габбродолеритов отвечают зеленосланцевой фации, местами – мусковит- и амфибол-роговиковой фациям. В породах интенсивно проявлены процессы динамометаморфизма. Возраст образований смолинского комплекса на основании залегания среди комагматичных им образований фаунистически охарактеризованной бекленищевской свиты определен как раннекаменноугольный [406].

Маминский комплекс плагиогранитовый гипабиссальный ($\lambda C_1, mm$) распространен в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны [499], где слагает штоки и дайки в северном обрамлении Рефтинского полиформационного интрузивного массива (лист О-41–XXVI). В состав комплекса, согласно Легенде Уральской серии [422], входят гранодиориты и плагиограниты биотитовые массивные и гнейсовидные, малокалиевые граниты. Жильные породы – плагиограниты лейкократовые, плагиоаплиты. На изучаемой территории к маминскому комплексу отнесены гипабиссальные риолит-порфиры, риодацит-порфиры и дацит-порфиры, комагматичные вулканитам бекленищевской толщи раннего карбона. Слагают неэккоподобные и дайкообразные интрузии неправильной и овальной формы северо-восточного и северо-западного простирания. Протяженность их от 4 до 10 км, ширина до 2 км. От риолитов нижнего силура и среднего девона каменноугольные кислые субвулканиты отличаются розовой и красно-бурой окраской, обилием вкрапленников (до 40 % объема породы), которые представлены плагиоклазом (альбит № 0–5), кварцем и биотитом. Основная масса слагается агрегатом зерен кварца, ортоклаза, альбита. Присутствуют гематит, кальцит, хлорит, магнетит, серицит, апатит, циркон. Средняя плотность 2,6 г/см³.

Риолиты характеризуются повышенными по сравнению с кларком содержаниями молибдена, скандия, иттербия, иттрия, кобальта и олова. Химический состав непостоянный, особенно сильно варьируют содержания

щелочей (вследствии неравномерной альбитизации); концентрации Na_2O колеблются от 0,2 до 6,6 %, K_2O — от 2,2 до 8,6 %. Породы пересыщены глиноземом. Два определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом дают числа 315 ± 23 и 376 млн лет [48]. Исходя из этих данных, а также сходства составов кислых субвулканитов с аналогичными породами фаунистически охарактеризованной бекленищевской свиты, возраст образований маминского комплекса принимается раннекаменноугольным.

Ранне-среднекаменноугольные интрузии

Интрузивные образования нижнего—среднего карбона распространены наиболее широко, они присутствуют почти во всех мегазонах на исследуемой площади. Эти образования «запечатывают» тектонические покровы, сформированные на первой стадии коллизии окраины Восточно-Европейского палеоматерика и Восточно-Уральского коллажа террейнов, и фиксируют переход от стадии активной континентальной окраины к стадии орогенеза.

Уфалейкинский комплекс гранодиорит-гранитовый (γC_{1-2u}) выделен по р. Уфалейка на Южном Урале, в пределах Бардымской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ Западно-Уральской мегазоны [422]. В состав комплекса на изучаемой территории входят биотитовые граниты, слагающие небольшой шток в юго-западном углу планшета. Комплекс в пределах листа О-41 изучен слабо, наибольшим распространением он пользуется южнее исследуемого района.

Верхисетский комплекс гранодиорит-гранитовый назван по р. Исеть, в верховьях которой располагается Верхисетский батолит, большая часть которого сложена породами данного комплекса [20, 401]. Комплекс слагает многочисленные массивы в пределах Западно-Тагильской СФЗ Тагильской мегазоны и Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны и состоит из двух фаз: вторая фаза — граниты биотитовые мезо- и лейкократовые ($\gamma\text{C}_{1-2}v_2$), первая фаза — гранодиориты ($\gamma\delta\text{C}_1v_1$).

Полиформационный и полихронный *Верхисетский батолит* (№ 8 на Тектонической схеме) — один из крупнейших гранитоидных plutонов восточного склона Урала [20]. Его общая площадь — около 1300 км²; plutон удлинен в меридиальном направлении почти на 80 км при ширине до 30 км. По геофизическим данным [401] предполагается распространение гранитоидов на глубину 9 км до границы, интерпретируемой как поверхность древнего кристаллического фундамента. Вмещающими породами являются нижнедевонские вулканогенно-осадочная кунгуровская и терригенно-карбонатная толщи, интрузивные породы габбро-диорит-плагиогранитового новоалексеевского комплекса. В северном обрамлении plutона развиты раннедевонские базальты—андезибазальты таволжанской свиты. Контакты plutона с вмещающими породами рвушие, но местами осложнены зонами дробления и расланцевания с образованием бластомилонитов и бластокатаклизитов как по гранитоидам, так и по ороговикованным вмещающим породам. Плоскость контакта, как правило, погружается в сторону от массива под углами 65—85°; местами контакты верти-

кальные. Крайне редко наблюдается погружение плоскости контакта под массив [401]. В строении батолита принимает участие широкий спектр пород от диоритов до гранитов. Преобладают тоналиты, гранодиориты, граниты, расчлененные на три интрузивных комплекса: западноверхисетский тоналит-плагиогранитовый (C_1), верхисетский гранодиорит-гранитовый (C_{1-2}) и аятский гранитовый (P_1).

Изотопное изучение Верхисетского батолита, выполненное Г. Б. Ферштатером с коллегами, показало [283], что внедрение тоналит-гранодиоритовых комплексов, сложенных гнейсовидными гранитоидами, отвечает примерно 320–315 млн лет, а гранитов – 285–275 млн лет. Низкое первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704231–0,704371$, одинаковое для гранодиоритов и гранитов, а также значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,5126–0,5127$ для гранодиоритов и 0,5125–0,5128 для гранитов свидетельствуют о большой роли коры океанического и островодужного типов в субстрате гранитоидов. Эти данные свидетельствуют также, что в Верхисетском батолите зафиксирован временной интервал магматической активности продолжительностью более 40 млн лет.

Внутреннее строение плутона поликупольное. Особенно четко эта структура выделяется по приуроченности к ядрам куполов самых молодых гранитов аятского комплекса. Кроме того, плутон обладает общим concentрически-зональным строением с приуроченностью гранитов верхисетского и аятского комплексов к его центральной части, а наиболее ранних малокалиевых тоналитов и плагиогранодиоритов – к периферии.

Поликупольная и concentрически-зональная структура Верхисетского плутона хорошо согласуется с особенностями свойственных ему физических полей – гравитационного и магнитного. На карте Z_a на фоне знакопеременного магнитного поля в северной части батолита выделяется локальный минимум интенсивностью до -500 нТл овальной формы в плане, совпадающий с локальным минимумом гравитационного поля такой же конфигурации величиной до 8 мГал и соответствующий гранитам аятского комплекса. Периферия Верхисетского батолита фиксируется обширной градиентной зоной [401].

Все три выделенных в составе батолита магматических комплекса многофазны. Контакты между гранитоидами разных фаз и тем более разных комплексов – рвушие, интрузивные. Большинство фаз разделяется на несколько генераций (ритмов), завершающихся жильными образованиями. В то же время между близкими по составу породами, например, такими, как диориты и кварцевые диориты, тоналиты и плагиоклазовые гранодиориты, часто наблюдаются постепенные переходы. Жильные породы представлены лампрофирами, гранодиорит-, адамеллит- и гранит-порфирами, лейкократовыми гранитами, микрогранитами и аплитами, редко – аляскитовыми гранитами, пегматитами.

Гранитоиды верхисетского комплекса образуют северный и южный купола внутри плутона, к центральным частям которых приурочены граниты аятского комплекса. По составу породы верхисетского комплекса – нормальные известково-щелочные с более высоким содержанием оксида калия, чем в гранитоидах первого (западноверхисетского) комплекса. В них всегда в том или ином количестве присутствуют амфибол и магмати-

ческий эпидот, который является сквозным минералом для пород всех комплексов Верхисетского батолита. Среди гранодиоритов 1-й фазы по количественным соотношениям акцессорных и рудных минералов и петрофизическим свойствам (прежде всего магнитной восприимчивости) выделены две их разновидности, ареалы распространения которых преимущественно разобщены между собой [283]. Те и другие гранодиориты содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород и более ранних гранитоидов. В зонах контактов гранодиоритов первой фазы и гранитов второй обильны дайки биотитовых гранитов, микрогранодиоритов, гранодиорит- и гранит-порфиров, аплитов, пегматитов.

Гранитоиды комплекса имеют гипидиоморфнозернистую (гранитную) и катакластическую структуры. Состав: плагиоклаз, часто зональный (60–70 %); калишпат (решетчатый микроклин) (30–35 %), кварц (10–30 %), роговая обманка (доли процента–3 %), биотит (до 10 %). Роговая обманка буровато- и темно-зеленая. Акцессорные минералы – сфен, апатит, эпидот, магнетит (до 5 %), реже ильменит, гранат, циркон, рутил. По химическому составу породы комплекса известково-щелочные, умеренноглиноземистые; для них характерно преобладание натрия над калием и повышенные содержания оксидов титана и фосфора.

Шарташский массив (№ 14 на Тектонической схеме) расположен на восточной окраине г. Екатеринбург и сложен почти полностью непределенными по содержанию кремнезема гранитами. Лишь в одном пункте в его северо-восточной части установлены гранодиориты. Контакт их с гранитами не вскрыт. Массив представляет собой изометричную в плане интрузию площадью около 30 км². Р. С. Куруленко [154] расчленила граниты, которые принадлежат к производным 2-й фазы верхисетского комплекса, на три самостоятельные фазы, каждая из которых сопровождалась многочисленными дайками разнообразного состава. Первая фаза представлена крупнозернистыми, вторая среднезернистыми и третья мелкозернистыми гранитами, близкими по минеральному и химическому составам. Контакты между выделенными разновидностями пород четкие интрузивные.

Жильные образования, следующие после каждой из интрузивных фаз, представлены пегматитами, аплитами, гранит-, гранодиорит-порфирами и лампрофирами, внедрившимися в антидромной последовательности. По минеральному составу, а также по составу и свойствам главных породообразующих минералов граниты всех структурных разновидностей не отличаются. Среднее содержание главных породообразующих минералов в гранитах следующее (%): зональный плагиоклаз (№ 15) – 33–50; кварц – 22–23, микроклин-пертит – 11–20, биотит – 5–6; изредка присутствует роговая обманка. Зональность плагиоклаза обычно прямая, реже обратная. Рудные и акцессорные минералы – магнетит, пирит, циркон, эпидот, ортит, апатит. Химический состав пород также свидетельствует об отсутствии существенных различий между разноминеральными гранитами, принадлежность их к калиево-натриевому ряду и недосыщенности кремнеземом в сравнении с мировым типом гранита [401]. По гравиметрическим данным, Шарташский интрузив – крупное тело, расширяющееся на глубину и представляющее собой один из выходов на дневную поверхность Большого Шарташского плутона неправильной формы в плане и субширотной ориентиров-

ки. Вертикальные размеры этого плутона — около 5 км. С выступами Большого Шарташского плутона (Шарташским, Становлянским) тесно связаны пространственно и структурно дайково-жильные поля. Самое крупное из них — Березовское в районе г. Березовский, представляющее совокупность даек гранитоид-порфиоров меридионального, северо-восточного, редко субширотного простираний. Длина даек до 8–10 км при средней мощности около 10 м. Залегают они среди вулканогенно-осадочных пород новоберезовской толщи и ультрабазитов первомайского комплекса. Контакты даек с вмещающими породами выражены четко. Гранитоиды, слагающие дайки, как правило, березитизированы, и к ним приурочены красичные и лестничные золотоносные сульфидно-кварцевые жилы. Изредка в дайковом поле встречаются более ранние габбродолериты. Анализ гравиметрических данных [11] и результаты специального минералогического картирования [292] позволяют сделать вывод о приуроченности Березовского золоторудно-дайкового поля к погружающейся на глубину до 4 км в северном направлении кровле Шарташского плутона. Возраст пород Шарташского массива, определенный изохронным рубидий-стронциевым методом, составляет 328 ± 18 млн лет, что соответствует визейскому веку раннего карбона. Первичное значение отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ равно $0,70339 \pm 0,00027$ [297] и свидетельствует о базитовом источнике магмы. В пределах Верхисетского батолита были получены следующие определения: Rb-Sr изохрона 320 ± 12 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7042$); Pb-Pb (методом Кобера) — 318 ± 4 млн лет; U-Pb на ионном зонде (LA-ICPMS) — 320 млн лет [285].

С интрузиями гранитоидов верхисетского комплекса связаны месторождения золото-кварцевой формации (Березовское), медно-скарновые (Шиловское) и кварцевые (Гора Хрустальная) месторождения.

Возраст верхисетского комплекса, в соответствии с изотопно-геохронологическими и геологическими данными и Легендой Уральской серии [422], принимается как ранне-среднекаменноугольный.

Каменский комплекс гранодиорит-гранитовый распространен в составе Сосьвинско-Коневской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны [499] и состоит из двух фаз: вторая фаза — граниты ($\gamma\text{C}_{1-2}\text{km}_2$); первая фаза — гранодиориты, тоналиты ($\gamma\delta\text{C}_1\text{km}_1$). Комплекс слагает Каменский, Бруснянский и другие массивы, расположенные в пределах и южнее Мурзинско-Адуйского метаморфического блока.

Каменский массив (№ 16 на Тектонической схеме) расположен в южной части Мурзинско-Адуйского антиклинория, залегают дискордантно среди кристаллических сланцев алабашской серии [48]. С габбро Баженовского массива (на востоке, юго-востоке) имеет тектонический контакт, в зоне разлома проявлены рассланцевание, милонитизация, катаклиз. Западный контакт интрузивный, неровный. Падение поверхности пологого ($35-40^\circ$) западного и круглого ($75-80^\circ$) восточного контактов — восточное. В плане массив имеет форму неправильного овала с меридиональной ориентировкой длинной оси. Размеры 2,0–12 × 32 км. Площадь ~260 км². По гравиметровым данным [445], вертикальная мощность в центре массива 5–6 км, к югу уменьшается до 4 км. Объемная форма пластообразная.

Массив сложен преимущественно породами первой фазы: гранодиоритами и адамеллитами; кварцевые диориты имеют подчиненное значе-

ние. Выделенные разновидности связаны между собой взаимопереходами. Породы такситовые мезо-меланократовые, гнейсовидные. Наиболее неоднородны вдоль восточного контакта, где наблюдаются шлирово-полосчатые разности, многочисленные ксенолиты апогаббровых роговиков, амфиболитов, перекристаллизованных гипербазитов, кристаллических сланцев, кварцитов. Полосчатость имеет как восточное, так и западное падение под углом от 35 до 80°.

Граниты второй фазы образуют многочисленные дайки мощностью от 0,5 до 4 м северо-западного и северо-восточного простирания и тела разнобразной формы и ориентировки размером до 1,2 × 5 км. Контакты гранитов с породами первой фазы интрузивные, как линейные, так и апофизные. Эндоконтактовые зоны насыщены ксенолитами гранодиоритов, адамеллитов. Неоднородное строение массива обуславливают широко развитые в его пределах граниты пермского адуйского комплекса, образующие многочисленные тела и дайки. Жильные образования представлены гранитами и пегматитами, кварцевыми жилами.

Кварцевые диориты, гранодиориты, адамеллиты, граниты гнейсовидные массивные порфиоровидные. В порфиоровых выделениях плагиоклаз, реже кварц и калиевый полевой шпат. Микроструктуры гипидиоморфные, призматическизернистые, гранобластовые, катакластические. Состав: плагиоклаз (альбит—олигоклаз, олигоклаз, олигоклаз—андезин), кварц, калиевый полевой шпат, биотит ($f = 48-51$), роговая обманка ($f = 45-50$). Вторичные минералы: хлорит, эпидот, серицит; акцессорные — магнетит, сфен, апатит, ортит, пирит. Второстепенные минералы — рутил, флюорит, муассанит, турмалин, ильменорутил, халькопирит, кианит, молибденит, гранат. Гранитоиды характеризуются преобладанием натрия над калием. Петрохимическая эволюция гранитоидов заключается в уменьшении содержания окиси алюминия, железа, магния, кальция. Средняя плотность гранитов — 2,62 г/см³, гранодиоритов — 2,67 г/см³. Магнитная восприимчивость 0—200 × 10⁻³ ед. СИ. Судя по особенностям состава и распространения пород комплекса, его формирование происходило в обстановке активной континентальной окраины [406]. С гранитоидами каменского комплекса связаны рудопроявления золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Изотопно-геохронологические определения возраста гранодиоритов каменского комплекса дают следующие величины: К-Аг методом по валовому составу — 317 ± 3 млн лет [445], по биотиту из гранодиорита — 344 ± 15 млн лет [464]. В соответствии с этими данными, возраст гранитоидов каменского комплекса принимается ранне-среднекаменноугольным. Полученная Г. Б. Ферштатером [287] U-Pb методом по цирконам (SHRIMP) датировка 297,7 ± 2,2 млн лет, возможно, отражает возраст небольших тел гранитов раннепермского аятского комплекса, присутствующих в составе Каменского массива.

Некрасовский комплекс гранодиорит-гранитовый распространен в составе Алапаевско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны [499], назван по с. Некрасово на Среднем Урале. Согласно Легенде Уральской серии [422], в состав комплекса входят две фазы: вторая фаза — граниты, гранодиориты ($\gamma C_{1-2}n_2$); первая фаза — диориты, кварцевые диориты ($q\delta C_1n_1$). Наибольшим распростране-

нием пользуются интрузивные образования первой фазы; площади распространения пород второй фазы незначительны, они не выражаются в масштабе карты. Породы комплекса слагают Некрасовский массив и несколько небольших тел.

Некрасовский массив (№ 17 на Тектонической схеме) субизометричной формы приурочен к центральной части одноименного вулканоплутонического сооружения площадью более 100 км². Над массивом наблюдается сложное магнитное поле, отражающее его неоднородное строение. Магнитные породы основного и среднего составов создают аномалии интенсивностью до 1000 нТл на фоне пониженного поля над кислыми породами. В поле силы тяжести диоритам соответствуют локальные максимумы интенсивностью до 6 мГал, породам кислого состава – минимумы интенсивностью 2–3 мГал на фоне обширного максимума интенсивностью более 20 мГал, обусловленного вмещающими массив образованиями маминской толщи.

Контакты массива имеют сложную морфологию с многочисленными апофизами во вмещающие породы. По геофизическим данным, массив прослеживается на глубину не более 3 км. Падение контактов под углами 70–80° – преимущественно под массив [406]. Вмещающие вулканогенные образования маминской толщи и субвулканические базальт-долеритовые образования среднего девона вблизи массива ороговикованы. Внутреннее строение массива характеризуется сложным концентрически-зональным чередованием пород двух фаз внедрения и останцов вмещающих пород. Первая фаза представлена роговообманковыми диоритами и кварцевыми диоритами. Вторая фаза – граниты и в небольшом количестве гранодиориты. Контакты между породами разных фаз резкие, рвущие, но без зон закалки. Жильные образования представлены дайками диоритовых порфиритов, гранит-порфиров, аплитов и пегматитов. Диориты и кварцевые диориты первой фазы комплекса слагают единые тела, имеют близкий минеральный состав и общие структурно-текстурные особенности. Макроскопически это серые или зеленовато-серые породы, от средне- до крупнозернистой структуры. Текстура обычно массивная, местами такситовая. Главные породообразующие минералы – зональный плагиоклаз (зональность прямая, реже ритмичная: от анортита в ядрах до № 25 в каймах в габбродиоритах, от № 90 до № 20 в диоритах и от № 55 до № 20 в кварцевых диоритах) и роговая обманка; в кварцевых диоритах дополнительно появляются биотит, кварц, небольшое количество калиевого полевого шпата. Акцессорные – титаномagnetит, ильменит, пирит, сфен, апатит, циркон. Микроструктуры: габбродиоритов – офитовая, пойкилоофитовая, габбро-офитовая; диоритов – субофитовая, реже призматически- и гипидиоморфнозернистая, кварцевых диоритов – гипидиоморфно-, иногда призматическизернистая.

Породы некрасовского комплекса по содержанию щелочей принадлежат к нормальному ряду, разновидности со слабоповышенной щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ незначительно превышает 8 %) встречаются в виде исключения среди гранитов. По соотношению щелочей породы основного и среднего составов относятся к натриевому, гранитоиды – к калиево-натриевому рядам. По содержанию таких индикаторных элементов-примесей как Rb, Sr, Cr, Ni,

Со, V они наиболее близки к магматическим образованиям островодужного типа. Плотность пород находится в прямой зависимости от их основности (г/см³): габбродиориты – 2,92, гранодиориты – 2,68, граниты – 2,59. Наибольшую величину магнитной восприимчивости имеют габбро и диориты ($\chi_{\text{ср}} = 8,5\text{--}10,8 \times 10^{-3}$ ед. СИ для 85 % измеренных образцов). Гранодиориты и граниты парамагнитны ($\chi_{\text{ср}} = 0,05 \times 10^{-3}$ ед. СИ для 60 % образцов).

Изотопно-геохронологическое обоснование возраста некрасовского комплекса отсутствует, но, по мнению В. Н. Смирнова и А. В. Коровко, особенности локализации массивов некрасовского комплекса, «запечатывающих» надвиговые структуры района, и петро- и геохимическая специализация пород [476, 406] указывают на принадлежность некрасовского комплекса к образованиям нижнего карбона стадии активной континентальной окраины, имеющим и золоторудную специализацию.

Улугушский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый представлен на площади первой фазой ($\gamma\delta C_{1-2}ul_1$); распространен в Красногвардейско-Светлинской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны, выделен по с. Улугуши в Курганской области [499]. В состав комплекса включены гранодиориты, граниты биотитовые двуполевошпатовые, лейкократовые граниты, кварцевые диориты, тоналиты; на исследуемой территории распространены породы первой фазы – гранодиориты, кварцевые диориты, редко – тоналиты. Гранитоиды слагают петротипический Улугушский массив, расположенный у южной рамки территории листа О-41, и ряд более мелких интрузий, перекрытых мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Улугушский массив представляет собой меридионально вытянутое тело шириной 15 км и длиной более 20 км [52]. В его центральной части сохранились породы кровли, обусловившие кольцообразную форму массива. Вмещающими интрузию породами являются нижнепалеозойские и верхнесилурийско-нижнедевонские образования. На значительной площади граниты перекрыты ниже-среднетриасовыми риолитами. Судя по гравитационному минимуму над гранитами и породами кровли можно говорить, по-видимому, о существовании единого крупного тела гранитоидов шириной около 40 км в южной части площади. На территории листа О-41 предполагаемый плутон представлен своей северной частью [52].

Среди изученных петрографических разностей наибольшим распространением в Улугушском массиве пользуются гранодиориты и кварцевые диориты. В меньшей степени развиты роговообманково-биотитовые и аляскинские мусковитовые граниты (южнее листа О-41). Несколько повышенная основность пород Улугушского массива, вероятно, объясняется тем, что на поверхность палеозойского фундамента выходят краевые фации плутона, ассимилировавшие породы кровли.

Гранодиориты и кварцевые диориты различаются по количеству кварца и ортоклаза и основности плагиоклаза. Оба типа пород сложены альбитом и зональным олигоклазом (40–60 %), ортоклазом (15–0 %), роговой обманкой (20 %), биотитом (10 %) и кварцем (12–8 %). Обычные акцессорные минералы гранитоидов – апатит, магнетит, сфен, циркон. Структура пород изменяется в зависимости от состава: от гранитовой с идиоморфизмом полевых шпатов до диоритовой с идиоморфизмом амфиболов. Плотность гранодиоритов в среднем составляет 2,65 г/см³.

По периферии Улугушского массива развиты зоны контактового метаморфизма, который проявляется в перекристаллизации нижнепалеозойских сланцев с образованием двуслюдяных графит-кварцевых сланцеватых пород.

О времени формирования гранитоидов можно судить по данным определений абсолютного возраста аналогичных пород близлежащих массивов на смежной с юга территории [370]. Возраст гранитов, определенный К-Аг методом, составляет 315 млн лет, что соответствует среднему карбону.

Соколовско-сарбайский комплекс габбро-диоритовый выделен на Соколовско-Сарбайском железорудном месторождении в Северном Казахстане, южнее изучаемой площади [420]. В состав комплекса на исследуемой территории входят габбро и габбродиориты (vC_{1-2s}), диориты (δC_{1-2s}), кварцевые диориты ($q\delta C_{1-2s}$). На территории листа О-41 интрузии соколовско-сарбайского комплекса перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями и картируются по геофизическим данным и редким скважинам. Комплекс изучался на смежной с юга площади (листы N-41-X, XI) в связи с разведкой Березовского железорудного месторождения [54], где представлен гипабиссальными массивами основного и среднего составов. Они представлены габбро и диоритами и расположены в зоне Глубоченского глубинного разлома. Габбро и диориты характеризуются среднезернистой (слабопорфировидной или разноезернистой), габбро-офитовой и пойкилоофитовой структурами. Главные породообразующие минералы представлены удлиненно- и широкотаблитчатыми зёрнами слабозонального полисинтетически-сдвойникового плагиоклаза № 50–60 (60–70 %), чаще деанортизированного; иногда цоизитизированного и скаполитизированного бесцветного пироксена (30–40 %), преимущественно моноклинного.

По моноклинному пироксену развивается роговая обманка актинолитового ряда, буровато-зеленый биотит и хлорит. В габбро некоторых массивов в небольшом количестве (до 5–7 %) присутствует ромбический пироксен (гиперстен), замещающийся хлоритом. Акцессорные минералы представлены магнетитом, часто с каймой биотита, титаномагнетитом с каймой вторичного сфена; сфеном, апатитом, встречаются точечные включения самородной меди. По химическому составу все породы относятся к габбро нормального ряда. По сравнению со средним химическим составом, по Р. Дели, габбро соколовско-сарбайского комплекса отличаются повышенным содержанием TiO_2 , Fe_2O_3 и FeO , MnO и Na_2O , пониженным — MgO , CaO и K_2O . По химическим особенностям основные породы комплекса характеризуются пониженным содержанием меди (кроме Гавриловского массива), бария, никеля, хрома по отношению к кларку по А. П. Виноградову. Интрузивные породы среднего и умереннокислого состава представлены диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. Состав пород массивов — от биотит-амфиболовых диоритов до гранодиоритов. В породах среднего состава преобладают порфировидная и серийно-порфировидная структуры с мелкозернистой гипидиоморфнозернистой основной массой. Кварцевые диориты состоят из зонального андезина (50–65 %), амфибола (15–20 %), кварца (5–10 %), биотита (3–5 %) и калиевого полевого шпата (0–10 %). Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном и апатитом. Вторичные изменения проявляются в деанортизации плагиоклазов, биотитизации и хлоритизации амфиболов.

С интрузиями соколовско-сарбайского комплекса связаны крупные месторождения скарново-магнетитовых руд Тургайского прогиба (Соколовское, Сарбайское и др.) и его северного продолжения (Глубоченское, Березовское и др.).

Ранне-среднекаменноугольный возраст соколовско-сарбайского комплекса обоснован многочисленными определениями абсолютного возраста, имеющими разброс от 290 до 350 млн лет, из них наиболее часто встречаются числа в диапазоне 310–320 млн лет [214]. В петротипическом районе комплекс совместно с вулканитами визейской валерьяновской серии (валерьяновской толщи в изучаемом районе) образует рудоносную Валерьяновскую вулcano-плутоническую ассоциацию [216, 214].

Милютинско-михайловский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma C_{1-2}mm$) распространен в пределах Урайско-Денисовской и Тюменско-Кустанайской СФЗ Зауральской мегазоны в восточной части территории листа О-41. На изучаемой территории комплекс представлен гранитами, перекрыт мезозойско-кайнозойскими осадками и картируется по геофизическим полям и редким скважинам. В петротипическом районе (Северный Казахстан) массивы милютинско-михайловского комплекса образуют цепочку сравнительно крупных (десятки км) интрузивов, вытянутых конкордантно вмещающим толщам. Геофизические данные свидетельствуют, что эти интрузивы представляют собой выступы слабовскрытых эрозией гранитоидных батолитов [127].

В строении массивов комплекса в петротипическом районе существенно преобладают гранодиориты и кварцевые диориты. Граниты состоят (%) из плагиоклаза (40–50), кварца (20–25), калиевого полевого (15–20) и хлоритизированного темноцветного минерала (до 15). Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом и магнетитом. Из вторичных процессов развиты серицитизация и альбитизация полевых штатов и хлоритизация темноцветных минералов. Для умереннокислых пород характерны повышенные содержания бериллия, никеля, бария, стронция, хрома, пониженные содержания свинца, кобальта и скандия [54]. Металлогеническая специализация комплекса довольно отчетлива, с ним связаны проявления медно-молибден-порфирового типа, золота, скарново-магнетитовых руд [150].

Интрузивные породы прорывают отложения среднего–верхнего визе, что позволяет считать их послеверхневизейскими [54]. Ранне-среднекаменноугольный возраст принят согласно Легенде Уральской серии [422].

Среднекаменноугольные интрузии

Курайский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma \delta C_2kr$) распространен в составе Алапаевско-Адамовской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны в центральной и южной части листа О-41 [406]. Комплекс включает гранодиориты биотитовые, амфибол-биотитовые, биотитовые граниты. Гранитоиды курайского комплекса слагают дайки и силлы мощностью от первых десятков сантиметров до 80 м, протяженностью до 600 м. Преобладающая часть даек группируется в узких поясах, приуроченных к тектоническим зонам. В пределах этих поясов отмечаются участки максимальной концен-

трации даек, к которым приурочены золоторудные проявления кварцево-жильного типа. Вне указанных поясов отмечены только единичные дайки [406]. Характерная особенность гранитоидов комплекса — наличие орбикулярных разностей.

Гранодиориты представляют собой средне-, реже крупнозернистые зеленато-серые породы массивной или сланцеватой текстуры. В орбикулярных разностях присутствуют орбикулы (овоиды) — сфероидальные обособления размером 1–6 см в количестве от единиц до 50–60 % объема породы, состоящие из кристаллическизернистого ядра, аналогичного составу вмещающей матрицы, и тонкой (не более 2 мм) периферической оболочки, сложенной хлоритизированным и мусковитизированным биотитом. Породы интенсивно изменены, из первичных минералов присутствуют кварц, плагиоклаз, биотит. Первичная структура гипидиоморфнозернистая. Судя по химизму, гранодиориты могли содержать также калиевый полевой шпат и роговую обманку.

Гранит-порфиры во вкрапленниках (до 30 %) содержат только плагиоклаз. Основная масса кварц-альбитовая микропегматитовой структуры.

Практически все породы, слагающие дайки, подверглись интенсивной березитизации. Наряду с типичными березитами в пределах Маминского золоторудного месторождения широко распространены грейзены [169]. Высокая степень метасоматических преобразований пород не позволяет обоснованно судить об их петрохимическом типе гранитоидов. Гранитоиды комплекса имеют повышенные по сравнению с кларками содержания сидерофильных элементов, Ba и Sr, а также аномально высокие концентрации Ag, Bi, W и Au, фиксирующие околорудные ореолы золотоносных кварцевых жил. Средняя плотность — 2,67 г/см³, магнитная восприимчивость — $0,07 \times 10^{-3}$ ед. СИ. С гранитоидами этого комплекса связано промышленное золотое оруденение кварцевожильного типа (Маминское месторождение).

Дайки курайского комплекса прорывают толщи широкого возрастного диапазона, включая позднедевонские [406]. Возраст комплекса условно принят среднекаменноугольным [422].

Раннепермские интрузии

Раннепермские интрузивные образования формировались в обстановке растущего Уральского компрессионного орогена и имеют геохимические черты, свойственные син-орогенным гранитным сериям.

Аятский комплекс гранитовый ($\gamma P_1 at$) выделен по оз. Аять на Среднем Урале [401] и распространен в пределах Верхисетского батолита (лист О-41-XXV). Согласно Легенде Уральской серии [422], комплекс входит в состав Кумакско-Пельимской подзоны Восточно-Уральской СФЗ Уральской мегазоны. При картировании Верхисетского батолита исследователями были выделены две фазы аятского комплекса [401]. Породы главной фазы — порфировидные двуслюдяные граниты, слагающие большую центральную часть плутона. Во вторую фазу выделены самые молодые в Верхисетском плутоне мезо- и лейкократовые, мелко-, реже среднезернистые граниты, которые слагают шток в северной половине батолита и образуют от-

дельные тела среди гранитов второй фазы верхисетского комплекса, а также мелкие тела и дайки внутри штока порфировидных гранитов первой фазы.

На геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 комплекс не разделяется на фазы из-за незначительности размеров их контуров. Магматиты обеих фаз аятского комплекса имеют много общего по минеральному и химическому составам и по геохимическим особенностям. Граниты первой фазы – среднезернистые порфировидные, второй фазы – мелко- и мелко-среднезернистые, равномернозернистые, более лейкократовые. Завершается формирование комплекса и Верхисетского батолита в целом дайками лейкократовых аплитовидных гранитов и гранит-порфиров. Граниты комплекса – массивные, недеформированные. Им соответствует спокойное отрицательное магнитное (минус 400–500 нТл) и пониженное гравитационное поле (локальные минимумы до –8 мГал).

Граниты состоят (%) из плагиоклаза (до 43), кварца (25–37), микроклина (15–20), биотита и мусковита (до 3) (последние нередко в сростаниях с магматическим эпидотом). Структура гранитовая, пород первой фазы – порфировидная (в порфировидных выделениях – микроклин и плагиоклаз). Акцессорные минералы – эпидот, апатит, циркон, редко сфен. По химическому составу порфировидные и равномернозернистые граниты обеих фаз близки друг к другу и относятся к высокоглиноземистому типу, к известково-щелочным породам нормальной щелочности при преобладании Na_2O над K_2O . Геохимически оба типа гранитов также практически неразличимы. Для них, как и для всех гранитоидов Верхисетского батолита, характерно повышенное содержание Sr (550–1150 г/т). С гранитами аятского комплекса связаны рудопроявления золото-кварцевой формации.

В гранитах аятского комплекса Верхисетского массива была получена Rb-Sr изохрона 276 ± 5 млн лет ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7044$); изучение Pb-Pb возраста цирконов методом Кобера дает кластеры в диапазоне 310–275 млн лет [285]. Каменноугольные значения возраста, по мнению Г. Б. Ферштатера, соответствуют ксеногенным цирконам, захваченным из вмещающих пород более древней тоналит-гранитовой серии. Таким образом, возраст аятского комплекса соответствует Приуральскому отделу пермской системы и должен считаться раннепермским.

Учитывая нахождение в составе одного батолита гранитоидов с возрастом 360 млн лет (западноверхисетский комплекс), 310–320 млн лет (верхисетский комплекс) и 276 млн лет (аятский комплекс), период эндогенной активности и гранитоидного магматизма, документируемый в пределах Верхисетского массива, длился более 80 млн лет. Для заверки возраста завершающей стадии магматизма, в процессе проведения работ по составлению Госгеолкарты-1000/3 была отобрана проба порфировидных биотитовых гранитов аятского комплекса; по монофракциям биотита, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и породе в целом в ЦИИ ВСЕГЕИ была получена Rb-Sr изохрона $272,1 \pm 1,5$ млн лет ($\text{СКВО} = 0,48$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7045$) (рис. 12). Таким образом, вновь полученное число абсолютного возраста подтвердило раннепермский возраст аятского комплекса и длительный (более 80 млн лет) период формирования Верхисетского батолита.

Уруккульско-покровский комплекс риолит-трахириолитовый гипабиссальный (лпР_{1р}) назван по оз. Уруккуль на Южном и с. Покровское на Среднем

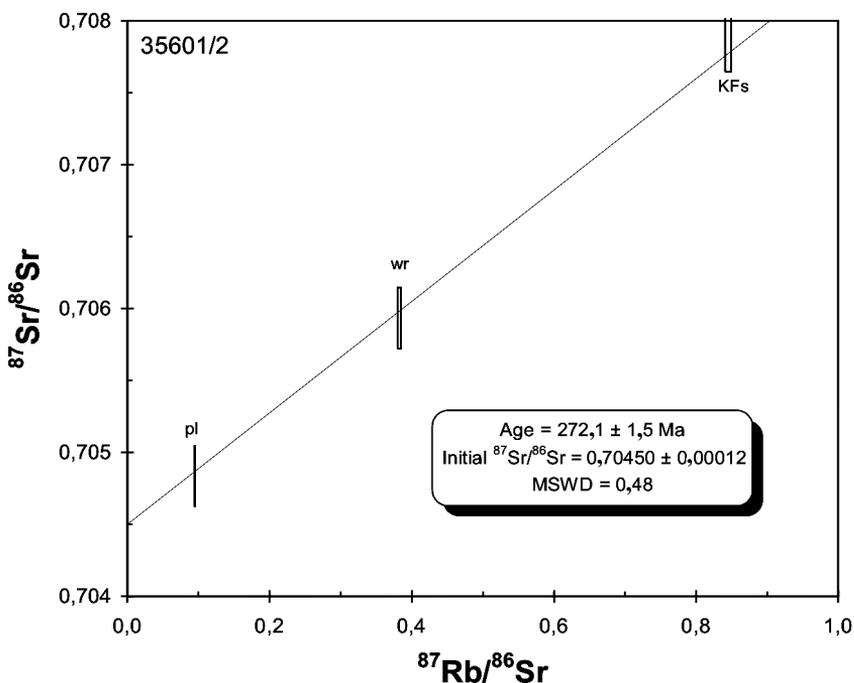


Рис. 12. Rb-Sr изохрона для гранита аятского комплекса.

Урале [499, 422], распространен в составе Синарско-Лозьвинского района Кумакско-Пельмской подзоны Восточно-Уральской СФЗ Уральской мегазоны [422]. Комплекс состоит из риолит-порфиров, риодацит-порфиров, трахириолит-порфиров, трахириодацит-порфиров, слагающих пологие силлоподобные экструзии мощностью 20–50 м и протяженностью до нескольких км в северном экзоконтакте Рефтинского массива (листы О-41-XX, XXVI). Кислые субвулканыты – желто-серые, розовые и вишневые породы с флюидалной текстурой. Редкие вкрапленники (не более 2 %) представлены оплавленным кварцем и альбитом. Акцессорные минералы: апатит, флюорит, циркон, магнетит, галенит [48]. Гидротермальные изменения – карбонатизация, аргиллизация, гематитизация. Субвулканыты характеризуются повышенным содержанием молибдена и свинца; по химическому составу отвечают риолитам и дацитам. Определения абсолютного возраста К-Аг методом укладываются в интервал 277–284 млн лет [445].

Петуховский комплекс монцодиорит-лейкогранитовый назван по с. Петухово на Среднем Урале [499] и распространен в пределах Синарско-Лозьвинского района Кумакско-Пельмской подзоны Восточно-Уральской СФЗ Уральской мегазоны [422]. Комплекс представлен двумя фазами: вторая фаза – лейкограниты ($l\gamma P_1 pt_2$), граниты (γ), субщелочные граниты ($\epsilon\gamma$); первая фаза – монцодиориты ($\mu\delta P_1 pt_1$), кварцевые монцониты и монцониты (μ), сиениты (ξ). Петуховский комплекс слагает цепочку массивов, вытянутую в субмеридиональном направлении в юж-

ной части территории листа О-41. Как правило, массивы имеют в плане округлую форму и размеры от 3 до 8 км в поперечнике. Площадь выходов массивов на поверхность – от 11 до 100 км². Контакты с вмещающими породами обычно интрузивные, часто с многочисленными инъекциями и апофизами. Лишь удлинённый по меридиану Газетинский массив размером 12,5 × 5–10 км имеет неправильную форму, занимая площадь около 100 км². Контакты его на всем протяжении осложнены разрывными нарушениями.

В магнитном поле основная часть массивов фиксируется отчетливыми изометричными аномалиями интенсивностью от нескольких сотен до 3–4 тыс. нТл при мозаичном, иногда концентрическом расположении слагающих эти аномалии локальных максимумов, фиксирующих распределение ферромагнитных разновидностей. Газетинскому массиву в отличие от других массивов отвечает спокойное отрицательное (до –200 нТл) магнитное поле. Значения поля силы тяжести над массивами этой группы меняются в зависимости от петрографического состава пород и уровня эрозионного среза. Как правило, массивам соответствуют минимумы поля интенсивностью от –2 мГал (Свободинский и Боровской массивы) до –15 мГал (Сосновский массив), что отражает преобладающую роль гранитоидов в объеме интрузивных тел.

Петрографический состав массивов на уровне эрозионного среза сильно варьирует. Сосновский и Газетинский массивы практически целиком сложены гранитами и лейкогранитами. В Шиловском массиве также распространены (%) монцодиориты – 3, кварцевые монцодиориты – 8, граносиениты – 8. В Петуховском массиве монцодиориты и кварцевые монцодиориты – около 30, граносиениты – 5. В Шабуровском массиве монцонициты и монцодиориты – около 60, кварцевые монцодиориты и граносиениты – около 30, граниты и лейкограниты – 10. В Свободинском и Боровском массивах преобладают породы среднего состава [406]. Петрографическое описание и геохимическая характеристика главных типов горных пород выполнены А. В. Коровко [406].

Монцодиориты – равномернозернистые и крупнопорфировидные разновидности одного минерального состава (%): плагиоклаз (№ 25–33) – 60, биотит ($f = 0,46$) – 15–25, роговая обманка – 5–10, микроклин-пертит – 10–15, кварц – 1–3, аксессуарные – эпидот, сфен, апатит, магнетит, ортит. Порфировидные разновидности содержат вкрапленники субидиоморфных кристаллов микроклина размером до 3 см в количестве 10–15 %. Структура равномернозернистых пород и основной массы порфировидных – гипидиоморфнозернистая, часто трахитоидная.

Монцонициты всегда имеют порфировидный облик. От монцодиоритов они отличаются большим содержанием мегакристаллов калиевого полевого шпата. Кварцевые монцонициты по минеральному составу и структуре близки к бескварцевым разновидностям. Они содержат (%): плагиоклаз (олигоклаз, альбит–олигоклаз) – 50–55, микроклин – не менее 10–20, биотит ($f = 0,51$) – 15–20, кварц – 5–10, роговую обманку – незначительно. В порфировидных разновидностях количество вкрапленников калиевого полевого шпата достигает 70 %.

Сиениты и граносиениты представлены равномернозернистыми и порфировидными разновидностями. Главные породообразующие минералы:

плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит ($f = 0,49-0,51$). Акцессорные — апатит, сфен, эпидот, ортит, магнетит. Характерной особенностью этих пород является относительно лейкократовый облик (количество биотита снижается до 5 %). Порфиroidные граносиениты содержат наряду с мегакристаллами калиевого полевого шпата размером до 0,7 см (от единичных зерен до 30 % объема породы) небольшое количество мелких вкрапленников плагиоклаза. Структура равномернозернистых разностей и основной массы порфиroidных — гипидиоморфнозернистая.

Умереннощелочные граниты и лейкограниты отличаются от граносиенитов более высоким содержанием кварца, наряду с биотитом в них появляется мусковит. Наиболее обычный минеральный состав (%): плагиоклаз — 30–40, калиевый полевой шпат — 25–30, кварц — 25–30, биотит ($f = 0,53-0,57$) — 3–5, мусковит — 1–2. Количество акцессорных невелико, в основном это апатит, сфен, магнетит, местами присутствует значительное количество эпидота и ортита. В гранитах Шиловского массива и Головыринской дайки обычен флюорит. Жильные лейкограниты отличаются небольшим размером (не более 0,5 м мощностью) и зональным строением слагаемых ими тел, в которых наряду с лейкогранитами присутствуют аплиты и пегматиты.

Породы комплекса принадлежат к умереннощелочной (субщелочной) серии ($K_2O + Na_2O > 8\%$). Величина Na_2O/K_2O близка к единице: в породах кислого состава незначительно преобладает калий, в основных — натрий. Для всех петрографических разновидностей комплекса характерны низкие содержания элементов-примесей группы железа (г/т): в габбро — Cr — 33, Ni — 15, Co — 32, V — 250, в гранитах — как правило, первые г/т; повышенные концентрации стронция (до 3000) и редких земель (более 700) в габбро и рубидия (до 500) в гранитах. Важной особенностью пород комплекса является их высокая фтороносность (породы некоторых массивов содержат акцессорный флюорит). Величина первичного отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ для пород Петуховского массива составляет $0,7070 \pm 0,0005$ [219]. С породами петуховского комплекса связаны образования редкометалльных (ниобийсодержащих) мусковит-кварцевых грейзенов альбитизированных гранитов рудопроявления Галочья Гора в Шиловском массиве и нескольких тел апогранитов в Сосновском массиве [106]. Промышленных объектов среди них пока не выявлено. С аналогичными комплексами в других районах Урала связаны промышленные месторождения вольфрама (Гумбейское и др.).

Возраст пород надежно установлен K-Ar и Rb-Sr методами [230, 252] и составляет (млн лет): 277 — для Сосновского, 260–270 — для Петуховского, 271–274 — для Шабуровского и 278 ± 18 млн лет — для Газетинского массивов [255]. Приведенные цифры соответствуют нижней перми. Согласно приведенным данным, петуховский комплекс относится к А-типу гранитов [313, 333], формирование его, вероятно, связано с синколлизийными сдвиговыми зонами.

Красногвардейский комплекс гранитовый ($\gamma P_1 kg$) назван по пос. Красногвардейский на Среднем Урале [499], где известны его выходы, распространен среди допалеозойских метаморфических пород Красногвардейского блока и относится к Зауральской мегазоне [422]. В состав комплекса входят граниты и плагиограниты. Большая часть массивов, слагаемых крас-

ногвардейским комплексом, перекрыта мезозойско-кайнозойскими осадками, и данные образования картируются главным образом по геофизическим данным и керну редких скважин. По количественным расчетам гравиметрового поля гранитные массы приурочены к зонам линейно вытянутых субмеридиональных нарушений; в северо-восточной части листа О-41-XXI под гнейсами мариинской свиты по отрицательной гравиметровой аномалии интенсивностью 10 мГал и геофизическим расчетам можно предположить наличие на глубине 3,0 км крупного батолита изометричной формы с изменяющейся вертикальной мощностью пород от 2 до 10 км [46].

Граниты в основной массе немагнитны или слабوماгнитны, но известны образцы пород с высокой магнитной восприимчивостью. Меридионально вытянутым массивам гранитов соответствует отрицательное магнитное поле того же направления интенсивностью 0–100 гамм либо градиентные зоны положительного поля. Граниты биотитовые имеют светло-серый и розовато-серый цвет, обычно мезократовые, средне- и мелкозернистые, со структурами от гипидиоморфозернистой и гранитовой до гранобластовой, участками в гранитах отмечается реликтовая порфирировая структура. Их главные породообразующие минералы: плагиоклаз — от альбит-олигоклаза до андезина (30–45 %), ортоклаз (30–35 %), кварц (20–30 %), биотит и акцессории — сфен, апатит, циркон. Плагиоклазы обычно серицитизированы или альбитизированы, ортоклазы пертитизированы. Кварц образует мирмецитовые и пойкилитовые вроски. Гранитоиды относятся к высокоглиноземистой калиево-натриевой серии [46]. Цифры возраста гранитоидов красногвардейского комплекса Красногвардейского массива, определенные объемным К-Аг методом, колеблются от 309 до 248 млн лет; среднее по восьми определениям — 280 млн лет [166].

Среднепермские интрузии

Ухановский комплекс монцодиорит-гранитовый выделен южнее исследуемой территории. В его состав входят монцодиориты, монцониты, сиениты, граносиениты, граниты. На территории распространены только породы среднего состава, образующие первую фазу ($\mu\delta P_2, uh_1$) и слагающие небольшие массивы в юго-восточной части листа О-41, полностью перекрытые мезозойско-кайнозойскими осадками.

Комплекс относится к Тобольско-Тавдинской СФЗ Зауральской мегазоны [422], но на исследуемой территории распространен и в составе Среднеисетско-Варненской СФЗ. Ранее ряд авторов [420, 499, 217] относили данный комплекс к нижнему или среднему карбону, другие [150, 129] указывали на присутствие тел монцодиоритов и сиенитов — аналогов джабык-карагайского комплекса — или предлагали выделить их в составе раннепермского консулекского комплекса [128].

Интрузивные массивы ухановского комплекса распространены преимущественно в северной и центральной частях Валерьяновского синклинали в северном Казахстане, где они прорывают каменноугольные и более древние отложения [127]. По морфологии и размерам это небольшие (до первых десятков км) трещинные, штокообразные и лополитоподобные тела.

Массивы сопровождаются многочисленными послойными и секущими апофизами в породы вмещающей рамы.

В строении массивов комплекса в петротипическом районе преобладают основные породы, подчинены средние и незначительно развиты кислые разности. Массивы комплекса имеют неоднородное внутреннее строение, которое определяется сложными фазовыми соотношениями и фациальными переходами. Для пород эндоконтактных частей интрузивов часто характерны порфиroidные (до порфиroidных) структуры. Жильная серия массивов комплекса представлена дайками микрогаббро, микрогабброноритов, порфиroidных габбро-порфиroidитов (редко габбронорит-порфиroidитов), диабазов, базальтовых порфиroidитов.

По особенностям химического состава среди интрузивных пород комплекса выделяются три группы. Группа пород расслоенной серии отличается толеитовым химизмом, это низкокальциевые породы натриевой серии. Количественно преобладающие габброиды представляют известково-щелочную ассоциацию, а в составе пород среднего—кислого состава преобладают умереннощелочные разности. Контактные изменения вблизи массивов комплекса выражены слабо, представлены обычно биотитизацией алюмосиликатных пород и мраморизацией известняков, редко встречаются роговики с минеральной ассоциацией, отвечающей пироксен-рогиковой фации. Ширина контактовых ореолов незначительна.

С расслоенной серией пород комплекса иногда связано вкрапленное гистеромагматическое магнетитовое оруденение (Давыдовское месторождение в Северном Казахстане). С дайкообразными телами умереннощелочных средних и кислых пород Жангирского массива связано образование турмалин-кварц-мусковитовых грейзенов, сопровождающихся серебрянно-полиметаллическим оруденением [127]. Среднепермский возраст комплекса принят условно, в соответствии с Легендой Уральской серии [422]. Вопрос о возрасте и формационной принадлежности ухановского комплекса требует проведения дополнительных исследований. Возможно, на самом деле существует два умереннощелочных комплекса — ранне-среднекаменноугольный (ухановский в старом понимании), комагматичный шошонит-латитовой вулканической формации конца раннего—начала среднего карбона (александровскому комплексу по данным [17], серпуховско-башкирской качарской серии по материалам [217]) и раннепермский, коррелятивный петуховскому комплексу Среднего и степнинскому — Южного Урала).

Кузнецовский комплекс гранитовый ($\gamma P_2 kz$) распространен в восточной части территории листа О-41 в составе Тобольско-Тавдинской и Среднеисетско-Варненской СФЗ Зауральской мегазоны [422]. Массивы данного комплекса перекрыты мезозойско-кайнозойскими осадками и картируются по геофизическим данным и редким скважинам. В состав комплекса входят граниты биотитовые, слагающие крупный Кузнецовский массив, и ряд более мелких тел, залегающих среди метаморфических пород в пределах одноименного антиклинория [166]. Гранитоиды кузнецовского комплекса изучены слабо. Абсолютный возраст биотитовых двуполевошпатовых гранитов Кузнецовского массива, определенный валовым К-Аг методом, составляет 261 и 268 млн лет [166].

Позднепермские интрузии

Адуйский комплекс гранитовый (γP_3a) назван по р. Адуй на Среднем Урале [499], слагает массивы в пределах Мурзинско-Адуйского метаморфического блока. Согласно структурно-формационному районированию, комплекс относится к Синарско-Лозьвинскому району Кумакско-Пельмской подзоны Восточно-Уральской СФЗ Уральской мегазоны [422]. В состав комплекса включены граниты двуслюдяные, биотитовые средне-, мелкозернистые, порфириовидные, слагающие Адуйский, западную часть Мурзинского массивов и ряд более мелких тел.

Адуйский массив (№ 11 на тектонической схеме) имеет площадь около 550 км². Вытянут в северо-северо-западном направлении на 39 км, локализуется в восточной части Мурзинско-Адуйского блока среди кристаллических сланцев алабашской серии. Юго-восточное замыкание массива дугообразное, западный и юго-западный контакты неровные, с многочисленными заливами во вмещающие породы. Падение западного контакта пологое (до 40°) восточное, южного и северного — крутое в сторону от массива. Северо-восточная часть массива срезана разрывным нарушением северо-западного простирания, а восточная срезана глубинным Сусанским разломом [48]. Падение плоскости восточного контакта крутое (65°) на восток. Форма в плане неправильно-овальная. По гравиметровым данным [408], массив представляет собой пластообразное тело с вертикальными размерами от 2–3 км на западе до 11 км на востоке. Строение массива неправильное концентрически-зональное, периферическая часть его сложена гранитами первой фазы, отличающимися многообразием текстур и структур. Они гнейсовидные, такситовые, порфиробластические, среднекрупнозернистые, редко пегматоидные до пегматитов. Наблюдается сочетание гранобластовых, реакционных и гранитных структур. Гнейсовидность в гранитах ориентирована, как правило, согласно с направлением гнейсовидности во вмещающих породах. Углы падения от 45° до вертикальных. С вмещающими метасоматически измененными (гранитизированными) кристаллическими сланцами имеют рвущие и постепенные контакты, содержат их ксенолиты и скиалиты. Граниты второй фазы слагают центральную часть массива и ряд мелких тел овальной формы к югу от него. Граниты равномернозернистые биотитовые и двуслюдяные, лейкократовые. Контакты с породами первой фазы резкие, линейные. Жильная фация — лейкократовые граниты, аплиты, пегматиты.

Внешняя зона зональных пегматитов сложена аплитами, далее идет зона неравномернозернистой, затем пегматоидной структуры и, наконец, зона блокового калишпата и кварцевое ядро. Четкая зональность наблюдается редко, обычно пегматитовые тела имеют асимметричное строение или сложены какой-нибудь одной структурной разновидностью [106]. По классификации Н. А. Солодова, пегматиты относятся к редкометалльному типу, с ними в районе связаны месторождения и проявления редких металлов. Минеральный состав гранитов и пегматитов комплекса (%): плагиоклаз (олигоклаз № 16–18) — 25–35, калиевый полевой шпат (решетчатый микроклин и ортоклаз), замещающийся плагиоклазом с образованием обильных мирмецитов — 25–40, биотит (железистость 53–79) — 0–5, мусковит

0–3. Типовая ассоциация аксессуарных минералов определяется как ильменит-монацит-ксенотимовая с гранатом, иногда колумбитом. Присутствуют магнетит, апатит, циркон.

Второстепенные минералы: турмалин, кианит, циртолит, муассонит, эвксенит, пироксенол и колумбит [162, 106, 445]. В эволюционном ряду от гранитов первой фазы к жильным дериватам наблюдается уменьшение содержания монацита и увеличение количества ксенотима, появляются эвксенит, фергюсонит и колумбит [445]. Граниты второй фазы содержат пониженное количество лития и повышенное рубидия. Постмагматические изменения (альбитизация и мусковитизация) сопровождаются перекристаллизацией и привнесением рубидия, лития, бериллия, ниобия и тантала. В альбитизированных пегматитах отношение тантала к ниобию приближается к единице [103]. Петрохимической особенностью гранитов Адуйского массива является пересыщенность глиноземом. По классификации А. И. Зававицкого, они относятся к группе умеренно богатых и богатых щелочами. Средняя плотность гранитов 2,6 г/см³. Магнитная восприимчивость 0–50 × 10⁻³ ед. СИ. Адуйскому и Каменскому массивам в поле силы тяжести соответствует единая асимметричная в плане отрицательная аномалия интенсивностью более 40 мГал. При этом Адуйскому массиву отвечает наиболее интенсивная часть минимума, а Каменский массив приурочен к южной градиентной и менее интенсивной части минимума. Магнитное поле над массивами – ровное отрицательное, интенсивностью 200–300 гамм.

Граниты Адуйского массива – глубинные водные плутонические образования, формированию которых предшествовали и сопутствовали процессы глубокого метаморфизма вмещающих пород. Г. Б. Ферштатером с соавторами [286] произведено изотопно-геохронологическое исследование гранитоидов петротипического Адуйского массива. Получены следующие датировки: U-Pb по монациту – 256 ± 0,6 млн лет; Re-Os возраст молибденита из редкометалльных пегматитов – 265 млн лет. Обе цифры соответствуют Татарскому отделу Пермской системы; соответственно, возраст гранитов адуйского комплекса позднепермский. Подобные результаты опубликованы и В. С. Поповым [211], получившим Rb-Sr изохроны по лейкогранитам и минеральным фракциям из них: 260,3 ± 2,5; 260 ± 3,9; 262 ± 16 млн лет. Позднее А. А. Краснобаев с соавторами [147] определил U-Pb методом на установке LA- ICP-MS по цирконам из гранитов конкордантный возраст 291 ± 8 млн лет; раннепермская датировка интерпретируется этими исследователями как возраст ранних этапов анатексиса, за которыми последовало еще несколько магматических этапов, с которыми связано формирование основной массы гранитоидов адуйского комплекса.

Позднепермско-триасовые интрузии

Чебаркульский комплекс лейкогранитовый (1γP₃–T₁δ) назван по оз. Чебаркуль на Южном Урале (за пределами изучаемой территории) [499], комплекс распространен в пределах Суондукско-Сысертского района Кумакско-Пельмской подзоны Восточно-Уральской СФЗ [422] в юго-западной части территории листа О-41. В составе комплекса описаны малые интрузии

зии и дайки лейкогранитов, аляскитов. По данным В.Ф. Копанева [401], интрузивные образования представлены мезо- и лейкократовыми гранитами, слагающими Аракульский массив и серию даек в пределах Сысертско-Ильменогорской и Алапаевско-Куликовской зон. Петротип комплекса находится на горе Шихан, к северо-западу от оз. Аракуль, в южной части площади листа О-41-XXXI. Граниты слагают линейновытянутые секущие и субогласные тела. Наиболее крупный Аракульский массив (1×8 км), южная часть которого находится за пределами характеризуемой площади, удлинён в меридиональном направлении, интрузирует породы иткульской свиты. Контакты — интрузивные, резкие, без видимой закалки. Граниты — равномернозернистые средне-крупнозернистые и пегматоидные, двуслюдяные и биотитовые по составу темноцветных минералов, преимущественно мезократовые, редко лейкократовые. Содержания кислого плагиоклаза и калиевого полевого шпата близки, при незначительном преобладании первого. Плагиоклаз двух генераций: олигоклаз № 18—20 и вторичный альбит. Калиевый полевой шпат — микроклин и микроклин-пертит. Буровато-зелёный биотит нередко замещён мусковитом. Акцессорные минералы: монацит, апатит, циркон, флюорит, иногда отмечается колумбит.

По химическому составу это нормальные известково-щелочные, калиево-натриевые умеренноглиноземистые породы. Средняя сумма оксидов калия и натрия в них составляет 8,5—8,7 % при соотношении $K_2O/Na_2O = 0,75-0,80$. Граниты комплекса геохимически специализированы на ниобий, тантал, олово, висмут, бериллий. Характерна прямая корреляция между содержаниями ниобия, бериллия и галлия. В магнитном поле массивы отличаются переменным полем от -100 до $+300$ нТл, в гравитационном поле не выражаются, будучи приуроченными к градиентной зоне.

Определения абсолютного возраста гранитов калий-аргоновым методом показали значения 230—250 млн лет [506], что соответствует раннему и среднему триасу. Аналогичные по составу флюоритоносные граниты южноконевского комплекса слагают Верхнебоевское и ряд других дайкообразных тел в Шиловско-Коневском районе на смежной с востока площади [463], где с ними связаны бериллиево-вольфрамовые месторождения.

Мурзинский комплекс гранитовый (γP_3-T_2m) выделен в районе с. Мурзинка на Среднем Урале [499] и распространён в составе Синарско-Лозьвинского района Кумакско-Пелымской поздоны Восточно-Уральской СФЗ [422]. Граниты средне- и мелкозернистые биотитовые мезо- и лейкократовые, флюоритоносные. Граниты слагают восточную часть Мурзинского массива и ряд более мелких тел. В краевых частях массивов развиты гнейсовидные неравномернозернистые, порфириовидные, пегматоидные биотитовые граниты и адамеллиты ранней фазы, в центральных — однородные средне-крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты второй фазы, линейные тела пегматоидных гранитов третьей фазы развиты в западном экзоконтакте массива, где они контролируют локализацию берилл-топазовую минерализацию [407]. На геологической карте масштаба $1 : 1\,000\,000$ фазы мурзинского комплекса не выражаются из-за незначительности размеров контуров. Граниты в гравитационном поле создают крупные минимумы силы тяжести меридионального простирания. Магнитное поле спо-

койное отрицательное (0–200 нТл). Магнитная восприимчивость $0,07–0,12 \times 10^{-3}$ ед. СИ, средняя плотность $2,61 \times 10^3$ г/см³ [403].

Мурзинский массив, по геофизическим данным, имеет форму гарполита (серповидная форма с относительно резким увеличением мощности в восточной части) с пологим в западной части падением подошвы массива на восток, где мощность гранитоидов достигает 4–5 км [403]. Западный контакт: с адамеллитами адуйского комплекса не отчетливый, с кристаллическими сланцами алабашской серии – интрузивный, восточный – типичный инъекционный с многочисленными согласными и секущими апофизами гранитов, жильными телами аплитов, пегматитов с интенсивными гидротермально-метасоматическими преобразованиями вмещающих пород – слюдитизация, альбитизация, окварцевание. Вмещающие вулканогенно-осадочные породы среднего девона надинтрузивного комплекса интенсивно ороговикованы (амфибол-роговиковая фация) [403]. Ранние граниты и адамеллиты – светло-серые, розоватые неравномерно-, чаще мелкозернистые и порфириовидные породы гнейсовидные, массивные. Состав (%): плагиоклаз до 60, калишпат 11–35, кварц 2–39, биотит до 12, мусковит до 3, хлорит, апатит, циркон, монацит, гранат. В порфириовидных выделениях – калишпат, реже плагиоклаз. Плагиоклаз (10–30 % An) зональный антипертитовый, на контактах с калишпатом – альбитовая кайма, часты мирмекиты. Калишпат (ортоклаз) – однородный или тонкоперитовый. Биотит замещается хлоритом, мусковитом. В пегматоидных разностях отмечается гранат спессартин-альмандинового состава.

Структура гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, порфириовидная, участками микрографическая. С ранними гранитоидами генетически связаны месторождения кварц-самоцветного сырья. Более поздние граниты – светлые, однородные, неравномерно порфириовидные мелко-среднезернистые породы. Состав (%): плагиоклаз 25–40, калишпат 25–45, кварц 25–35, биотит до 3, мусковит до 2; среди аксессуарных преобладает монацит, присутствуют гранат, апатит, циркон, ортит, ксенотим и др.

В отличие от гранитоидов первой фазы содержат менее основной плагиоклаз (10–18 % An) без антипертитовых вростков, калишпат (ортоклаз и микролин) представлен крупными ксеноморфными выделениями, биотит – часто в сростаниях с мусковитом и калишпатом (типа симплектитовых). Структура гипидиоморфнозернистая, иногда порфириовидная. Г. Б. Ферштатер [186] отмечает присутствие в мурзинских гранитах спессартин-альмандинового граната и магматического мусковита, что свидетельствует о высоком содержании воды в расплаве (более 7 %). Геохимическая специализация – редкометалльная, с повышенным содержанием бериллия, ниобия [300]. Генетически с ними связаны месторождения бериллов (изумрудов) в связи с флогопитовыми слюдитами в восточном экзоконтакте массива. В заключительный этап эволюции комплекса кристаллизуются граниты и лейкограниты пегматоидные, контролирующие локализацию берилл-топазовой минерализации в западном экзоконтакте массива. Изотопно-геохронологические исследования гранитоидов мурзинского комплекса были выполнены В. С. Поповым [211] Rb-Sr методом. Изохронный возраст двуслюдяного гранита, определенный по полевым шпатам, составляет 253 ± 11 млн лет (СКВО = 4,6), по трем фракциям биотита –

228,1 ± 2,4 млн лет (СКВО = 1,4). Мезозойский возраст имеют также пегматиты и пегматоидные лейкограниты с высокими содержаниями Li, Rb и Cs: эрохрона по валовым составам этих пород и биотитам – 229 ± 4 млн лет (СКВО = 5,4). Таким образом, вероятно, эволюция магматической системы, продуцировавшей граниты мурзинского комплекса, началась в позднепермское и завершилась в триасовое время, следовательно, возраст гранитоидов мурзинского комплекса следует считать позднепермско-триасовым.

Югоконевский комплекс гранит-лейкогранитовый ($1\gamma P_3 - T_j/k$) назван по с. Юго-Конево на Среднем Урале [499], распространен в пределах Синарско-Лозьвинского района Кумакско-Пельмской подзоны Восточно-Уральской СФЗ Уральской мегазоны [422], где слагает несколько небольших штоков в южной части площади листа О-41.

В состав комплекса входят граниты средне- мелкозернистые биотитовые, лейкограниты. Жильные образования – мелкозернистые лейкограниты, гранит-порфиры, аплиты, пегматиты, грейзенизированные граниты. Юго-Коневский массив имеет штокообразную форму, Пьянковский и Игишанский представляют собой трещинные интрузии с восточным падением контактов [462]. Всем массивам соответствует спокойное отрицательное (до –200 нТл) магнитное поле. В поле силы тяжести они совместно с Карасьевским массивом пространственно тяготеют к единому минимуму интенсивностью более –30 мГал [406].

Интрузивные тела комплекса сложены породами двух фаз внедрения, которые не выделяются на геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 из-за незначительности размеров контуров. Породы первой фазы, представленные преимущественно порфировидными гранитами, иногда гранодиоритами, преобладают в Юго-Коневском и в небольшом количестве присутствуют в Игишанском массивах. Ко второй фазе относятся лейкократовые и аляскистовые граниты. Они целиком слагают Пьянковский и преобладающую часть Игишанского массивов. Контакты пород разных фаз четкие, прямолинейные, местами сложные, неровные, извилистые, с интенсивным проявлением метасоматоза, затушевывающего границы между петрографическими разновидностями [4, 132]. Граниты и гранодиориты первой фазы – порфировидные породы с мелко-, среднезернистой основной массой, во вкрапленниках – плагиоклаз и калиевый полевошпат. Минеральный состав (%): кварц – 22, плагиоклаз (две генерации: № 10–17 и –12) – 46, микроклин-пертит – 24, биотит ($f = 0,70 - 0,71$) – 5, мусковит – 3 [208], акцессорные – сфен, апатит, магнетит, ильменит, ортит [494]. Микроструктура гипидиоморфнозернистая.

Лейкократовые и аляскистовые граниты второй фазы – средне- и крупнозернистые слабопорфировидные породы, нередко катаклазированные. В зонах развития кварцевых жил интенсивно проявлены процессы грейзенизации. Средний минеральный состав (%): кварц – 27, плагиоклаз – 43, микроклин – 28, биотит – менее 1, мусковит – 2, акцессорные минералы – флюорит, апатит, сфен, магнетит [4, 132, 208]. Микроструктура гипидиоморфнозернистая. Для пород комплекса характерны слабоповышенное содержание щелочей ($K_2O + Na_2O$ в аляскитах – 8,50–8,62 %, [106]) и высокий фон редких щелочей, бериллия, молибдена, вольфрама [208]. Плотность гранитов – 2,60 г/см³, преобладают парамагнитные разновидности ($\alpha_{cp} = 0,01 - 0,04 \times 10^{-3}$ ед. СИ для 80–90 % измеренных образцов) [406]. Интрузии югоконев-

ского комплекса контролируют размещение молибден- и бериллий-вольфрамового оруденения Боевско-Биктимировской рудной зоны [4, 106].

Приводятся следующие данные о возрасте комплекса, определявшемся К-Аг методом: 270–290 млн лет [106] и 238 млн лет по биотиту из лейкогранитов [226]. Первая группа цифр, возможно, (частично?) соответствует гранитоидам петуховского комплекса, с которым ранее объединялся югоконевский комплекс. Возраст гранитоидов югоконевского комплекса слабо обоснован изотопно-гехронологическими данными; с некоторой долей условности его можно считать позднепермско-триасовым; так же, как и гранит-лейкогранитовый мурзинский комплекс, югоконевский сопровождается минерализацией бериллия, вольфрама, молибдена и принадлежит к А-типу (посторогенные и синорогенные граниты зон глубинных разломов).

Триасовые интрузии

Туринский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ($v\beta T_2 tr$) входит в состав Восточно-Уральской мегазоны и Западно-Сибирской мегаобласти, где слагает гипабиссальные интрузии, комагматичные ранне-среднетриасовой туринской серии [422]. Комплекс назван по р. Тура и распространен в центральной части площади листа О-41. В состав комплекса входят габбродолериты, долериты.

Выходы долеритов туринского комплекса известны на р. Синара, в районе устья р. Черная (лист О-41-XXXIII) [123]. Долериты образуют дайки мощностью до 5–6 м в плагиориолитах и базальтах туринской серии. Структура офитовая, текстура массивная. Центральная часть лейст плагиоклаза сложена лабрадором (An 66 %), краевые части представлены андезином (An 49 %). Клинопироксен – авгит с высоким содержанием титана (до 3 %) и железистостью 33–43 %. Рудный минерал слагает пластинчатые агрегаты в силикатной матрице, представлен ульвошпинелью (мас. %): TiO_2 – 29,88, Fe – O 59,85, Fe_2O_3 – 9,66 [123]. Среди микролитов плагиоклаза и зерен авгита наблюдаются небольшие изометричные псевдоморфозы (размером до 0,4–0,6 мм), сложенные агрегатами хлорита и карбоната. По составу карбоната относится к магнезиальному сидериту с минимальным составом (%): сидерит – 49, магнезит – 47, кальцит – 4. Судя по составу карбоната, можно предположить, что псевдоморфозы образовались по оливину.

Долериты и габбродолериты принадлежат к толеитовой серии с несколько повышенной щелочностью калиевого типа [119], характеризуются низкими содержаниями сидерофильных (Cr, Ni, Co) и халькофильных (Cu, Zn и др.) элементов, повышенными – PЗЭ, Rb, Ba, U, Th. Геохимические особенности этих пород типичны для континентальных толеитовых серий, но некоторые особенности («дефицит» высокозарядных элементов – Nb, Ta, Hf и «избыток» Th, U, Ce), по мнению К. П. Иванова с соавторами [119], могут быть объяснены присутствием остаточного «субдукционного эффекта» в литосферной мантии.

Среднетриасовый возраст туринского комплекса принимается на основании его пространственной приуроченности к образованиям ранне-среднетриасовой туринской серии, петрографического, минералогического и геохимического сходства с входящими в его состав базальтами.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Процессы метаморфизма и метасоматоза широко проявлены на изучаемой территории. Большая часть домезозойских комплексов и стратифицируемых образований в той или иной степени подверглась метаморфическим и метасоматическим преобразованиям, описанным в разделах «Стратиграфия» и «Магматизм» при их характеристике. В данном разделе приводится характеристика собственно метаморфических нестратифицируемых комплексов, образованных процессами регионального метаморфизма, динамометаморфизма и импактных событий.

Комплексы регионального метаморфизма

Комплексы, сформированные процессами регионального метаморфизма, входят в состав основания Уральской складчатой системы, и относятся к блокам — микроконтинентам восточного склона Урала («Восточный Урал»): это шумихинский (Сысертско-Ильменогорская СФЗ) и салдинский (Сосьвинско-Синарская СФЗ) комплексы.

Шумихинский комплекс метаморфический гнейсовый (gAR_2s) выделен Г. А. Кейльманом [130] в Сысертском блоке (Сысертско-Ильменогорская СФЗ), сложен биотитовыми, гранат-биотитовыми, двуслюдяными и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами, реже кианит-гранат-биотитовыми, гранат-силлиманитовыми гнейсами с редкими линзовидными прослоями амфиболитов и гранат-пироксеновых пород. Породы характеризуются сложной, чаще изоклиальной складчатостью, в разной степени гранитизированы, мигматизированы. Пиковые условия метаморфизма характеризуются следующими параметрами: $T = 600\text{--}700\text{ }^\circ\text{C}$, $P = 5,5\text{--}6\text{ кбар}$ [314, 387]. Нижняя граница не установлена, верхняя — тектоническая. Распространение пород ограничивается одноименным куполом, овальная форма которого в плане подчеркивается пониженным гравитационным полем с локальными аномалиями до 2,5 мГал и спокойным отрицательным магнитным полем с цепочками положительных аномалий интенсивностью до 700 нТл. Возраст шумихинского комплекса и положение метаморфических пород этого стратона в сводном геологическом разрезе Сысертско-Ильменогорского антиклинория — один из наиболее сложных и остродискуссионных вопросов стратиграфии Среднего Урала в целом. Так, по данным А. А. Краснобаева [436, 143], шумихинский комплекс следует датировать вендом на основании определений абсолютного возраста по циркону из гнейсов 576 ± 65 млн лет и 580 ± 10 млн лет. Sm-Nd изохрона по мо-

номинеральным фракциям из гнейса показывает возраст 350 ± 11 млн лет [436]. Усилия по датированию гнейсов и амфиболитов шумихинского комплекса различными методами, предпринятые международным коллективом [314], позволили данным авторам выделить несколько этапов формирования горных пород. Первый из них, раннепалеозойский, фиксируется Pb-Pb возрастными цирконов 437 ± 32 и 482 ± 41 млн лет, а также Rb-Sr изохроной 435 ± 33 млн лет. Второй, раннекаменноугольный, этап документируется конкордантой U-Pb датировкой цирконов 355 ± 5 млн лет и Sm-Nd изохроной 352 ± 40 млн лет. К-Ar возраста попадают в интервал 283–251 млн лет. Модельный Sm-Nd возраст метаморфитов (T_{DM}) не превышает 1033 млн лет.

По отобраннам нами монофракциям мусковита, биотита, эпидота, граната, кварца и плагиоклаза из гнейса (проба № 173, рис. 13) Ю. Л. Ронкиным (ИГиГ УрО РАН) было получена Rb-Sr эпохрона $262 \pm 3,1$ млн лет (СКВО 3,8).

Таким образом, позднеархейский возраст шумихинского комплекса в настоящее время не имеет надежного изотопно-геохронологического обоснования. Допротерозойский возраст принят в Легендах Среднеуральской и Уральской серий листов Госгеолкарты на основании присутствия в составе комплекса пород с реликтами парагенезисов гранулитовой фации; ряд исследователей считает, что эти парагенезисы сформировались в архейское время в обстановке пангранулитового метаморфизма, обусловленного высоким тепловым потоком на ранних стадиях развития Земли [13],

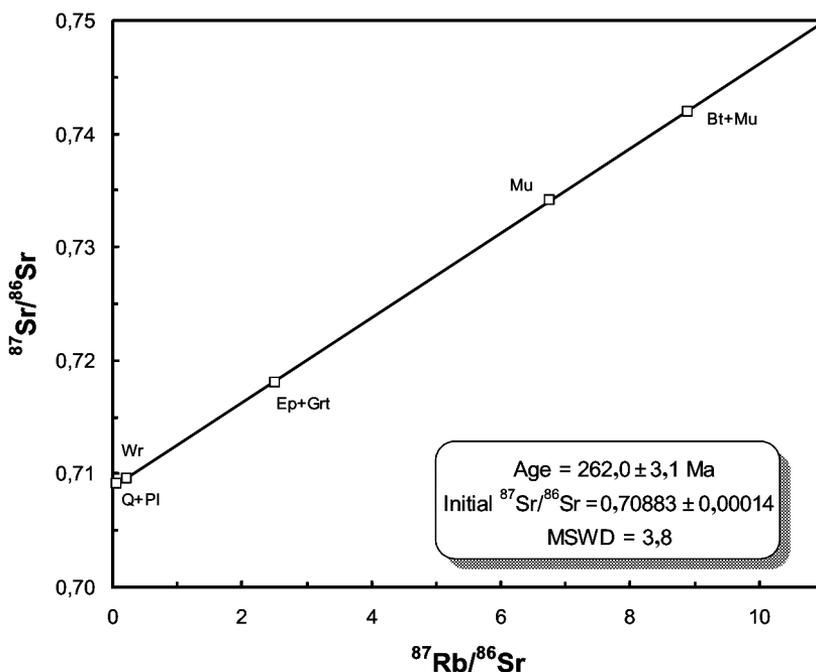


Рис. 13. Rb-Sr эпохрона по мономинеральным фракциям из гнейса шумихинского комплекса.

401]. Данная проблема требует дальнейшего изучения. Мощность комплекса, по геофизическим данным, не менее 3000 м.

Салдинский комплекс метаморфический амфиболит-гнейсовый слагает большую часть Верхотурско-Салдинского блока, северная часть которого перекрыта мезозойско-кайнозойскими осадками. Комплекс был выделен В. А. Грачевым [371] по рекам Салда и Тагил. В составе салдинского комплекса выделяются *бродовский* и *емехский* подкомплексы.

Бродовский подкомплекс гнейсовый (gPR_{1,s}) назван В. А. Грачевым по Бродовскому болоту (правобережье р. Салда Туринская, лист О-41-ХIII), в обрамлении которого по р. Салда присутствуют обнажения гнейсов и амфиболитов. В состав подкомплекса входят плагиогнейсы биотит-амфиболовые, биотитовые, гранат- и дистенсодержащие, амфиболиты гранатовые, клинопироксен-гранатовые, клинопироксенолиты, сланцы мусковит-кварцевые, ортогнейсы. Изучение минеральных парагенезисов метаморфических пород позволяет предположить их образование в процессе нескольких этапов метаморфизма [199].

Наиболее ранние парагенезисы в породах основного состава представлены бурой роговой обманкой, реликтами основного плагиоклаза и внутренними зонами кристаллов граната, возможно, присутствовал низкоглиноземистый диопсид. Параметры метаморфизма: $T = 720\text{--}800\text{ }^{\circ}\text{C}$ (до $950\text{ }^{\circ}\text{C}$ по отдельным образцам), $P = 5\text{--}7$ кбар.

Второй парагенезис представлен внешними зонами кристаллов граната в гнейсах и гранатовых амфиболитах (в гранатовых клинопироксенолитах гранат не имеет четкой зональности и полностью соответствует гранулитовой фации), в него входят также голубой алюмочермакит и зелено-бурая алюмочермакитовая роговая обманка, глиноземистый клинопироксен. Параметры метаморфизма составляют $T = 850\text{--}950\text{ }^{\circ}$ (до 1050 ° по отдельным образцам), $P = 11\text{--}13$ кбар, что соответствует условиям высокобарической гранулитовой фации. По-видимому, к этой же эпохе относится формирование гранат-кианитовых гнейсов. А. И. Русин [232] на основании анализа парагенезисов и сравнения составов минералов, указывает на сходство пород Салдинского метаморфического комплекса с высокобарическими гранулитами Чогарского блока Алданского щита и оценивает условия образования салдинских гранулитов в диапазоне $T = 846\text{--}1008\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 11\text{--}14$ кбар, что соответствует данным, приведенным выше.

Третий парагенезис представлен бурой алюмочермакитовой и голубовато-зеленой обыкновенной роговой обманкой и олигоклаз-андезиновым плагиоклазом. Параметры метаморфизма этого этапа (сопровождающегося плагиомигматизацией): $T = 500\text{--}570\text{ }^{\circ}\text{C}$, $P = 5\text{--}7$ кбар. Изотопные датировки пород и минералов Салдинского метаморфического комплекса выполненные различными методами, в подавляющем большинстве соответствуют палеозою [315, 450].

Вместе с тем, А. А. Краснобаевым [144, 145] в единичных пробах из гранулитов и гнейсов получены рифейские и вендские возрасты цирконов; вычисленные им конкордантные значения возрасты протолита составляют 1871 ± 35 (для $t = 385 \pm 8$ млн лет) и 2195 ± 68 млн лет (при $t = 591 \pm 10$ млн лет). Модельный Sm-Nd возраст T_{DM} двупироксеновых метагаббро пряничниковского комплекса, залегающих среди метаморфитов бро-

довского подкомплекса, составляет 629 млн лет, а биотит-амфиболовых ортогнейсов — 572 млн лет [450]. Для уточнения возраста главного метаморфического события были исследованы образцы плагиоклаз-гранат-клинопироксенового гранулита и биотит-амфиболового плагиогнейса из петротипических разрезов по р. Тагил, не подвергшиеся диафторезу [202]. В результате изотопных исследований были получены Sm-Nd эрохрона 370 ± 38 млн лет (СКВО = 2,0) по гранату, клинопироксену, плагиоклазу и валовому составу гранулита и 372 ± 22 млн лет (СКВО = 2,03) по фракциям плагиоклаз + кварц, биотит + амфибол и плагиогнейсу в целом.

Таким образом, документируемый по минеральным парагенезисам этап высокобарического гранулитового метаморфизма имеет позднедевонский возраст; возможно, это не единственное (а одно из последних) метаморфическое событие в истории формирования салдинского комплекса. Точки зрения на возможный возраст протолита различны: А. А. Краснобаев считает его дорифейским, но позднерифейско-вендские значения модельных Sm-Nd возрастов ортогнейсов и габброгранулитов входят в противоречие с его представлениями.

Принятый в Легенде Уральской серии раннепротерозойский возраст салдинского комплекса и входящего в него бродовского подкомплекса в настоящее время нельзя считать достаточно обоснованным; этот вопрос требует дальнейшего изучения. Мощность подкомплекса более 1700 м.

Емехский подкомплекс амфиболитовый (aPR_{1s}) соответствует емехской толще, выделенной В. А. Грачевым в 1967 г. [371]. В его состав входят амфиболиты, кристаллические сланцы амфиболовые, сланцы эпидот-хлорит-альбитовые. Наиболее распространенные породы в составе комплекса — эпидотовые амфиболиты. В их составе можно выделить микроамфиболиты, мелко- и среднезернистые амфиболиты, часто чередующиеся в разрезе и имеющие четкие границы. При пестроте структурно-текстурных особенностей, минеральный и химический составы этих пород довольно однородны: длиннопризматическая голубовато-зеленая алюмочермакитовая роговая обманка ($f = 58$), замещаемая актинолитом; гранобластовый олигоклаз (№ 31), замещаемый альбитом (№ 12), клиноцоизит и эпидот. Аксессуарные минералы: кварц, апатит, сфен, магнетит. В зоне Серовско-Маукского разлома породы превращены в зеленосланцевые бластомилониты. Присутствие реликтов роговой обманки свидетельствует об общей регрессивной направленности метаморфизма. Определение абсолютного возраста, выполненное К-Аг методом по монофракции амфибола ($378 \pm \pm 24$ млн лет), по-видимому, отражает возраст метаморфизма [450]. Возраст емехского подкомплекса, как и всего салдинского комплекса, условно принимается раннепротерозойским, но его нельзя считать достаточно обоснованным. Мощность емехского подкомплекса 1600–2000 м.

Динамометаморфические (тектоногенные) комплексы

Восточно-Уральский тектоногенный меланжевый комплекс (mpD₃–P_{vii}) на исследуемой территории слагает тектонические пластины в зонах Сусанского, Невьянского, Серовско-Маукского, Мурзинского и других крупных раз-

ломов; в масштабе 1 : 1 000 000 контуры тел, слагаемых полимиктовым меланжевым комплексом, откартированы только в Сусанской зоне смятия, в Серовско-Маукской и Мурзинской шовных структурах. Распространен в Восточно-Тагильской, Верхотурско-Новооренбургской, Аланаевско-Адамовской СФЗ позднего кембрия—карбона и Восточно-Уральской СФЗ перми—триаса. В пределах Сусанской зоны смятия (листы О-41-XX, XXVI) картируются фрагменты меланжа, сложенные беспорядочно ориентированными блоками и обломками серпентинитов, кварцитов, амфиболитов разного размера, погруженными в дисгармонично-плотчатый рассланцованный серпентинитовый и тальк-хлоритовый матрикс [48]. Обломки интенсивно деформированы, рассланцованы, перемяты, раздроблены, на их поверхностях часто развиты зеркала скольжения. Беспорядочная ориентировка, полимиктовость обломков и их «окатанность» может свидетельствовать о формировании данного фрагмента меланжевого комплекса в условиях преобладания хрупких деформаций и о достаточно значительной амплитуде смещения блоков.

Второй крупный фрагмент меланжевого комплекса, откартированный в юго-западной части исследуемой территории, в пределах листа О-41-XXXII приурочен к Серовско-Маукскому разлому. Меланжевые пластины располагаются в подошве серпентинитовых массивов и без пространственной связи с крупными телами массивных ультрамафитов. Последний тип меланжа представлен в горных выработках южнее г. Дегтярск, где прослеживается в виде непрерывного разреза более чем на 1000 м. Для него характерно чередование субпараллельных линзовидных блоков и пластин милонитизированных известняков и серпентинитовых сланцев размером от нескольких сантиметров до 100—150 м. Пластины и линзы имеют субмеридиональное простирание и восточное падение под углами 65—75°.

Изучение деформационных структур показывает на преобладающую левосдвиговую кинематику тектонических перемещений по разломной зоне. Кроме известняков, в серпентинитовом матриксе присутствуют обломки амфиболитов, серицитовых и биотит-серицит-альбит-кварцевых сланцев, эпидот-амфиболовых и хлорит-соссюритовых массивных пятнистых пород. Характерной особенностью является инжектирование серпентинитов по трещинам в милонитизированные известняки. Уплотненная форма тектонических включений, наличие серпентинитовых инъекционных клиновидных микропротрузий, интенсивное рассланцевание и милонитизация пород свидетельствуют о формировании меланжевого комплекса в обстановке раздавливания, расплющивания вещества, сопровождаемого левым сдвигом.

Коптогенный (импактный) комплекс

Проявление коптогенного метаморфизма связано с Рагозинской астроблемой, расположенной в южной части площади листа О-41-VIII. Коптогенный комплекс Рагозинской астроблемы имеет следующую зональность [26, 37]:

— зона кратерных импактных разломов в породах мишени. Эта зона, окаймляющая кратер астроблемы по периферии, в доступных для наблюдения восточном и северном секторах имеет ширину 4—6 км;

— отложения аллогенных закратерных выбросов, залегающие на нарушенных породах мишени в зоне импактных разломов;

— зона импактитов, слагающих структуру кратерного вала. Ее ширина от 2 до 3 км.

Коптогенный комплекс астроблемы в целом изучен слабо. По мере убывания интенсивности ударных деформаций и амплитуды смещения пород выделяются следующие типы импактитов:

Аллогенные закратерные отложения. Изолированные выходы этих отложений известны на севере астроблемы (левобережье Туры у пос. Восточный) и в ее юго-восточном секторе (обнажения в долине р. Отрадновка). В береговом обрыве Туры аллогенные закратерные отложения образуют обнажения длиной до 300 м и видимой мощностью до 8–10 м. Их кровлей являются пески и галечники куртамышской свиты, с размывом и неровным контактом налегающие на импактиты. Подошва аллогенных отложений находится ниже базиса эрозии и в обнажении не наблюдается. Отложения данного покрова представляют хаотическое нагромождение глыб пестрой по составу мегабрекчии, цементируемой псефито-псаммитовыми продуктами дробления. Цемент мегабрекчии — типичный мелкообломочный коптокластит, представленный обломками тех же пород, что и глыбы мегабрекчии. Эти глыбы, размером от 1 до 5–7 м, состоят из углисто-кремнистых сланцев нижнего карбона, аргиллитов и алевролитов, глауконит-кварцевых песчаников и реже гравелитов талицкой свиты, глинисто-кремнистых опок, глауконитовых песчаников и гравелитов серовской свиты и других разностей пород мишени.

Глыбы механически жестких пород, типа углисто-кремнистых сланцев, интенсивно раздроблены по всему объему с образованием мелкообломочной сыпучки или структур дробления «мегагрис». Глыбы компетентных пород пластично-деформированы. Наблюдаются следы затекания и задавливания пластичных пород в промежутки и трещины между глыбами жестких пород. Пестрый состав и структура хаотического нагромождения вместе со следами затекания пластичных пород позволяют считать описываемые образования типичными отложениями центробежного донного потока, «выплеснутыми» на расстояние до 8–10 км от центра кратера. Расплавного компонента в составе цемента мегабрекчии, а также жил псевдотахилитового подплавления а глыбах не отмечено.

Импактиты кратерного вала. Среди образований, слагающих кратерный вал астроблемы, известны клиппены, мегабрекчии и массивы пластично-деформированных пород фундамента мишени, не утратившие с ним связи. Одни из этих образований (клиппены и мегабрекчии) представляют отложения центробежного донного потока, формирующие насыпной ярус вала, в то время как другие (массивы деформированных пород) относятся к продуктам зоны пластического течения, слагая цокольный ярус вала. На современной стадии изученности астроблемы разделение этих двух групп импактитов не представляется возможным. Исключением являются несколько структурных элементов в северном секторе вала, которые можно выделить как конкретные клиппены и массивы.

В приустьевой части руч. Рагозинка, занимая правый склон его долины, обнажаются два массива глинистых известняков верхнего девона. Известняки испытали интенсивное объемное дробление. В стенках карьеров наблюдается пластическая деформация пород: смятие, коробление, подворот слоев и их опрокинутое в центробежном направлении залегание. По особенностям пластической деформации и геофизическим данным эти массивы интерпретируются как выходы цокольного яруса вала, т. е. образования зоны пластического течения [26]. На восточной окраине дер. Малахово находится вскрытый траншеей клиппен терригенных отложений нижнего карбона, отпрепарированный в рельефе субмеридиональной грядой с отметками 100–120 м. Породы клиппена интенсивно раздроблены и разлистованы, а ориентировка разлистования примерно параллельна контуру вала. Северо-западнее этого клиппена находится так называемый Малаховский клиппен, отпрепарированный в рельефе возвышенностью размером 400 × 600 м, с отметками гребня 100–115 м. Клиппен сложен глинистыми известняками и глинисто-кремнистыми сланцами верхнего девона, которые интенсивно раздроблены по всему объему вплоть до образования естественных щебнево-глыбовых масс. В промежутке между названными клиппенами встречаются мелкие выходы опок серовской свиты. Структурное положение обоих клиппенов не вполне ясно. С одной стороны, их можно считать пластинами аллохтона, надвинутыми на деформированные породы осадочного чехла мишени, т. е. рассматривать как отложения центробежного донного потока. С другой стороны, их можно считать выдвинутыми вверх по плоскости наклона моноклиальной пачки пород фундамента пластинами, которые проткнули деформированные породы осадочного чехла, но не утратили связи с фундаментом мишени. Тогда это – полуотторженцы, формирующие цокольный ярус вала и относимые к продуктам зоны пластичного течения. Учитывая, что контур клиппенов вытянут в субмеридиональном направлении, согласно с региональным простираем пород фундамента, последнее предположение нам представляется более вероятным. Описанные выходы палеозойских пород фундамента, единственные в районе, показывают, что, вследствие пластического течения и клиппеновых движений, породы палеозойского фундамента в зоне кратерного вала испытали вертикальный подъем с амплитудой до 100 м, что можно считать минимальной оценкой высоты свежего вала кратера над поверхностью мишени. Иллюстрацией латеральных смещений при образовании вала может служить пример развернутой гипербазитовой пластины в южном секторе кратера. Северный край этой пластины, как отмечается по геофизическим данным, был смещен к востоку на расстояние не менее 1 км от своего первоначального положения.

Мегабрекчий образуют несколько мелких выходов в долине руч. Рагозинка. Одно из таких обнажений, в 600 м выше устья ручья, представляет левобережный обрыв протяжением до 15 и высотой до 4 м, где вскрывается контакт двух глыб, одна из которых сложена пластично-деформированными пестрыми глинами коры выветривания мезозоя, а другая – раздробленными до сыпучей дресвы аргиллитами талицкой свиты. Мощность мегаб-

рекчиевых отложений в северной части кратера и прилегающих склонов вала, согласно скважинам, достигает 150–200 м. В скважинах мегабрекчии описаны как глыбовые и щебневые брекчии различных пород с псаммито-алевритовым цементом, залегающие под покровом отложений заполняющего комплекса, мощность которого меняется от первых метров до 30–50 м [26]. Импактное событие произошло в конце палеоцена, что обосновывается наличием обломков пород нижней части серовской свиты в составе аллогенных отложений; осадки ее верхней части формируют заполняющий (перекрывающий) комплекс.

ТЕКТОНИКА

На территории листа О-41 присутствуют фрагменты двух крупных тектонических регионов: палеозойской Уральской складчатой системы (орогена) и мезозойско-кайнозойской Западно-Сибирской платформы. Палеозойские структуры Урала прослеживаются в фундаменте последней.

На территории представлены структурно-вещественные комплексы (СВК) четырех структурных этажей – архейско-нижнепротерозойского, рифейско-среднекембрийского (кадомского или байкальского), верхнекембрийско-среднетриасового (каледоно-герцинского или уральского) и мезозойско-кайнозойского.

Архейско-нижнепротерозойский структурный этаж

Архейско-нижнепротерозойский структурный этаж представлен блоками-выступами допалеозойского фундамента в ядрах антиклинориев, доступными для наблюдения в западной части территории листа О-41 и перекрытыми мезозойско-кайнозойскими осадками в восточной. На изучаемой территории известны следующие блоки допалеозойских пород: Уфалейский (№ 1 на Тектонической схеме), Верхотурско-Салдинский (№ 3), Гаевский (№ 6), Мурзинско-Адуйский (№ 7), Сысертско-Ильменогорский (№ 5), Красногвардейский (№ 10), Шаимско-Кузнецовский (№ 12), Ницинско-Шадринский (№ 13). Метаморфические блоки сложены комплексами ремобилизованного кристаллического фундамента древних платформ, представленными мигматит-амфиболит-гнейсовой формацией (MAR–PR₁) и тектонически перекрывающих их рифейских рифтогенных образований и осадков внутриконтинентальных бассейнов [185]. Допалеозойские образования относятся к четырем структурно-формационным зонам – Уфалейской (основание Уральской складчатой системы Западный Урал), Сысертско-Ильменогорской, Сосьвинско-Синарской и Таборско-Тапской (основание Уральской складчатой системы Западный Урал).

Архейско-нижнепротерозойский этаж слагается метаморфическими комплексами, минеральные парагенезисы которых отвечают параметрам амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма. Изотопно-геохронологические датировки наиболее значительных метаморфических событий, определяющих минеральный состав и структурно-текстурные особенности гнейсов, амфиболитов и гранулитов, чаще всего показывают палеозойские (девонско-пермские) возрасты. Максимально возможный возраст

протолита метаморфических пород, определяемый по ранним генерациям и ядрам зерен цирконов, а также по Sm-Nd модельным датировкам (T_{DM}), колеблется от рифея и венда (для Сысертского и Верхотурско-Салдинского блоков) до раннего протерозоя (для Мурзинско-Адуйского блока) [141, 199, 212].

Вместе с тем, построение диаграмм конкордий с использованием изотопных характеристик разных генераций цирконов из пород салдинского комплекса, позволили А. А. Краснобаеву [144, 145] получить цифры 1871 ± 35 млн лет (при $t = 385 \pm 8$ млн лет) и 2195 ± 68 млн лет (при $t = 591 \pm 10$ млн лет). Вишневогорская свита, слагающая небольшую антиклинальную структуру в южной части Сысертского блока, охарактеризована изотопно-геохронологическими методами более определенно: радиологический возраст цирконов из гнейсов, согласно данным А. А. Краснобаева [142], составляет 1850 ± 70 млн лет (U-Pb метод). Термоизохронным методом по полигенным цирконам, сходным с цирконами, типоморфными для гранулитовой фации, получены значения 2,2–2,3 млрд лет. В составе протолита метаморфических образований диагностируются метабазиты, ортогнейсы по гранитоидам и риолитам, метапелиты, реже – кальцифиры и метакварциты. Гаевский, Кузнецовский, Красногвардейский и Шадринский блоки слабо изучены изотопно-геохронологическими методами.

Структурный план архейско-нижнепротерозойского структурного этажа определяется развитием гранитогнейсовых куполов [130] и нескольких систем складчатости, имеющих северо-западное и северо-восточное простирание осевых поверхностей [450]. Гранитогнейсовые купола хорошо проявлены в пределах Сысертского (Осиновский, Шумихинский, Иткульский) и Салдинского (Бродовский) блоков. Купольные структуры разделены зонами смятия, сопровождающимися протрузиями ультрабазитов и имеющими в целом синклинозный характер. *Бродовский купол* изучен слабо, в отличие от подобных образований Сысертского блока [401].

Главная структура Сысертского блока – *Шумихинский купол*, расположенный в его восточной части. Центральная часть этой структуры сложена архейскими(?) гнейсами шумихинской свиты, обрамляющимися с северо-запада, запада и юга нижнепротерозойскими(?) плагиогнейсами и амфиболитами черновской свиты, с востока и северо-востока – рифейскими образованиями ситовской серии. Простирание оси куполовидной антиклинали в целом субмеридиональное. Падение в северном замыкании структуры – периклинальное, с углами падения гнейсоватости $30-50^\circ$. Характерны пологие складки с углами падения на крыльях до $10-15^\circ$. В ядерной части купола падение гнейсовидности имеет антиформный характер, но с удалением от оси складки в западном крыле меняется на восточное, а в восточном – на западное, то есть купол имеет в разрезе веерообразную форму. По элементам залегания и по данным бурения, западное крыло структуры опрокинута на восток [436]. В целом характерно постепенное погружение пород ядра Шумихинского купола на юг под образования черновской свиты.

Юго-восточный фланг Шумихинского купола осложнен Абросовской синклиналью, в ядре которой залегают нижнепротерозойские(?) гнейсы черновской свиты. Падения в западном и восточном крыльях синклинали соответственно восточное и западное под $\angle 15-30^\circ$. Южнее устанавливает-

ся небольшая Окункульская антиклиналь с падениями гнейсоватости на крыльях под $\angle 30-40^\circ$.

Иткульский купол расположен на запад от Шумихинского. Сложен нижнепротерозойскими(?) амфиболитами и гнейсами черновской свиты. Простираение оси складки постепенно меняется с северо-северо-западного в южной части структуры на северо-восточное в северной. Аналогично Шумихинской структуре характерны пологие складки с падениями крыльев под $\angle 5-30^\circ$. Крылья структуры сложены образованиями сайтовской серии. Восточное крыло осложнено Иткульским сдвиго-надвигом. Южное замыкание структуры отчетливое периклинальное с падениями гнейсоватости под $\angle 10-15^\circ$. Северное периклинальное замыкание осложнено разрывными нарушениями и выражено хуже. На южном продолжении Иткульского купола устанавливаются сравнительно мелкие антиклинали: Южно-Иткульская и Аракульская, сложенные в ядерных частях отложениями сайтовской серии. В совокупности с Иткульской структурой эти антиклинали образуют единую антиклинорную зону.

Осиновский купол находится в северо-западной части Сысертского блока. Простираение оси складки северо-восточное. Падение гнейсоватости и кристаллизационной сланцеватости в северной части структуры – периклинальное ($\angle 20-40^\circ$), в южной – осложненное мелкой складчатостью и неотчетливое. Центральная часть купола, сложенная метаморфогенными образованиями черновской свиты, осложнена в целом согласно залегающим Осиновским гранитоидным массивом.

Купольные структуры разделены синформными зонами смятия сдвиго-надвигового характера с развитием острозамковой кливажной складчатости. Наиболее значительная структура такого типа в пределах Сысертского блока – Ташкульская синклинорная зона, разделяющая Шумихинский и Иткульский купола [401]. Ташкульская зона смятия контролируется с запада Иткульским сдвиго-надвигом, с востока Вишневогорско-Черновским разломом и сложена рифейскими образованиями сайтовской серии и игишской свиты с многочисленными протрузиями ультрабазитов и телами каменноугольных гранитов. Осевые поверхности линейных складок имеют преобладающее восточное падение ($\angle 30-50^\circ$), что приблизительно совпадает с падением надвиговых сместителей. Менее значительная Орловская зона смятия разделяет Иткульский и Осиновский купола и контролируется одноименным надвигом. Простираение структуры северо-восточное. Падение кристаллизационной сланцеватости юго-восточное, под $\angle 45-60^\circ$. В ядрах гранитогнейсовых куполов залегают интрузии палингенных гранитов ранне-среднекаменноугольного верхисетского комплекса.

Складчатые деформации наиболее детально изучены Ю. Н. Кошевым в пределах Верхотурско-Салдинского блока [450], где выделены четыре разновозрастных парагенезиса, объединяющих комплексы дислокационных форм единого поля напряжений (складчатые структуры с закономерным ориентированными в них элементами – кливажем, сланцеватостью, вторичной полосчатостью, линейностью, синкладчатыми разрывами), и соответственно четыре дислокационных этапа. Наиболее ранний структурный парагенезис широко представлен в метаморфических образованиях пологой (субгоризонтальной) вторичной

расслоенностью тектонитов высших тектонофаций (VIII–X по шкале Е. И. Паталахи [190]). Формирование этой текстурной анизотропии привело к дезинтеграции, линейризации и полному уничтожению всех ранее образованных структур, возникновению псевдомоноклиналей. Очевидно, это далеко не первый дислокационный этап, но редкие реликтовые фрагменты более ранних дислокационных форм системному анализу не поддаются. Описанный структурный парагенезис, видимо, связан с шарьированием с запада островодужных комплексов на гетерогенное основание Салдинского мегаблока и предположительно датируется девонем. Второй структурный парагенезис представлен структурами северо-восточного простирания – асимметричными восточновентными складками F_2 , наложенными на тектониты, а также надвигами и взбросо-надвигами. Предположительный их возраст – раннекаменноугольный или более поздний. Третий парагенезис объединяет субмеридиональные структуры – зоны смятия и рассланцевания вдоль границ метаморфических блоков. В четвертый структурный парагенезис включены дислокации северо-западного простирания. Это наиболее поздняя западновентная система складчатости F_4 и разломов, секущая все ранее сформированные структуры. Последовательная смена ориентировки структур свидетельствует о развороте сжимающих усилий против часовой стрелки, что хорошо согласуется с идеей о косой коллизии [387]. Наложение разноориентированных дислокаций проявляется в сложной интерференционной складчатости, которая характеризуется крайне изменчивым рисунком в плане [189, 324, 332].

Кроме складчатых и купольных структур, в метаморфических комплексах распространены также узкие линейные зоны интенсивного разгнейсования. Одной из таких структур, ярко проявившихся в сейсмическом разрезе, является *Пряничниковская сутурная зона*, расположенная в Салдинском метаморфическом блоке [470, 450]. Сутурная зона на сейсмическом разрезе выглядит как мощная система отражателей с западным падением. Ранее эта структура не выделялась на геологических картах, что, возможно, связано со слабой обнаженностью. По геологическим данным, Пряничниковская («Нольская» на карте Г. А. Петрова [450]) сутурная зона имеет северо-восточное простирание и северо-западное падение. В разрезах по р. Тагил в пределах сутурной зоны наблюдаются глубокометаморфизованные породы – гранатовые и дистеновые гнейсы, амфиболиты и гранулиты, смятые в сжатые асимметричные складки и надвинутые на слабо метаморфизованную ромахинскую толщу.

Как правило, в пределах шовных зоны выделяется несколько разрывных нарушений разного возраста и кинематики. Так, в пределах Пряничниковской сутурной зоны выделяется одноименный сброс как тектоническая граница, разделяющая области развития метаморфических пород амфиболитовой и гранулитовой фаций [450]. На сейсмических разрезах сброс проявляется как крутопадающая на запад четко выраженная система отражателей, прослеженная на глубину более 10 км. В гравитационном поле разлому соответствует протяженная зона положительных локальных аномалий небольшой интенсивности. По геолого-геофизическим данным предполагается амплитуда сброса до 7–8 км [470, 471]. Судя по датировкам

метаморфических минералов из шовных структур, деформации и метаморфизм в них протекали в основном в девонское и каменноугольное время [450], хотя нельзя исключить вероятность обновления ранее существовавших структур в палеозое.

Рифейско-среднекембрийский структурный этаж

Нижняя часть рифейско-среднекембрийского этажа складывается среднерифейскими песчано-глинистой углеродсодержащей метаморфизованной формацией (БВRF₂) чехла микроконтинентов, формировавшейся в пределах внутриконтинентальных бассейнов, и вулканогенно-осадочным парагенезом метаморфизованным (КРРФ₂), образованным в обстановке континентального рифта. Позднерифейские образования представлены рифтогенной габбро-перидотитовой формацией (КРРФ₃), вендские – габбро-дунит-гарцбургитовой формацией зоны океанического спрединга (POV). Вендские офиолитовые и расслоенные перидотит-габбровые комплексы, по-видимому, входят в состав фундамента палеозойской Тагильской островодужной системы; тектонические фрагменты этих пород фиксируются в реликтах аккреционных призм палеозон субдукции, сохранившихся вдоль западного и восточного ограниченный Тагильского мегаблока. Верхнепротерозойские породы часто метаморфизованы на уровне эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, измяты несколькими системами складок. Предполагается, что в позднем венде–раннем кембрии произошла аккреция гетерогенных террейнов к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и коллизия его с несколькими крупными континентальными блоками, в результате чего сформировался крупный Кадомский ороген [220, 316, 325]. Проявления кадомид на восточном склоне Среднего Урала в настоящее время почти не изучены. Метаморфические образования прорваны девонскими, каменноугольными и пермскими островодужными, окраинно-континентальными и орогенными интрузиями.

Верхнекембрийско-триасовый (каледоно-герцинский) структурный этаж

Геологические образования верхнекембрийско-триасового структурного этажа широко распространены в западной части территории листа О-41 и преобладают в составе фундамента Западно-Сибирской платформы в восточной части изучаемого района. Раннепалеозойские осадки с размывом и угловым несогласием залегают на допалеозойских образованиях, что документируется во многих районах, главным образом западнее территории листа О-41 [219]. Верхнекембрийско-триасовый структурный этаж можно разделить на три структурных яруса – верхнекембрийско-раннедевонский, нижнедевонско-среднекаменноугольный и среднекаменноугольно-среднетриасовый, отвечающие определенным этапам развития Уральского подвижного пояса. Согласно Легенде Уральской серии... [422], структурно-формационное районирование палеозойских образований проведено для двух возрастных интервалов – среднекембрийско-каменноугольного и пермско-триасового. Среднекембрийско-каменноугольные образования фор-

мировались в пределах четырех мегазон — Западно-Уральской, Тагильской, Восточно-Уральской и Зауральской. Западно-Уральская мегазона представлена Зилаиро-Лемвинской СФЗ, объединяющей осадки континентального склона Восточно-Европейского палеоконтинента; в состав Тагильской мегазоны входят комплексы палеоостровной дуги и ее океанического(?) основания, относимые к Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской СФЗ; Восточно-Уральская мегазона объединяет разнообразные формации девонской островной дуги, каменноугольной активной окраины, чехла микроконтинентов и компрессионного орогена, входящие в состав Верхотурско-Новооренбургской, Алапаевско-Адамовской и Красногвардейско-Светлинской СФЗ; в состав Зауральской мегазоны входят Уральско-Денисовская и Тюменско-Кустанайская СФЗ, объединяющие комплексы островной дуги и активной континентальной окраины. Пермско-триасовые образования входят в состав Восточно-Уральской СФЗ Уральской мегазоны и двух структурно-формационных зон Зауральской мегазоны — Среднеисетско-Варненской и Тобольско-Тавдинской.

Верхнекембрийско-нижнедевонский структурный ярус на соседних к югу и западу площадях начинается с верхнекембрийско-нижнеордовикских (в некоторых районах — среднеордовикских) осадков и магматических образований континентального рифта. В пределах листа О-41 раннепалеозойская континентальная рифтовая формация не описана; возможно, слагаемые ею пластины при картировании объединяются с средне-риффейской куртинской свитой Уфалейской СФЗ. Наиболее древними образованиями верхнекембрийско-нижнедевонского подэтажа на изучаемой территории являются среднеордовикские габбро-дунит-гарцбургитовая альпинотипная (POO_2) и терригенно-кремнистая (MKO_2) формации, сформировавшиеся соответственно в пределах океанического спредингового центра и в морских условиях на поверхности погруженного микроконтинента. В средне-позднеордовикское время обстановки формирования горных пород усложняются — широко проявлены спрединговые и рифтогенные процессы в океаническом бассейне и на микроконтинентах, сформировавшие габбро-долеритовую формацию (POO_{2-3}) и кремнисто-терригенно-базальт-андезитобазальтовый парагенез (PKO_{2-3}). В конце этого периода происходит образование дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой формации (POO_{2-3}). В позднем ордовике—раннем силуре в условиях юной островной дуги происходит образование вулканитов базальт-риолитовой формации ($ДЮO_3-S_1$), в задуговом бассейне — терригенно-кремнисто-базальт-андезит-дацитового парагенеза ($ЗBO_3-S_1$); на погруженных микроконтинентах накапливаются осадки карбонатно-кремнисто-терригенной формации метаморфизованной (MKO_3-S_1). В силурийское время на микроконтинентах продолжают накапливаться осадки терригенно-кремнистой (MKS_{1-2}), а в задуговом бассейне — известняковой рифогенной ($ЗBS_{1-2}$) формаций. Тагильская островодужная система продолжала эволюцию составов вулканических и интрузивных комплексов от раннеостроводужных базальт-андезит-дацитов (ДЮS₁) и комагматических ей габброноритовой (ДЮS₁) и габбро-диорит-плагиигранитовой (ДЮS₁₋₂) формаций к образованиям развитой островной дуги — базальт-трахиандезитовой (DPS₁₋₂), абсорокит-шошонит-трахитовой (DPS₂-D₁) и базальт-трахиандезит-дацитов

(ДРD₁) вулканическим формациям и соответствующим им монцогаббро-сиенитовой (ДРD₁) и габбро-диорит-гранитовой (ДРD₁₋₂) интрузивным формациям. В раннем девоне произошло завершение развития Тагильской палеоостровной дуги, перестройка структурного плана и заложение новой палеозоны субдукции [197, 204].

Ниже девонско-среднекаменноугольный структурный ярус объединяет магматические и осадочные образования новообразованной островодужной системы, наиболее полно представленной в расположенной южнее изучаемой территории Магнитогорской мегазоны [219, 271], а также активной континентальной окраины. Девонская островодужная система развивалась на гетерогенном основании и включала терригенно-карбонатную формацию шельфа преддугового бассейна (БПD₁₋₃), базальт-андезитовую примитивной островной дуги (ДЮD₁₋₂), базальт-андезит-дацитовую формацию развитой островной дуги (ДРD₂₋₃) и комагматичную ей габбро-диорит-гранитовую формацию (ДРD₂₋₃). В задуговых и междугловых(?) бассейнах формировались базальт-риолитовая (ЗБD₁₋₂) и карбонатно-кремнисто-терригенная (ЗБD₂₋₃) формации. В позднем девоне происходит аккреция восточно-уральских террейнов к окраине Восточно-Европейского палеоматерика, изучаемый регион начинает развиваться в режиме активной континентальной окраины [202, 219]. В тылу новообразованной активной окраины образуются флишевые прогибы, в которых накапливаются вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенная флишеидная (ПФD₃-C₁) и терригенная угленосная (ПФС₁) формации, на ее шельфе — формация слоистых известняков (ШC₁). Вулкано-плутонический пояс активной окраины продуцировал терригенно-базальт-андезит-риолитовый парагенез (ВПС₁) и несколько интрузивных формаций — диорит-плагиогранитовую (ВПС₁), габбро-диоритовую и габбро-долеритовую (ВПС₁), габбро-монзонит-граносиенитовую (ВПС₁) и гранодиорит-гранитовую (ВПС₁₋₂). В аккреционных тектонических швах началось формирование полимиктового меланжа (ТD₃-P).

Среднекаменноугольно-среднетриасовый структурный ярус характеризует эпоху формирования и коллапса позднепалеозойского Уральского орогена; он объединяет карбонатно-терригенную красноцветную эвапоритовую моласоидную формацию (OC₂₋₃), маркирующую континентальные межгорные депрессии, и четыре гранитоидные формации — гранитовые (OP₁ и OP₂₋₃), монцодиорит-сиенит-гранитовую и дацит-трахириолитовую (OP₁₋₂), и гранит-лейкогранитовую (OP₂-T₂). В процессе орогенеза происходили интенсивные тектонические движения, сопровождаемые образованием тектонического меланжа (ТD₃-P).

Главными структурными элементами верхнекембрийско-триасового структурного этажа являются Восточно-Европейский палеоконтинент (ВЕП) и аккрецированный к нему Восточно-Уральский коллаж террейнов, выделяемые некоторыми исследователями [219] как палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы.

Небольшой фрагмент ремобилизованной и переработанной в процессе позднепалеозойского Уральского орогенеза окраины ВЕП присутствует в юго-западном углу планшета О-41, где входит в состав *Уфалейского антиклинория* (№ 1 на тектонической схеме). Граница окраины Восточно-Евро-

пейского палеоконтинента и аккрецированных к ней палеоостроводужных блоков маркируется Главным Уральским разломом (№ 1 на тектонической схеме), сопровождаемого зоной смятия и бластомилонитизации.

Восточнее располагается *Тагильский синклинорий* (палеоостроводужный мегаблок № 2), в состав которого на изучаемой территории входят Западно-Тагильский моноклинорий (№ 2¹) и Восточно-Тагильский блок (№ 2²).

Западно-Тагильский моноклинорий представлен двумя небольшими фрагментами, расположенными вдоль западной границы изучаемой площади. Северный фрагмент (лист О-41-1) представлен клиновидным блоком, слагаемым терригенно-карбонатными и карбонатно-терригенными девонскими толщами (вагранская, тальгийская, высотинская и лимкинская свиты), залегающими с размывом и несогласием на силурийских образованиях. Характерно спокойное залегание и пологое (10–30°) восточное падение отложений, нарушаемое малоамплитудными надвигами с западной вергентностью. Южный фрагмент (лист О-41-XXXI) представлен несколькими тектоническими пластинами, в состав которых входят позднеордовикско-раннедевонские интрузивные и вулканогенные образования. Первичные геологические границы свит и комплексов в пределах южного фрагмента наблюдаются редко, разрез сильно нарушен многочисленными разрывными нарушениями. Тем не менее, сохраняется общее моноклинорное строение с восточным падением залегания толщ.

Восточно-Тагильский блок протягивается вдоль западной границы изучаемой площади и имеет сложное строение. В его состав входят следующие формации: среднеордовикская(?) габбро-перидотитовая альпинотипная, позднеордовикско-раннесилурийская базальт-риолитовая, раннесилурийская базальт-андезит-дацитовая (фации барьерной островной дуги области и задугового спрединга), позднесилурийско-раннедевонская абсарокит-шошонитовая, девонская базальт-андезит-дацитовая. Вулканические серии сопровождаются интрузивными комагматами – силурийскими габбро-диорит-плагиогранитовыми и ранне-среднедевонской габбро-диорит-гранитовой формациями.

В додевонских вулканических образованиях часто сохраняются сильно деформированные фрагменты небольших вулкано-купольных, экстррузивных и жерловых структур; девонские толщи и комплексы слагают клиновидные блоки-пластины и *Краснотурьинскую вулкано-тектоническую депрессию* (№ 1 на тектонической схеме) с Ауэрбаховским габбро-диорит-гранитовым массивом в ее восточной части. Центральная и южная части представленного на исследуемой территории фрагмента Восточно-Тагильского блока подверглись интенсивной тектонической переработке; эта структура описывается как Восточно-Тагильская зона смятия и расланцевания, в которой интенсивно проявлены дислокационные процессы с разворотом слоев и опрокидыванием их на запад, формированием изоклиальной складчатости и субвертикальных зон расланцевания [394, 450, 451, 453]. Западной границей зоны смятия является западновергентный Туринский разлом. Восточно-Тагильская зона смятия и расланцевания является наиболее сложнодислоцированной частью Тагильского мегаблока. Здесь в обстановке интенсивного сжатия восточное крыло региональной синформы, сложенной океаническими и островодужными комплексами Восточ-

но-Тагильской СФЗ, подвержено сложным дислокациям с образованием субмеридиональных изоклинальноскладчатых структур, западно- и восточноволвергентных разломов, зон расланцевания. Такое строение подтверждают данные сейсмических исследований МОВ по Верхне-Туринскому [439] и Басьяновскому [470] профилям, на которых отчетливо видно сочетание отражающих площадок как западного, так и восточного падений. По существу это чередование сложноскладчатых грабенов и горстов с преобладанием приподнятых блоков. Восточной границей Тагильского синклинория служит *Серовско-Маукский разлом* сложной кинематики. В южном направлении степень тектонической нарушенности разрезов и дислоцированности породных комплексов Тагильского мегаблока увеличивается, его ширина при этом уменьшается. Южнее изучаемой площади комплексы Тагильского мегаблока, по мнению некоторых исследователей, тектонически перекрываются структурами Магнитогорской мегазоны [271].

Большую часть исследуемой площади занимает Восточно-Уральский аккреционный коллаж гетерогенных террейнов, представленный блоками допалеозойской коры, частично перекрытыми пакетами пластин и разделяемыми сложнопостроенными синклинориями структурами. Антиклинории с выступами блоков допалеозойской коры – Верхотурско-Салдинский, Гаевский, Шаимско-Кузнецовский, Мурзинско-Адуйский, Красногвардейский, Сысертско-Ильменогорский и Ницинско-Шадринский разделяются синклинориями, наиболее крупными из которых являются: Медведевско-Арамилский (№ 4 на тектонической схеме), включающий Петрокаменскую синформу (№ 4¹), Алапаевско-Теченский (№ 8), Пельмский (№ 9), Туринско-Талицкий (№ 11), Леушинский (№ 14) и Валериановский (№ 16). К палеозойским структурам относятся также Шатровская шовная зона (№ 15) и Боровской антиклинорий (№ 17), входящий в состав Казахстанской складчатой области. Краткая характеристика допалеозойских образований приведена выше, при описании Архейско-нижнепротерозойского структурного этажа.

Медведевско-Арамилский синклинорий (№ 4) имеет сложное строение. В северной части это узкая восточноволвергентная зона смятия с падающими на запад (30–50°) крыльями, разделяющая Верхотурско-Салдинский и Гаевский блоки допалеозойских метаморфитов и соответствующая зоне глубинного разлома, что отчетливо видно на сейсмическом разрезе [470], где фиксируются несколько систем отражающих площадок западного падения, проходящих на значительные глубины.

Южнее (на территории листа О-41-XXV) Свердловско-Медведевская синформа расширяется до 20–25 км. Здесь геологическое строение данной структуры определяется сочетанием чешуйчато-надвиговых и брахиформных складчатых структур. На западе она ограничена зоной Верхисетского, а на востоке – Мурзинского разломов. Эти разрывные нарушения срезают с левосторонним разворотом ряд тектонических пластин субширотного простирания, выделенных под общим названием Адуйской покровной структуры [401]. Преобладают пологие (∠10–30°) южные и юго-восточные падения элементов стратификации и контактов тел. Мощность аллохтона, по геофизическим данным, не превышает 2 км; ниже залегают габброиды пышминского комплекса (габбро-перидотитовая альпинотипная формация О₂).

Адуйская аллохтонная структура ограничена с юга зоной меланжа Благодатского надвига. В южной части выделяется Шарташская брахиформная антиформа, центральная часть которой осложнена одноименным гранитоидным массивом. Структура сложена терригенно-базальтовыми образованиями новоберезовской толщи среднего—верхнего ордовика (смешанная базальтовая и кремнисто-алевролитовая формация), тектонически перемешанными с метаморфизованными дунитами и гарцбургитами (O_2).

Юго-западнее Шарташской структуры расположена Елизаветинская брахисинклиналь, сложенная вулканогенно-осадочными образованиями медведевской толщи (базальт-андезит-дацитовая формация D_{1-3}) и осложненная Уктусским ультрабазитовым (№ 13 на тектонической схеме), Большеседельниковским и Шабровским гранитоидными массивами. Ультрабазиты Уктусского массива (дунит-клинопироксенит-габбровой формации) распространяются на глубину, по геофизическим данным, до 6–8 км. По данным интерпретации гравитационного поля, к западу от массива на глубине 0,5–1 км устанавливается габброидная интрузия мощностью около 2 км, подстилающая образования медведевской толщи.

В юго-восточной части Медведевско-Арамилской зоны выделяется Арамилско-Кашинский аллохтонный блок, представляющий совокупность надвиговых чешуй субмеридионального простирания, сложенных каменноугольными осадочными отложениями арамилской толщи (карбонатно-терригенной формации D_3-C_1) [401]. Аллохтонные структуры «запечатываются» каменноугольными интрузиями тоналит-гранодиоритовой и гранодиорит-гранитовой формаций.

С запада Свердловско-Медведевская синформа ограничена системой надвигов и более поздних сбросов и сдвигов, входящих в систему Верхисетского разлома. Восточной ее границей является Адуйский сдвиг, входящий в систему регионального Мурзинского разлома и имеющий субвертикальное падение. Между Верхотурско-Салдинским антиклинорием и Верх-Исетским гранитоидным батолитом располагается *Петрокаменная синформа* (№ 4¹) имеющая линзовидную в плане форму размером 28 × 60 км и вмещающая одноименную *вулканотектоническую депрессию* (№ 2). Синформа сложена вулканогенно-осадочными породами башкарской свиты (базальт-андезитовой формации D_{2-3}) и габбро-гранитоидными интрузиями петрокаменского комплекса (габбро-диорит-гранитовая формация D_{2-3}), образующими вулканоплутоническую ассоциацию средне-познедевонского возраста. Девонская вулканоплутоническая ассоциация прорывается интрузиями каменноугольных тоналит-гранодиоритовой, габбро-сиенитовой и гранодиорит-гранитовой формаций.

Синформа с запада и востока ограничена Красноборским и Верхисетским разломами, падающими навстречу друг другу, что придает ей грабен-синклинальное строение. В восточном крыле грабен-синклинали установлены западные падения слоистости под углами 55–80°, в западном крыле отмечаются западные, юго-западные падения под углами 50–80°, т. е. наблюдается запрокинутое залегание структуры. К осевой части структуры приурочены палеовулканические аппараты центрального типа с расстоянием между центрами 7–9 км. Вулканические постройки фиксируются субвулканитами кислого, среднего и основного состава. Внутреннее строение

Петрокаменной структуры осложнено густой сетью разрывных нарушений, придающих ей мелкоблоково-складчатое строение. Строение самих блоков в свою очередь осложнено мелкой линейной приразломной складчатостью, ориентированной в меридиональном направлении, с падением крыльев под углами 30–70°. В пределах Петрокаменной синформы наблюдается положительная гравитационная аномалия интенсивностью более 70 мГал в эпицентре (при общем уровне поля в 40 мГал), по-видимому, отвечающая глубинным интрузиям габброидов [360].

Алапаевско-Теченский синклиорий (№ 8 на тектонической схеме) имеет сложное аллохтонно-блоковое строение и разделяет Мурзинско-Адуйский и Красногвардейский метаморфические блоки. В районе наиболее широкого распространения (лист О-41-XX), синклиорий представлен образованиями трех, различающихся спецификой структурно-вещественных комплексов и особенностям истории формирования, блоков: Режевского, Рефтинско-Каменского и Алапаевско-Айбыкульского [407]. Данные блоки не отражены на тектонической схеме ввиду незначительности контуров распространения. Западный Режевской блок, образования которого контактируют с метаморфитами и интрузивными образованиями Мурзинско-Адуйского блока, с востока ограничена Мелкозеровским (№ 6 на тектонической схеме) и Заболотским разломами. Блок представляет собой пакет тектонических пластин, смятых в синклинальную складку. Тектонические ограничения блока падают навстречу друг другу. В основании и кровле пакета залегают крупные пластины ультраосновных пород (габбро-дунит-гарцбургитовая формация), представленные соответственно: на крыльях структуры – Точильногорским и Режевским, а в ядерной части синклинальной структуры – Алапаевским (№ 7) и Останинским массивами. Средний пакет тектонических пластин сложен вулканогенными и осадочными породами девонских базальт-андезит-дацитов и базальт-андезитовой формаций. Для Режевского блока в целом характерна смена простираний структур и пород от северо-северо-восточного в южной части листа О-41-XX на северное – в центральной и северо-северо-западное – в северной части подзоны [407]. Рефтинско-Каменский блок с запада ограничен Мелкозеровским и Заболотским, в северной части – Сосьвинско-Мироновским (№ 7) разломами, а с востока Алапаевско-Челябинским сбросо-сдвигом (№ 8). Блок имеет сложное строение и сложен карбонатными, терригенными и вулканогенными породами девонской базальт-андезитовой, каменноугольных карбонатно-терригенной, базальт-риолитовой и терригенно-карбонатной формаций. Для Рефтинско-Каменского блока характерна резкая перестройка структурно-тектонического плана в меридиональном направлении. В южной части листа О-41-XX преобладают северо-восточные простирания и пологое (шарьяжное) падение пород и тектонических пластин на северо-запад. В северной части преобладают уже северные и северо-западные простирания при крутом и субвертикальном падении. Алапаевско-Айбыкульский блок с запада ограничен Алапаевско-Челябинским сбросо-сдвигом. Центральная часть Алапаевско-Айбыкульского блока сложена в основном вулканитами и осадками девонской базальт-андезитовой формации, периферия – пластинами каменноугольных образований терригенной угленосной, базальт-риолитовой, терригенно-карбонатной

формаций. Восточным ограничением Алапаевско-Каменской синформы является Бичурско-Копейский разлом (№ 9), отделяющий ее от Красногвардейского метаморфического блока.

Пельмский синклиорий (№ 9) является северным продолжением Алапаевско-Теченского, перекрыт мощным чехлом мезозойско-кайнозойских осадков и слабо изучен.

Туринско-Талицкий синклиорий (№ 11) на исследуемой территории полностью перекрыт мезозойско-кайнозойскими осадками, его геологическое строение изучено по геофизическим данным и редким скважинам. Это крупная синклиновая структура на севере не имеет четкого ограничения, так как сливается с Пельмским синклиорием (Пельмским мегасинклиорием по материалам [166]), на юге простирается за пределы изучаемой площади. Максимальная ширина синклиория – до 40 км. В его центральной части картируются пологозалегающие тектонические пластины: нижняя часть аллохтонного пакета слагается терригенно-кремнистой формацией (улугушской свитой) среднего ордовика, выше залегают образования кремнисто-терригенно-базальт-андезиобазальтового парагенеза (увельской свиты) и базальт-трахиандезитовой формации раннего–среднего силура (катенинской толщи). Палеозойский разрез завершается осадками средне-позднедевонской карбонатно-кремнисто-терригенной формации (камышлыаятская свита и вулканогенно-осадочная толща), раннекаменноугольными терригенной угленосной формацией, терригенно-базальт-андезит-риолитовым парагенезом и формацией слоистых известняков (потоповской толщей, бекленищевской и исетской свитами). Стратифицируемые образования прорваны интрузиями гранодиорит-гранитовой формации улугушского комплекса C_{1-2} .

Восточнее Кузнецовского и Шадринского метаморфических блоков располагаются структуры Зауральского мегаблока – Леушинский и Валериановский синклиории и Шатровская шовная зона, перекрытые мезозойско-кайнозойскими осадками. Внутреннее строение и границы этих структур картируются зачастую достаточно условно, по немногочисленным скважинам и геофизическим данным.

Леушинский синклиорий (№ 14 на тектонической схеме) на исследуемой территории соответствует выделяемой некоторыми авторами Кондинско-Успенской палеодепрессии [471]. Синклиорий имеет клиновидную форму, расширяясь в северном направлении. По данным Среднеуральского трансекта [471], для этой структуры характерно полого-складчатое строение при субгоризонтальном залегании зеркала складок. На поверхности домезозойского фундамента синклиорий слагается осадками позднедевонско-раннекаменноугольных формаций – вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенной флишоидной и слоистых известняков (карбонатно-терригенная и песчано-глинистая углеродистая толщи), прорываемых интрузиями гранодиорит-гранитовой формации C_{1-2} (милютинско-михайловский комплекс). Леушинский синклиорий ограничен крупными региональными разломами – Тюменско-Чудиновским и Ливановским, имеющими, по геофизическим данным, восточное и западное падение.

Валериановский синклиорий (№ 16) занимает крайнее восточное положение в пределах изучаемого района и слагается вулканогенными и оса-

дочными образованиями, входящими в раннекаменноугольный терригенно-базальт-андезит-риолитовый парагенез (валерьяновская толща). Присутствие серпентинитовых массивов габбро-дунит-гарцбургитовой альпинотипной формации, вероятно, свидетельствует о сложном аллохтонно-блоковом строении данной структуры. Осадочно-вулканогенный разрез прорывается интрузиями каменноугольных габбро-диоритовой и гранодиорит-гранитовой формаций (соколовско-сарбайский и милютинско-михайловский комплексы).

Шатровская шовная зона (№ 15) протягивается от южной рамки листа на север на 280 км при ширине 10–20 км и представляет собой коллаж пластин, имеющих западное падение под углами 40–50°, хорошо проявленное на сейсмическом разрезе [471]. Пластины слагаются главным образом раннепалеозойскими океаническими и островодужными формациями – габбро-дунит-гарцбургитовой альпинотипной (каргапольский комплекс O_2), кремнисто-терригенно-базальт-андезитобазальтовым парагенезом (увельская свита O_{2-3}), базальт-трахиандезитовой (катенинская толща S_{1-2}) и прорываются интрузиями ранне-среднекаменноугольного габбро-диоритового соколовско-сарбайского комплекса.

В юго-восточной части исследуемой территории картируется небольшой фрагмент Казахстанской складчатой области, представленный *Боровским антиклинорием* (№ 6). Эта структура в изучаемом районе слагается осадками и вулканитами базальт-андезит-дацитовая формации среднего–позднего девона (вулканогенно-осадочная толща), и отделяется от Зауральского мегаблока блока Звериноголовским разломом.

В пределах исследуемой площади картируется большое количество разрывных нарушений, наиболее значительные из которых показаны на тектонической схеме:

Главный Уральский разлом (ГУР, № 1) протягивается вдоль всего Уральского хребта и считается одной из важнейших структур подвижного пояса [219, 198, 201]. На изучаемой территории ГУР представлен небольшим фрагментом в юго-западной части листа О-41-XXXI. В тектоническом отношении зона смятия Главного Уральского разлома – однородная по реологическим свойствам, высокопластичная среда между относительно жесткими мегаблоками [450]. По данным Ю. Н. Кошеного [450], это область широкого развития субмеридиональной асимметричной западвергентной изоклиальной складчатости F_2 , представленной преимущественно малыми формами (размеры складок редко превышают первые метры в поперечнике). Ранние северо-восточные структуры F_1 установлены лишь по реликтовым труднодиагностируемым фрагментам. Северо-западные дислокации F_3 не выявлены, но элементы этой ориентировки достаточно четко фиксируются по нарушениям геофизических полей. Изоклиальной складчатое строение толщ осложнено сквозной, проникающей системой кливажа–сланцеватости (вторичная тектоническая расчлененность). Совместное проявление пликативных и дизъюнктивных дислокаций придает толщам характерный линзовидно-чешуйчато-складчатый (псевдомоноклиальный) облик. Наблюдается повсеместная упорядоченность, субпараллельность плоскостных структурных элементов как первичных (слоистость в противоположных крыльях изоклиальных складок), так и вторичных

(осевые плоскости складок, кливаж и сланцеватость, синскладчатые разрывные нарушения). Элементы залегания этой вторичной анизотропии варьируют в очень узком диапазоне — азимуты падения 80–85°, углы падения 50–55° (с учетом слоистости в противоположных крыльях складок диапазон углов падения при тех же простирациях расширяется до 40–70°). И наконец, для зоны характерна высокая степень дислоцированности пород, достигающая уровня высших тектонофазий (VIII–X) по 10-балльной шкале Е. И. Паталахи. Все эти признаки — интерференционный характер складчатости, ее изоклиальный стиль, единообразная асимметрия и вергентность, доминанта малых форм, совместное проявление складчатых и разрывных дислокаций (линзовидно-чешуйчато-складчатый облик структуры), сквозной характер кливажа—сланцеватости (тектоническая расслоенность), наивысшая степень упорядоченности (линеаризация) — характеризуют зону смятия Главного Уральского разлома как дряхлую западновергентную складчатую систему, линеаризованную и дезинтегрированную рассланцеванием до псевдомоноклинали. Такие структуры характерны для крупных тектонических швов, глубинных разломов. В пределах зоны смятия ГУР интенсивно развиты западно-вергентные структурные элементы (разрывные нарушения и складки) двух генераций — ранние — левые сдвиг-взбросы и поздние — левые сдвиг-сбросы, хорошо заметные на сейсмических разрезах [450].

Волчанско-Шайтанский разлом (№ 2) разделяет образования Западно-Тагильского и Восточно-Тагильского блоков. По характеру смещений является левым взбросо-сдвигом с восточным падением сместителя под углами 40–60°. Зона разлома представлена интенсивно рассланцованными и раздробленными породами с крутыми (60°) и вертикальными углами падения сланцеватости. Ширина зоны дробления — до нескольких десятков метров [34], вертикальная амплитуда смещения — до 2–3 км. На Северном Урале разлом разделяет Турьинскую и Петропавловскую структурно-фациальные зоны; в девонское время относительно приподнятым был западный блок [191], где в мелководных условиях отлагались известняки Петропавловской зоны, относительно опущенным — восточный блок, где накапливались кремнистые, вулканогенные осадки (с небольшим количеством известняков) и продукты вулканических извержений, входящие в Турьинскую зону. Позднее, в условиях тектонического сжатия, в переходной области возникли взбросовые и взбросо-надвиговые сместители. Волчанско-Шайтанский разлом западнее исследуемой территории входит в состав Туринской системы надвигов. Система *Туринских надвигов* — серия западновергентных взбросов или сдвиг-взбросов. На сейсмопрофилях эти нарушения фиксируются до глубины 10–12 км отражательными площадками восточного падения (угол 45–55°), в гравитационном поле проявляются в виде многочисленных высокоградиентных зон [450, 471]. Взбросо-надвиговый характер нарушений подтверждается результатами бурения в районе Мостовской и Волчанской депрессий, где отложения триаса были зафиксированы под эйфельскими осадками, которые в свою очередь тектонически перекрыты образованиями туринской свиты, а последние — именовской.

Серовско-Маукский разлом (№ 3) разделяет образования двух крупных уральских мегазон — Тагильской и Восточно-Уральской, представлен се-

рией сближенных сместителей. *Серовско-Маукская* система, традиционно выделяемая как глубинный разлом, на сейсмических разрезах проявлена невыразительно, за исключением ее восточного фланга — *Емехского* нарушения, которое выделяется системой отражающих площадей западного падения [471]. В магнитном поле нарушению соответствует восточная граница интенсивной меридиональной аномалии, связанной с серпентинитовым Восточно-Тагильским массивом — геомагнитным объектом западного падения. Интерпретация геофизических материалов позволяет предполагать крутое западное падение ($70\text{--}80^\circ$) и сложную кинематику Емехского разлома, являющегося структурным швом, разделяющим Тагильский и Восточно-Уральский мегаблоки. Зона разлома маркируется зеленосланцевыми blastsмилонитами мощностью до 1 км, сформировавшимися в процессе крупноамплитудных сбросов и сдвиго-сбросов ранне-мезозойского возраста. В обнажениях по р. Тура (лист О-41-VII) наблюдаются чередующиеся мелкозернистые актинолит-эпидот-альбит-хлоритовые, актинолит-кварцевые, альбит-кварцевые blastsмилонитовые сланцы, образованные по амфиболитам и плагиогранитам; азимут падения сланцеватости $275\text{--}285^\circ$, угол $55\text{--}70^\circ$; азимут погружения линейности по амфиболу $210\text{--}220^\circ$, угол $40\text{--}55^\circ$. Породы имеют лепидонематогранобластовые, иногда порфирукластовые структуры, сланцеватые полосчатые и линзовидно-полосчатые текстуры. Морфология микроскладок и мелких будин свидетельствует о формировании зеленосланцевых blastsмилонитов в условиях сдвиго-сбросовой кинематики. Южнее, на территории листа О-41-XIX, наблюдаются как западные, так и восточные направления падения сместителей системы Серовско-Маукского разлома, отмечаются взбросо-сдвиговые и сбросовые смещения [360]. Так, зона разлома вскрыта на участке Красноуральского месторождения хризотил-асбеста, представлена неравномерно (до листоватости) рассланцованными, разлинзованными, дробленными, интенсивно трещиноватыми и милонитизированными, иногда плейчатymi породами шириной 100–150 м. Падение плоскости сместителя — на запад, под углами $70\text{--}85^\circ$; имеются участки разлома с восточным падением, которое с глубиной постепенно сменяется на западное [352, 428]. По кинематике это взбросо-сдвиг. Местами разлом трассируется зонами повышенной электропроводности, обусловленной линейными корами выветривания по рассланцованным и дробленным породам [428]. По западному контакту Восточно-Тагильского массива, в скв. 66141 [366] были встречены сильно нарушенные милонитизированные, катаклазированные серпентиниты, долериты, габбро и пироксениты. По кинематике это сброс, состоящий из нескольких параллельных сместителей крутого западного падения. Самые молодые смещения вдоль этого разлома произошли в кайнозое, амплитуда смещения оценивается в первые сотни метров [366]. В южной части территории листа О-41 Серовско-Маукский разлом имеет субвертикальное или крутое восточное падение.

Дегтярский сдвиг (№ 4) представляет собой долгоживущую структуру с неоднократным подновлением по различным дислокациям, что устанавливается в контактовой зоне Ревдинского массива на западной окраине г. Дегтярск [401]. Основная и наиболее ранняя дислокация, определяющая характер Дегтярского разлома, — левый взбросо-сдвиг, представленный

зонами кливажа разлома с азимутом падения 50–70°, 60–70°. Взбросо-сдвиговый левый кливаж осложнен сбросовыми дислокациями, затем надвиговыми сместителями с пологим (20–30°) восточным падением и наиболее молодыми правыми сдвиговыми подвижками. Основная фаза дислокации Дегтярского разлома более молодая по сравнению с главной фазой регионального кливажа Серовско-Маукского пояса. Описываемая разрывная структура — одна из немногих, для которой определяется видимая горизонтальная амплитуда смещения, подтверждающая левый знак сдвиговой составляющей, около 60–70 км, исходя из горизонтального смещения Тагильского и Ревдинского массивов.

Мурзинский разлом (№ 5), ограничивающий с запада метаморфические комплексы Мурзинско-Адуйского антиклинория. Падение сместителя западное крутое до вертикального. Разлом сопровождается бластомилонитами и сложной приразломной складчатостью [401]. Зона разлома трассируется линзами серпентинитов. Приразломный метаморфизм в зоне Мурзинского разлома выражается в развитии катаклаза, милонитизации, рассланцевания и интенсивной трещиноватости пород, как докембрийских кристаллосланцев, так и позднепалеозойских пегматитов и жил лейкократовых гранитов, т. е. основные движения по разлому происходили, по-видимому, в позднепалеозойско-раннемезозойское время [416]. По кинематике это сбросо-сдвиг с амплитудой горизонтальных перемещений 6–10 км, вертикальная составляющая более 3,5 км [374]. В магнитном поле разлом выражается линейной аномалией повышенных значений Z_a , отвечающей выходам биотит-амфиболовых кристаллических сланцев с линзами серпентинитов. Иногда в зоне разлома отмечается повышенная электропроводность, связанная с зонами дробления. В гравитационном поле Мурзинский разлом не находит четкого отображения. На сейсмических разрезах разрывное нарушение отображается отражающими площадками западного падения под углами 50–70° [360, 471].

Мелкозеровский разлом (№ 6) разделяет Режевской и Рефтинско-Каменский блоки Алапаевско-Теченского синклинория, представляет собой левый взбросо-сдвиг северо-западного простирания, сопровождаемый милонитизацией и приразломной складчатостью. Падение сместителя субвертикальное или крутое западное.

Сосьвинско-Мироновский разлом (№ 7) протягивается вдоль восточного ограничения Гаевского метаморфического блока. На сейсмическом разрезе характеризуется четкой системой субпараллельных отражателей с восточным падением, обусловленной инъектированием позднепалеозойских гранитов вдоль поверхностей гнейсоватости метаморфических пород [471]. В системе Сосьвинско-Мироновского разлома входят сдвиго-взбросовые и сбросовые сместители с восточным падением.

Алапаевско-Челябинский разлом (№ 8) имеет субмеридиональное простирание и разделяет Рефтинско-Каменский и Алапаевско-Айбыкульский блоки Алапаевско-Теченского синклинория. Это мощная дислокационная система, сопровождаемая зонами смятия, рассланцевания, катаклаза, милонитизации и гидротермального изменения пород, фиксирующими зону глубинных деформаций, которая наблюдается по системе отражающих площадок западного падения на сейсмических профилях [470, 471]. Является

характерной зоной раздела, к западу от которой развиты надвиговые структуры западной вергентности, к востоку — восточной [407]. Полевыми наблюдениями устанавливается лево-сдвиговая кинематика поздних разрывных нарушений дислокационной зоны; структурные элементы более ранних смещений затусованы.

Бичурско-Копейский разлом (№ 9) отделяет допалеозойские метаморфические образования Красногвардейского блока от вулканитов Алапаевско-Теченского синклинория. На сейсмических разрезах — это система отражателей с западным падением под углами 30–50° [471]. Вместе с тем, полевыми наблюдениями в районе пос. Красногвардейский [471] фиксируется мощная лево-сбросо-сдвиговая зона с ориентировкой линейности обломков гранитов в милонитах: аз. пад. 315°, угол 15°, элементы залегания полосчатости и гнейсовидности: аз. пад. 60–65°, угол 25–40°. По-видимому, система Бичурско-Копейского разлома, как и других региональных швов Урала, включает в себя разновозрастные разрывные нарушения с различным залеганием сместителей и кинематикой перемещений.

Тюменско-Чудиновский разлом (№ 10) отделяет метаморфические блоки Таборско-Тапской СФЗ от вулканогенных и осадочных толщ Урайско-Денисовской СФЗ Зауральской мегазоны. По данным Н. Б. Малютина [166], это разрывное нарушение имеет сбросовую кинематику с амплитудой до 2500–3000 м и маркируется телами ультрамафитов. На Южном Урале эта структура известна как Юламановско-Тобольский разлом, по данным профиля Уралсейс [140], также имеющий сбросовую кинематику и восточное падение.

Ливановский разлом (№ 11) разделяет образования Урайско-Денисовской и Тюменско-Кустанайской СФЗ Зауральской мегазоны. На исследуемой территории эта структура изучена слабо. На Южном Урале ее продолжение располагается в восточной части профиля Уралсейс, где фиксируется на сейсмическом разрезе мощной системой отражателей с западным падением под углами 30–40°, соответствующих Кызыл-Жарскому, Западно-Варваринскому и Денисовскому разломам, имеющим сдвиго-надвиговую кинематику [140].

Звериноголовский разлом (№ 12) представлен небольшим фрагментом в юго-восточной части территории листа О-41, где разграничивает образования Зауральской мегазоны и Демьяновской СФЗ Казахстанской складчатой области. Эта структура погребена под чехлом мезозойско-кайнозойских осадков и слабо изучена. Н. Б. Малютин [166] описывает ее как сброс с западным падением сместителя. В. Н. Пучков [219] интерпретирует данный шов как аккреционно-коллизионную структуру, наследующую залегание каменноугольной палеозоны субдукции с западным падением.

Современный облик структурного плана Уральского подвижного пояса в значительной мере сформировался в раннем мезозое, в эпоху коллапса Уральского орогена и рассеянного рифтогенеза в фундаменте Западно-Сибирской платформы [219, 387]. В ранне-среднетриасовое время в пределах разрушающегося Уральского орогена происходило поднятие метаморфических блоков, сопровождаемое внедрением редкометалльных гранитов анорогенной гранит-лейкогранитовой формации, а восточнее — начало формирования депрессий и излияние трапповых вулканитов, входящих в состав терригенно-риолит-

базальтового парагенеза (РКТ₁₋₂). Наиболее значительные раннемезозойские депрессии показаны на тектонической схеме — Волчанско-Богословская (№ 1), Зареченская (№ 2), Половининская (№ 3), Кондинская (№ 4), Андрюшинская (№ 5), Турузбаевская (№ 6), Чернышевская (№ 7), Дубровинская (№ 8), Бичурская (№ 9), Знаменская (№ 10), Бобровская (№ 11), Буланаш-Елкинская (№ 12), Анохинская (№ 13), Тюменская (№ 14), Колчеданская (№ 15), Ильинско-Борисовская (№ 16), Долматовская (№ 17), Исетская (№ 18).

На исследуемой территории широко распространены *интрузивные массивы*, играющие важную роль в формировании многих типов полезных ископаемых. Возраст интрузивных образований — от рифея до триаса; наиболее крупные тела показаны на тектонической схеме. Описание наиболее значимых интрузивных массивов приведено в гл. «Интрузивные образования».

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж

Образования мезозойско-кайнозойского структурного этажа широко распространены в центральной и восточной частях площади листа О-41; их можно разделить на верхнетриасово-нижнемеловой и мел-неогеновый структурные ярусы.

Верхнетриасово-нижнемеловой структурный ярус. Формирование верхнетриасово-нижнемелового подэтажа связано с завершением коллизионных процессов и наступлением периода длительной стабилизации, сопровождающейся пенепленизацией и образованием площадных кор выветривания. На начальной стадии осадки формировались преимущественно в межгорных депрессиях, позднее область осадконакопления охватила всю территорию Западно-Сибирской платформы и значительную часть разрушающегося Уральского горного хребта. В межгорных впадинах и грабеновых депрессиях происходило формирование терригенной бокситоносно-угленосной формации (БВТ₃—К₁). Последняя формация на восточном склоне Урала объединяет отложения веселовской, богословской, волчанской и маловолчанской свит, а также челябинской серии. Грабены часто осложнены складчатостью и разрывными нарушениями надвигового, взбросового и сбросового типов с вертикальной амплитудой до 1000 м и более. Волчанско-Богословская и Буланаш-Елкинская депрессии вмещают месторождения бурых углей и проявления бокситов. Юрские и нижнемеловые осадки распространены значительно шире, они представлены континентальными и мелководными морскими отложениями Западно-Сибирского бассейна, в Восточно-Уральской зоне они сохранились только в палеодепрессиях, врезанных в палеозойские образования фундамента. Для Западно-Сибирской структурно-фациальной мегаобласти характерна наиболее полная последовательность отложений. Здесь снизу вверх представлен следующий ряд формаций внутриконтинентального бассейна: галечно-песчано-глинистая угленосная (ВБЖ—К₁), нижняя часть которой представлена континентальными (лангурская, тюменская, таборинская, коскульская, тыньинская свиты), а верхняя — морскими песчано-глинистыми отложениями (даниловская свита); известково-алевритоглинистая К₁ — алапаевская толща и синарская свита объединенные,

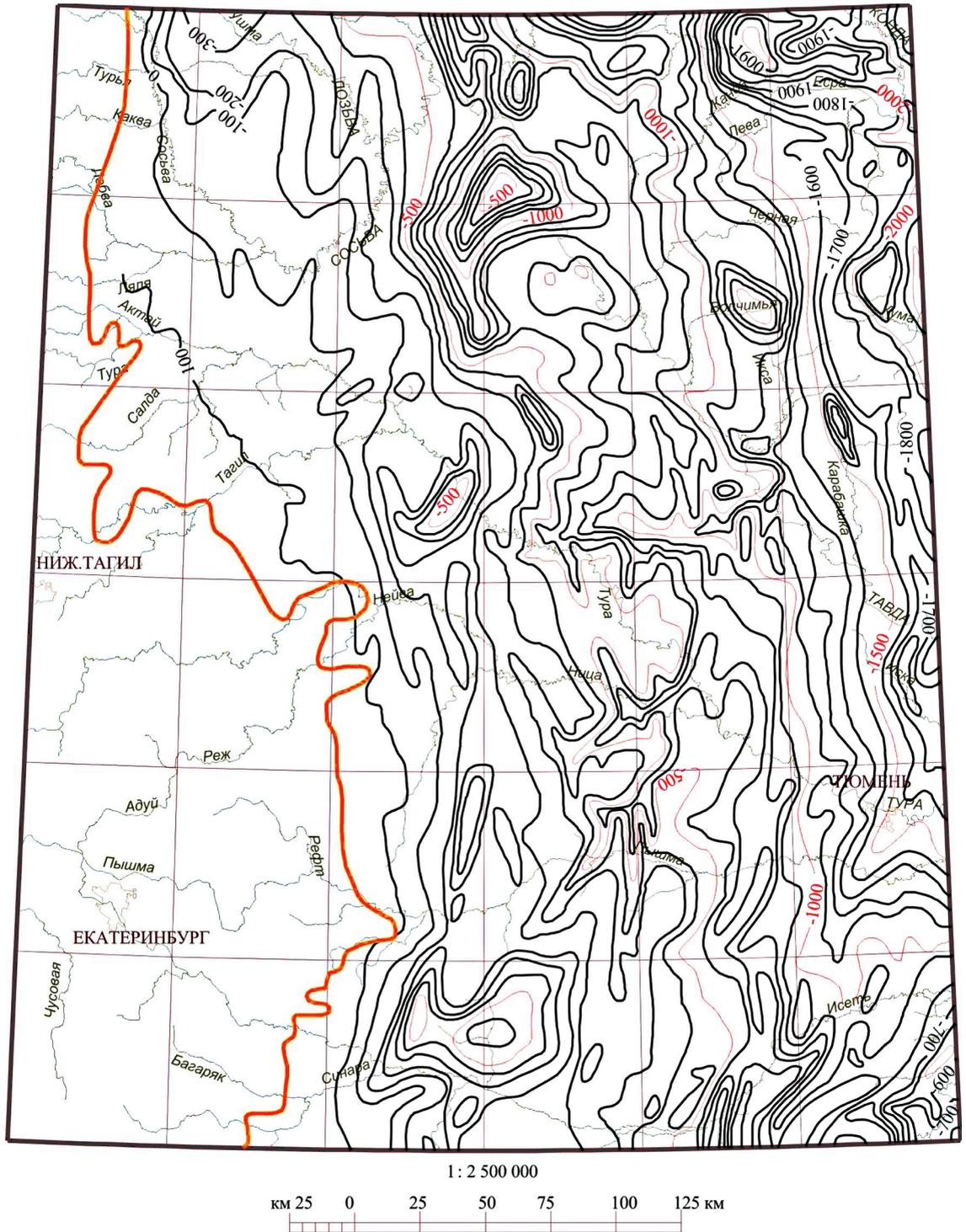


Рис. 14. Карта изогипс доюрского фундамента (изогипсы опорного сейсмического горизонта А).

ахская, алясовская, карбанская, алымская, викуловская, ханты-мансийская, леушинская, кошайская свиты.

Мел-неогеновый структурный ярус образуют глинисто-песчаная глауконитсодержащая K_2 — мысовская, уватская, кузнецовская, камышловская, фадюшинская, зайковская и березовская свиты, отражающие латеральный ряд от аллювиальных и озерных до мелководных морских отложений; песчано-глинистой монтмориллонитовой (K_2), соответствующей ганькинской свите; песчано-глинистой марганценосной (P_1) (талицкая свита); песчано-глинисто-опоковой (P_1), представленной серовской свитой; глинисто-диатомитовой (P_2), включающей отложения ирбитской и тавдинской свит; песчано-алеврито-глинистой (P_3-N_1), объединяющей образования куртамышской, наурзумской, светлинской, бешеульской свит и пельмской толщи.

Тектоническому строению мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской плиты посвящены работы Г. К. Боярских, Ф. Г. Гурари, М. Н. Дегтевой, А. Э. Конторовича, Н. Б. Малютина, В. П. Маркевича, В. Д. Наливкина, Н. Н. Ростовцева, М. Я. Рудкевича, И. Д. Соболева, В. С. Суркова, Н. А. Трофимука и многих других исследователей.

В целом для чехла западной части Западно-Сибирской платформы, прилегающей к Уральскому подвижному поясу, характерны пологие складки с углами падения пород не превышающими $5-10^\circ$, но вблизи разрывных нарушений дислоцированность пород возрастает, что особенно проявлено в нижней части разреза с широким развитием горстов и грабенов, врезанных в дотриасовый фундамент. В целом поверхность фундамента представляет собой холмисто-увалистую равнину, имеющую ступенчато-блоковое строение с постепенным погружением к северо-востоку. Абсолютные отметки поверхности меняются от 160 м на юго-западе до -2200 м на северо-востоке. Расчленение рельефа обусловлено континентальными эрозионными и эрозионно-тектоническими процессами, а на востоке территории связано еще и с морской абразией. Ряд впадин, расположенных над карбонатными породами, имеют эрозионно-карстовое происхождение. В становлении региональных структур и структур первого порядка основную роль сыграли тектонические процессы, а структуры второго и третьего порядков обусловлены в основном физико-химическими свойствами материнских пород. Поверхность досреднеюрского фундамента фиксируется отражающим сейсмическим горизонтом А (рис. 14).

Структуры в среднеюрско-кайнозойском этаже чаще всего обусловлены строением рельефа досреднеюрского фундамента, сведения о котором получены по материалам структурного бурения и данным сейсморазведки. В восточной части территории, где мощность отложений платформенного чехла достигает более 1000 м, по данным сейсморазведки, фиксируются еще три опорных сейсмических горизонта: Б — по кровле даниловской свиты, М — по кровле кошайской и алымской свит и Г — по кровле уватской свиты.

При составлении схемы тектонического районирования структуры чехла Западно-Сибирской платформы отрисованы с использованием тектонической карты центральной части Западно-Сибирской плиты, составленной под ред. В. И. Шпильмана [176], материалов М. Н. Дегтевой и др. [375], А. В. Рылькова, Ю. П. Черепанова и др. [495]. Граница Западно-Сибирской

платформы с Урало-Монгольским складчатым поясом на современной поверхности определяется линией сплошного распространения мезозойских и кайнозойских отложений. Осадочный чехол на западе начинается с отложений лангурской свиты, выполняющей древние речные долины и озерно-болотные ванны. К востоку они замещаются отложениями тюменской свиты. На территории листа О-41 с запада на восток и с севера на юг по подошве платформенного чехла выделены следующие основные структуры:

Лозьвинский прогиб (I). Западная граница его проходит по границе с палеозойскими образованиями, к востоку он переходит в обширную Туринскую мегаступень. Структура имеет удлиненную форму, в пределах территории имеет размеры 125 км в длину и 25 км в ширину. Пргиб выполнен юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями общей мощностью до 160–350 м.

Туринская мегаступень (II) на западе ограничена Лозьвинским прогибом, на северо-западе – Котыльинским и Сосьвинским прогибами, на востоке – Тавдинским мегавыступом, на юге плавно переходит в Камышловскую мегаступень. Величина амплитуды относительных превышений от 100 до 500 м. Подошва фундамента погружается в северо-восточном направлении с изогипсами от 100 м до –500 м. Мощность мезозойского чехла 50–250 м. Мощность кайнозойского чехла 50–200 м.

Котыльинский прогиб (III) в пределах территории представлен только своим южным замыканием. На западе граничит с Туринской мегаступенью, на востоке примыкает к Южно-Иусскому мегавыступу. Выполнен меловыми и палеогеновыми отложениями. Мощность осадочного чехла 0,4 км.

Южно-Иусский мегавыступ (IV) разделяет Котыльинский и Сосьвинский прогибы. Сложен меловыми и палеогеновыми отложениями. Палеозойский фундамент перекрыт осадками викуловской свиты, кровля которой приподнята на 100 м относительно положения ее кровли в соседнем к востоку Сосьвинском прогибе. Размеры мегавыступа в пределах площади 50 км в длину и 20 км в ширину. Мощность осадочного чехла до 0,6 км.

Сосьвинский прогиб (V) на западе примыкает к Южно-Иусскому, на востоке – к Тавдинскому мегавыступам. Фундамент вскрыт на глубине более 1,1 км. Выполнен юрскими, меловыми и палеогеновыми отложениями. Размеры 75 км в длину и до 35 км в ширину. Максимальная мощность отложений мезозойского чехла, вскрытых скв. 8, – 950 м, кайнозойского чехла – 154 м.

Тавдинский мегавыступ (VI) характеризуется подъемом палеозойского фундамента, вскрытого на глубинах от 600–990 м. Размер 170 км в длину и до 55 км в ширину. В основании залегают осадки даниловской свиты. Мощность мезозойского чехла – до 0,78 км, кайнозойского чехла до 0,28 км. По геофизическим данным в пределах мегавыступа выделены: Евринское куполовидное поднятие (VI¹), Пахтымская впадина (VI²), Онепское куполовидное поднятие (VI³), Кыртшивинское поднятие (VI⁴).

Карабашская моноклираль (VII). Связана с постепенным погружением на восток палеозойского фундамента, вскрытого на глубинах от 1200 до 2000 м (Леушинской скв. 506 – на глубине 2131 м). Размеры этой структуры: длина 215 км, ширина 110 км. Фундамент перекрыт осадками тюменской свиты. Мощность мезозойского чехла (по скв. Л-506) 1594 м, кайно-

зойского чехла — 537 м. В центральной части моноклинали выделяются три впадины (структуры второго порядка): Чебоксарская (VII^Г), Татарская (VII^Р), Нюрминская (VII^В), а также Миасское куполовидное поднятие (VII^А).

Шаимский мегавал (VIII). На территории листа О-41 представлен своим южным замыканием размером 17,5 км в длину при такой же максимальной ширине у северной рамки листа. Выделяется по изогипсам — 1,5–1,8 км горизонта А как локальная структура северо-западного простирания с амплитудой 300 м.

Шугурская мегаступень (IX) на северо-востоке примыкает к Карабашской моноклинали. По горизонту А оконтурена изогипсами минус 1,9–2,2 км. В северной части мегаступени выделяется Половинкинский выступ (IX¹). Мощность осадочного чехла 2,2 км, в пределах Половинкинского выступа 1,9 км.

Восточно-Туринская мегаступень (X) находится в центральной части территории. На западе причленяется к Туринской мегаступени и Тавдинскому мегавыступу, на востоке ограничена Карабашской моноклиналью и Талицким прогибом. Поверхность палеозойского фундамента погружается на восток с глубин минус 500 м до минус 1000 м под углом 1–5°. На нем лежат осадки викуловской свиты на западе, карбанской — на востоке. Мощность мезозойского чехла с запада на восток увеличивается от 0,25 до 0,7 км, кайнозойского чехла — от 0,15 до 0,35 км. В северной половине мегаступени по геофизическим данным выделяется Становая впадина (X¹) с амплитудой около 100 м.

Талицкий прогиб (XI) на северо-западе примыкает к Восточно-Туринской мегаступени, на юго-востоке — к Тугулымскому мегавыступу. Имеет северо-восточное простирание. Длина 137 км, ширина 30 км. В основании чехла залегает даниловская свита. Структура погружается к северо-востоку, и мощность чехла увеличивается от 0,5 до 1,0 км. Максимальная мощность мезозойского чехла 0,7 км, кайнозойского чехла — 0,3 км.

Тугулымский мегавыступ (XII) находится на юго-востоке территории, примыкает на севере к Карабашской моноклинали, на западе к Талицкому прогибу и Камышловской мегаступени, на востоке — к Курганскому прогибу. Протяженность 225 км, средняя ширина 50 км. Поверхность досреднеюрского фундамента погружается от минус 0,4 км на юго-западе до минус 0,9 км на северо-востоке. В основании чехла залегают карбанская, викуловская свиты. Мощность мезозойского чехла от 0,3 км на юго-западе до 0,55 км на северо-востоке. Мощность кайнозойского чехла в этом же направлении меняется от 0,3 до 0,35 км. Структуры второго порядка представлены Лучишкинским валом (XII^Г) и Мехонским поднятием (XII^Р).

Тюменский прогиб (XIII) примыкает к восточной рамке территории, западная граница находится вблизи изогипсы — 1500 м. Длина 100 км, ширина 25 км. Подошва чехла погружается на восток до изогипсы — 1700 м. В основании залегает тюменская свита. Мощность мезозойского чехла по Тюменской скв. 1-ОП 1007 м, кайнозойского чехла — 450 м.

Камышловская мегаступень (XIV). Западной границей является полоса выходов досреднеюрских образований восточного склона Среднего Урала. На северо-западе примыкает к Туринской мегаступени, на северо-востоке — к Восточно-Туринской мегаступени, на востоке — к Талицкому проги-

бу и Казахстанскому мегавыступу. Длина структуры 225 км, средняя ширина 125 км. Подошва фундамента очень плавно погружается в восточном направлении до изогипсы –300 м. Угол наклона 0–3°. Нижняя часть чехла на западе представлена синарской свитой, на востоке – кузнецовской, викуловской или ханты-мансийской свитами. Мощность мезозойского чехла от 245 до 520 м, кайнозойского чехла 100–350 м. Наиболее значимые структуры второго порядка: Голубковская (XIV^1), Овинная (XIV^2), Долматовская (XIV^6) впадины, Красногвардейский (XIV^2), Катарачский (XIV^4), Колчеданский (XIV^7) валы и Сухарышское поднятие (XIV^5). *Курганский прогиб* (XV) на западе и востоке примыкает соответственно к Тугулымскому и Заводуковскому мегавыступам, на северо-востоке переходит в Тюменский прогиб. Длина прогиба 190 км, ширина в средней части 75 км. Поверхность палеозойского фундамента погружается от отметки –800 м на юге до отметки –1400 м – на севере. Мощность мезозойского чехла увеличивается в этом же направлении от 750 м до 1120 м, кайнозойского чехла – от 240 до 300 м. В основании мезозойского чехла залегают осадки тюменской свиты.

Заводуковский мегавыступ (XVI) находится в юго-восточном углу территории листа О-41. Размеры мегавыступа с севера на юг 75 км, ширина у южной рамки территории 30 км. Поверхность фундамента находится на отметках –800 до –500 м. В основании залегают осадки тюменской свиты. Мощность осадочного чехла не превышает 840 м.

Большую роль в строении мезозойско-кайнозойского чехла сыграли разрывные нарушения, часто наследующие разломы домезозойского заложения и неоднократно подновленные в мезозое и кайнозое. В частности тектонические подвижки, происходившие в триасе и юре, во многом обусловили блоковое строение изучаемой территории. Разломы этого возраста распространены повсеместно, но только в центральной части территории листа О-41 они формируют многочисленные горсты и грабены. В горстах на досреднеюрскую поверхность выведены самые древние образования, вплоть до раннепротерозойских, а рифтовые грабены заполнены обложениями и вулканитами терригенно-риолит-базальтового парагенеза и терригенной бокситовосно-угленосной формации. Одним из хорошо изученных глубинных разломов, по которому неоднократно происходили подвижки в палеозойское, мезозойское и кайнозойское время, является Серовско-Маукский (№ 3 на тектонической схеме), прослеживаемый с севера на юг через всю территорию и разграничивающий Тагильскую и Восточно-Уральскую мегазоны. Разлом имеет сложное строение, последние движения по нему происходили по системе взбросо-сдвига с крутым восточным падением сместителей (60–85°). Амплитуда смещения отложений мезозойско-кайнозойского осадочного чехла достигает 20–100 м.

Второстепенные разломы имеют различную ориентировку: среди них преобладают нарушения северо-западного и субмеридионального, реже северо-восточного и широтного направлений. Кинематика разломов разнообразна: субмеридиональные нарушения, как правило, представлены сбросами, взбросами и надвигами с различной долей сдвиговой составляющей, диагональные сместители имеют сложную кинематику. Большинство разломов наследуют тектонику домезозойского фундамента.

Глубинное строение

Глубинное строение территории листа О-41 являлось объектом исследований многих авторов: Е. М. Ананьевой [231, 336, 337], Н. Г. Берлянд [12, 13], В. С. Дружинина [110], К. К. Золоева [104, 273], В. М. Нечеухина [175], А. В. Рыбалка [470, 471], В. М. Рыбалка [472] и многих других. Е. М. Ананьева составила карты структурно-вещественных комплексов и блокового строения Урала, провела районирование территории по степени фемичности и сиаличности (обобщенные параметры, определяемые на основе анализа магнитного и гравиметрового полей) и показала связь месторождений различных полезных ископаемых с блоками различного состава. В. С. Дружинин и В. М. Рыбалка большое внимание уделяли интерпретации профилей ГСЗ и построению на этой основе моделей глубинного строения Урала. К. К. Золоев и В. М. Нечеухин с соавторами использовали геофизические данные о глубинном строении для тектонического и минерагенического районирования. Наиболее полные обобщения современных геофизических и геологических материалов о глубинном строении восточного склона Среднего Урала приведены в монографии Н. Г. Берлянд [13] и отчете А. В. Рыбалка по Среднеуральскому трансекту [471]. Большая работа по обобщению и разнообразных геофизических данных и их интерпретации при помощи современных пакетов программ была проведена Л. Д. Нояксовой в рамках составления геофизической основы листа О-41. На одной из схем (геофизических линеаментов), составленных в процессе этой работы, выделяются три группы линеаментов по направлению простирания — субмеридиональные, северо-восточные и северо-западные. Первая группа часто соответствует границам крупных структур Уральского подвижного пояса, это дугообразные и неровные линии, отвечающие сложнопостроенным зонам долгоживущих региональных разломов. Северо-западные и северо-восточные линеаменты — как правило, прямые линии, вероятно, соответствующие молодым малоамплитудным разрывным нарушениям. Часть линеаментов соответствует закартированным разрывным нарушениям, другая часть не нашла четкого отражения в геологических структурах. Геофизические линеаменты хорошо трассируют зоны Серовско-Маукского, Мурзинского, Сосьвинско-Мироновского, Бичурско-Копейского разломов.

Схема глубинного строения площади листа О-41, составленная по материалам Н. Г. Берлянд [13], приведена на рис. 15. Кратко обобщая ее содержание, можно отметить, что кора высокой основности островодужного типа характерна только для Тагильского мегаблока. Окружающие эту структуру блоки частично перекрыты аллохтонными пакетами пластин, в состав которых входят островодужные комплексы (что подтверждается геологическими данными). Восточно-Уральский и Зауральский мегаблоки слагаются корой средней основности континентального типа. Присутствующие в этом районе ультрамафитовые массивы и океанические образования, по видимому, находятся в аллохтонном залегании на аккрецированных блоках континентальной коры (микроконтинентах); островодужные комплексы развивались на континентальном основании и также часто имеют аллохтонное залегание [137, 219].

Субмеридиональный глубинный шов, выделенный в западной части площади по геофизическим данным, не находит четкого отражения в картируемых на поверхности структурах; возможно, он перекрыт верхнекоровыми аллохтонами. Блоки континентальной коры различного типа (3–11 на рис. 15) также не всегда точно соответствуют картируемым породным комплексам, вместе с тем, хорошо выделяются Уфалейский и Тюменско-Кустанайский блоки, фрагмент Казахстанского мегаблока.

Глубинное строение территории листа О-41 изучалось также в районе прохождения Среднеуральского трансекта [471]. Среднеуральский трансект пересекает все главные структуры Урала, имея протяженность 560 км. Его западная граница располагается на окраине Восточно-Европейской платформы, далее на восток разрез проходит через Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральскую зону складчатости, Кваркушский антиклинорий Центрально-Уральского поднятия, Тагильский синклиний, структуры Восточно-Уральского мегаблока Валериановского синклинория (рис. 15). Полученное качество сейсмических материалов позволяет проследить отдельные структуры в земной коре и верхней мантии до глубины около 80 км. При этом, различные структуры имеют различную глубинность, и на разных уровнях геологическое строение Урала представляется различным. Для удобства геологической характеристики, условно выделены четыре уровня, внутри которых структурное районирование имеет значимые различия: верхнекоровый (0–10 км), средне-нижнекоровый (10–40 км), переходный от коры к мантии или нижнекорово-верхнемантийный (40–63 км), верхнемантийный (63–100 км).

Верхнекоровый уровень (0–10 км) изучен наиболее достоверно, поскольку район прохождения трансекта достаточно хорошо исследован на поверхности, и поверхностные структуры, как правило, достаточно уверенно интерполируются на глубины до 10 км по комплексу геофизических и геологических данных, часть из них вскрыта глубокими скважинами.

Тагильский синклиний слагается вулканогенными, интрузивными и осадочными комплексами. Общая структура представляется в виде крупной синклинали с нормальным западным и взброшенным по системе Туринских надвигов восточным крылом. В западной части предполагается присутствие ультрамафит-габбровых плутонов Платиноносного пояса под зеленокаменными вулканитами. Ядро Тагильской мегасинклинали имеет облик рампового грабена, ограниченного надвигами с восточной и западной вергентностью. Сейсмические отражатели подчеркивают слоистость в западной части структуры, а также разрывные нарушения и зоны кливажа.

Серовско-Маукский разлом, ограничивающий Тагильскую мегасинклиналь на востоке, почти не фиксируется сейсмическими отражателями; его крутое западное падение определяется по геологическим данным и по интерпретации аномалий магнитного поля и поля силы тяжести. Серовско-Маукский разлом как бы разрезает крупную синформу, видимую на сейсмическом разрезе по рисунку отражателей. Западная часть этой синформы слагается комплексами Тагильской мегазоны, восточная — интрузивными и метаморфическими образованиями Верхотурско-Салдинского антиклинория. Синформа на западе ограничена зоной Главного Уральского разлома, на востоке — Пряничниковской и Медведевской шовными зонами.

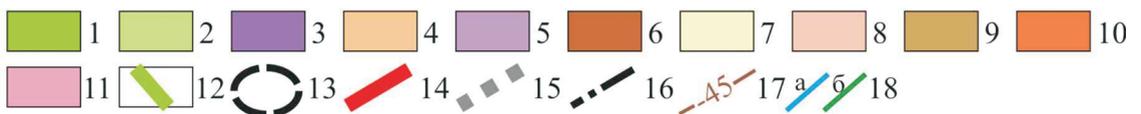
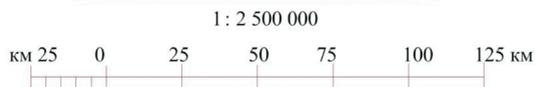
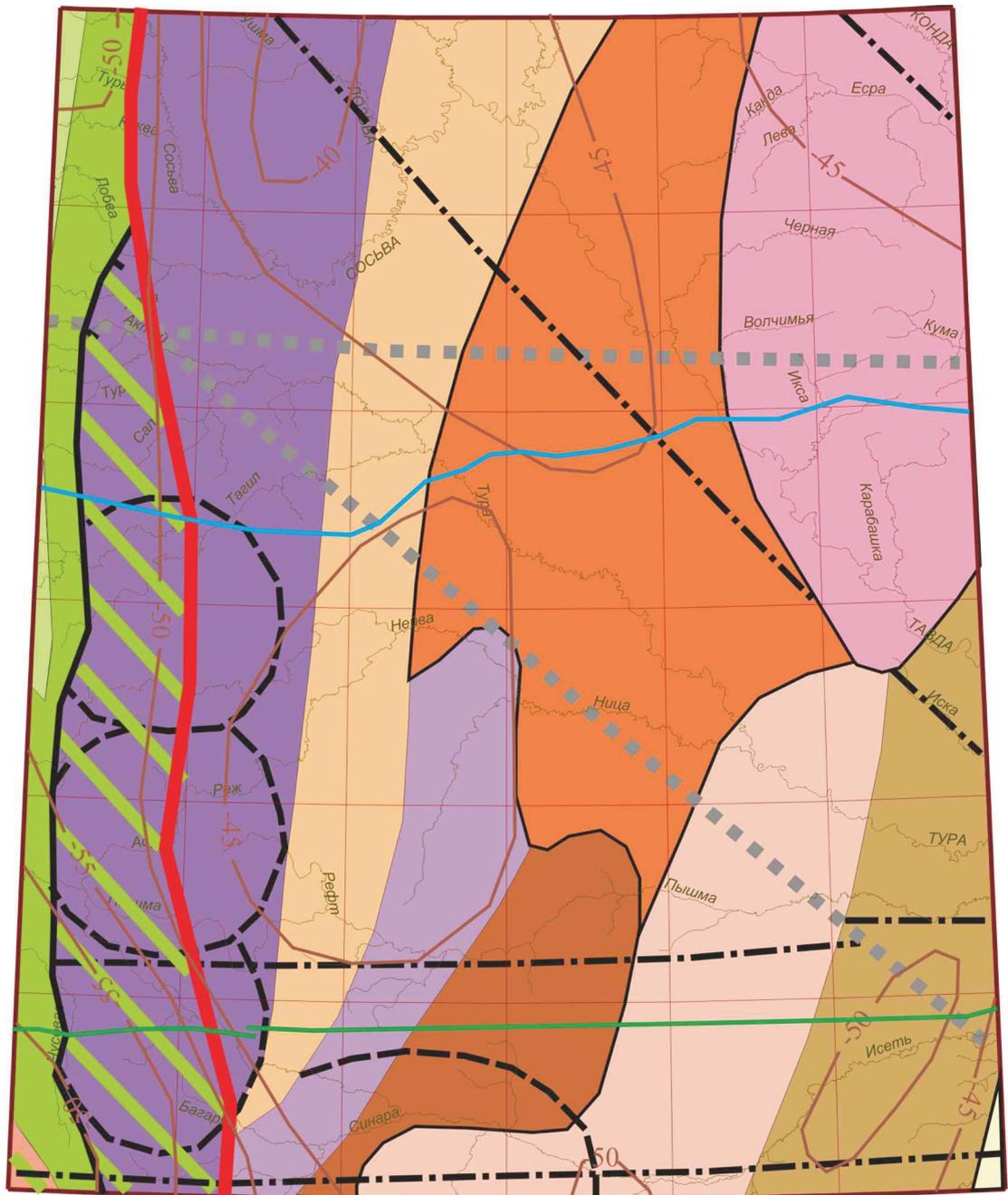


Рис. 15. Схема глубинного строения территории листа О-41 (по Н. Г. Берлянд [13] с упрощениями).

Типы земной коры по степени дифференцированности: 1–7 – интенсивная; 8–10 – высокая; 11 – средняя и низкая. Типы земной коры по степени основности: 1–2 – высокая (0,85–0,9); 3–6, 8–11 – средняя (0,5–0,6), 7 – пониженная (0,45–0,5). Типы земной коры по происхождению: 1, 2 – островодужный; 7 – континентальный; 3–6, 8–11 – континентальный регенерированный. 12 – «сдвоенный» подтип, где островодужные образования надвинуты на кору континентального типа; 13 – структуры купольно-кольцевого типа (чаще всего гранитогнейсовые купола, окруженные гипербазит-габбровыми массивами); 14 – глубинный шов, 15 – трансрегиональные секущие разломы; 16 – прочие глубинные разломы; 17 – стратоизогипсы глубины залегания поверхности Мохо (по В. С. Дружинину); 18 – линии прохождения Среднеуральского трансекта (а) и Свердловского профиля (б).

Верхотурско-Салдинский антиклинорий в районе прохождения трансекта представлен Салдинским коллажем террейнов. По геологическим и сейсмическим данным, Салдинский коллаж состоит по крайней мере из двух террейнов — западного и восточного, разделяемых Пряничниковской шовной зоной. Западный террейн (ранее описанный как Емехско-Телянский блок [193]) слагается высокобарическими гранулитами, габброгранулитами, гнейсами и амфиболитами с телами среднедевонских (?) габбро, каменноугольных тоналитов и гранитов. В составе глубоко-метаморфизованных образований установлены ортогнейсы и ортоамфиболиты, возможно, образованные по вулканитам и интрузивным породам; дистен-мусковит-кварцевые сланцы, содержащие прожилково-вкрапленную пирит-халькопиритовую минерализацию, интерпретированы как метаморфизованные серицит-кварцевые метасоматиты, а также раннедевонские гранодиориты. Восточный террейн (Бродово-Малыгинский блок) слагается сильнодислоцированным преимущественно метаосадочным разрезом, в состав которого на поверхности входят парагнейсы, кварциты, кристаллические сланцы, прорванные интрузиями каменноугольных монцогаббро, монцонитов, гранитов. Уровень метаморфизма не достигает гранулитовой фации, но его тренд сходен с преобразованиями Емехско-Телянского блока [194]. Возраст субстрата метаморфических пород является дискуссионным, и, с долей условности, мы интерпретируем данные блоки как фрагменты протерозойской коры, сильно переработанные в процессе верхнедевонско-каменноугольного метаморфизма. Емехско-Телянский и Бродово-Малыгинский блоки разделяются Пряничниковской шовной зоной, прекрасно проявленной на сейсмическом разрезе в виде мощной системы субпараллельных отражателей, погружающейся на запад. В пределах Пряничниковской шовной зоны на поверхность выходят сильнодислоцированные, наиболее глубоко метаморфизованные породы — гранулиты и гранат-дистеновые гнейсы. Восточное ограничение Салдинского коллажа террейнов проходит по системе разрывных нарушений и приразломной сланцеватости, входящих в состав Медведевской шовной зоны. Медведевская шовная зона подчеркнута на сейсмическом разрезе системой отражателей с пологим западным падением. В районе выхода данной системы отражателей на поверхность картируются клиновидные тектонические блоки нижнекаменноугольных гравелитов и конгломератов арамильской свиты, вулканитов, туфоалевролитов, песчаников и известняков нижнедевонской медведевской свиты, а также сильно метаморфизованные базальты, долериты, габбро и ультрамафиты [471]. По геологическим данным и схеме рисунка сейсмических отражателей, фиксируется также субвертикальный сдвиг, предположительно выполаживающийся на восток, и ограничивающий Медведевскую шовную зону с востока. Сейсмические отражатели в пределах Салдинского коллажа террейнов соответствуют главным образом разрывным нарушениям и сопровождающим их зонам сланцеватости и кливажа. Также присутствуют системы отражателей, вероятно, фиксирующих метаморфическую полосчатость, гнейсоватость и границы интрузивных тел.

Далее на восток в створе сейсмопрофиля располагаются Гаевский массив пермских гранитов; к северу и югу от него картируются кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты и амфиболиты *Гаевского антиклинория* (ме-

таморфического блока). Граниты почти не проявлены в сейсмических отражателях, западный контакт массива представлен субвертикальным сдвигом, описанным выше; восточный контакт хорошо проявлен в сейсмическом рисунке в виде четкой системы отражателей с восточным падением. Полевые исследования показали, что данные сейсмические отражатели соответствуют зоне инъецирования массивных гранитов в толщу гнейсов и амфиболитов, где пластообразные гранитные тела чередуются в разрезе с полосчатыми гнейсоватыми метаморфическими породами [471].

Восточнее Гаевского метаморфического блока наблюдается сложный пакет пластин, слагающий два синклиория (*Алапаевско-Теченский* и *Турунско-Талицкий*), разделяемых Красногвардейским выступом фундамента. В состав пакета пластин входят разнообразные раннепалеозойские, девонские и каменноугольные осадочные, вулканические и интрузивные породы. Предполагается, что в состав нижнего пакета пластин входят и метаморфические породы. Сейсмическая картина в данном интервале недостаточно выразительна; чаще всего направления отражателей соответствуют тектоническим нарушениям, зонам расщепления, границам интрузивных тел.

Восточнее Турунско-Талицкого синклиория располагается выступ фундамента Восточно-Уральского микроконтинента (*Шаимско-Кузнецовский антиклинорий*), перекрытого чехлом метаморфизованных ордовикских и рифейских(?) вулканогенных и осадочных пород и мезозойско-кайнозойских отложений мощностью более 1 км. Геологические данные о геологическом строении и возрасте пород фундамента в этом районе весьма скудны. На сейсмическом разрезе четко «отбивается» нижняя граница осадочных толщ мезозойско-кайнозойского чехла, ниже ее наиболее определенно интерпретируются редкие наклонные системы отражателей, соответствующие разрывным нарушениям.

Восточная часть Среднеуральского трансекта пересекает «Зауральский мегаблок», перекрытый мощным (более 1 км) чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. В структуре Уральской складчатой системы верхняя часть разреза мегаблока предположительно слагается пластинами преимущественно девонских и каменноугольных осадочных и вулканогенных пород с отдельными телами серпентинитов. Пластины, вероятно, налегают на кристаллический фундамент, прорваны гранитными интрузиями. На сейсмическом разрезе хорошо проявлены слоистость в пределах осадочного чехла, его подошва, а также надвиговые сместители аллохтона.

Средне-нижнекоровый уровень (10–40 км) может быть условно разделен на два интервала, различающихся особенностями структурного рисунка.

Расположенная за пределами исследуемого района западная часть Среднеуральского трансекта пересекает глубинную часть Кваркушского содвигового блока — западно-вергентную систему пластин, диафторированных в процессе позднепалеозойского орогенеза архейско-протерозойских комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы. В фундаменте Тагильского палеозойского островодужного мегаблока выделяются блоки и пластины неопротерозойских метабазитовых комплексов. Фрагменты подобных комплексов, включающие пластины альпинотипных ультрама-

фитов и блоки габброидов, для которых достаточно уверенно обосновывается неопротерозойский (вендский) возраст, в последнее время выявлены на Полярном и Северном Урале в основании Тагильской палеоостроводужной системы [164, 213, 235] и на Среднем Урале (устейский и алапаевский комплексы). Возможно, габбро-гранулиты и амфиболиты, выходящие на дневную поверхность в западной части Салдинского коллажа террейнов (в составе Емехско-Телянского блока), представляют собой повторно глубоко метаморфизованные в верхнем девоне неопротерозойские базиты. Этому предположению не противоречат вендские и позднерифейские Sm-Nd модельные возрасты палеозойских интрузивных пород в пределах Салдинского метаморфического комплекса [194]. Восточный (Бродово-Малыгинский) блок условно интерпретируется как диафорированный фрагмент архейско-протерозойской коры. Это предположение пока недостаточно обосновано изотопными данными и требует проведения дополнительных изотопно-геохимических и геохронологических исследований.

Интерпретация рисунка сейсмических линеаментов показывает, что мощная система отражателей, соответствующая зоне Главного Уральского разлома, практически затухает на глубине около 10 км; глубже — до глубин 30—40 км прослеживаются наиболее западные системы нарушений зоны ГУР, а также параллельные им системы отражателей в фундаменте Восточно-Европейской платформы. Исчезновение системы отражателей зоны ГУР на глубине около 10 км может быть вызвано двумя причинами — расположением на этой глубине кровли тел массивных габбро или ультрамафитов, либо изменением уровня метаморфизма, сопровождаемым переходом план-параллельных сланцеватых текстур, дающих четкие системы отражателей на сейсмическом разрезе, в менее «отражательные» гнейсовые или близкие к массивным текстуры пород амфиболитового уровня метаморфизма. Системы отражателей западной ветви зоны ГУР срезаются системами отражателей с западным падением, прослеживающихся на поверхности в пределах Пряничниковской и Медведевской шовных зон, менее уверенно — в зоне Серовско-Маукского разлома.

Восточная часть трансекта характеризует строение нижних частей Восточно-Уральского и Зауральского мегаблоков, где палеозойские осадочные, островодужные и океанические комплексы автохтонно и аллохтонно залегают на метаморфических образованиях предполагаемого Восточно-Уральского «микроконтинента». Вполне возможно, что данный «микроконтинент» — это не единый блок континентальной коры, а коллаж гетерогенных блоков, претерпевших позднепалеозойский орогенный метаморфизм и палингенез, вследствие чего их первичные границы были затушеваны. В настоящее время можно достаточно уверенно говорить о присутствии фрагментов дорифейской коры континентального типа для Мурзинско-Адуйского (и, вероятно, продолжающего его на север Гаевского) метаморфического комплекса, где Sm-Nd модельный возраст (возраст субстрата области магнообразования) щелочных триасовых гранитоидов составляет 1760—1890 млн лет, и изотопные данные позволяют предполагать наличие коры континентального типа: изотопное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в гранитоидах западной части Мурзинско-Адуйского мегаблока равно 0,7093, в лейкогранитах восточной его части — 0,7201 [327, 211]. Достаточно обоснован

также дорифейский возраст южной части Сысертско-Ильменогорского антиклинария. Исследование возраста и происхождения других фрагментов гипотетического Восточно-Уральского микроконтинента требует дополнительных исследований. Выделяемый по сейсмическим и геологическим данным композитный Восточно-Уральский «микроконтинент» (мегаблок) соответствует области развития коры континентального типа на схеме Н. Г. Берлянд (рис. 16).

Переходный (нижнекорово-верхнемантийный) уровень (40–63 км) в наибольшей степени является продуктом неотектонических процессов, поскольку его состав и строение наиболее чутко реагируют на формирование современного Уральского горного пояса. В строении переходного уровня можно выделить две крупные структурные области – западную и восточную, разделяемые предполагаемым неотектоническим швом [471]. Этот шов имеет пологое (15–30°) западное падение и прослеживается по серии отражателей, по крайней мере, от 50 до 80 км. Выше, в земной коре, в эту структуру как бы переходят системы отражателей, маркирующих Серовско-Маукскую, Пряничниковскую и Медведевскую шовные зоны. Можно высказать предположение, что данная структура представляет собой современную сдвигово-поддвиговую зону, сформированную в процессе косой коллизии Европейской и Азиатской мегаплит и сопоставляемую со структурами так называемой альпинотипной субдукции (А-субдукции), известными в современных компрессионных орогенах (в Альпах, Гималаях и др.). Соответственно западная структурная область может быть описана как надсубдукционная, восточная – как субдуцируемая. Такая интерпретация достаточно хорошо объясняет особенности строения нижней коры и мантии, полученные по результатам ГСЗ и ОГТ. Западнее изучаемого района (под Центрально-Уральской мезезоной) наблюдается куполовидное поднятие мантии над зоной А-субдукции и появление в кровле этого поднятия линзы с аномальными свойствами – скорости прохождения сейсмических волн в ней ниже, чем в «нормальной» мантии, но выше, чем в нижней коре; положение границы М, по данным ГСЗ и ОГТ, в этой аномальной области не совпадает. Это позволяет выделить линзу длиной около 110 км и максимальной мощностью 8 км и интерпретировать ее как Область аномальной, возможно флюидизированной мантии, имеет протяженность 110 км в створе трансекта и максимальную мощность до 8 км. Флюиды, вероятно, проникали в данную область из расположенной ниже зоны А-субдукции, где их возникновение, возможно, связано с эклогитизацией погружаемой коры [471]. Под западной частью Тагильского мегаблока (в интервале 110–170 км) на границе двух сходящихся плит фиксируется треугольный блок, в пределах которого сейсмические отражатели располагаются веерообразно. По данным ГСЗ, этот блок также имеет «переходные», промежуточные между коровыми и мантийными, геофизические параметры. Блок с веерообразным рисунком отражателей и «переходными» свойствами был интерпретирован как глубинная аккреционная призма, где вещество погружаемой плиты соскабливается и нагнетается вдоль границы кора–мантия как на субдуцируемую, так и на надсубдукционную мантийные поверхности. Можно предположить, что в этой области глубинной аккреции и нагнетания вещества реализуются Р-Т параметры эклогитизации.

товой фации метаморфизма, что приводит к «утяжелению» корового вещества и появлению у него «переходных к мантийным» физических свойств.

Восточнее предполагаемой зоны глубинной аккреции, в нижней части земной коры Восточно-Уральского и Зауральского мегаблоков, поверхность мантии вновь приобретает пологое залегание, там исчезает расхождение положения, граница М, по данным анализа преломленных и отраженных волн, то есть система кора—мантия вновь обретает равновесие [471].

Верхнемантийный уровень (63–100 км) изучен неравномерно. Наиболее уверенно выделяемые системы отражателей расположены западнее исследуемой территории, под окраиной Восточно-Европейской платформы. Система отражателей с западным падением, интерпретируемая как зона А-субдукции (см. выше), прослеживается до глубины около 80 км. На этой глубине фиксируется система субгоризонтальных и очень полого наклоненных на восток (в створе разреза) отражателей, ниже которой отражающие площадки не фиксируются.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

История формирования геологических комплексов, слагающих территорию листа О-41, может быть разбита на четыре этапа — архейско-раннепротерозойский, позднепротерозойский (рифейско-вендский), палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Геологические комплексы, сформировавшиеся в архейско-протерозойское время, претерпели в последующие эпохи несколько этапов метаморфизма и тектонических деформаций; их ранняя (допалеозойская) история обычно может быть отреставрирована с большим трудом. Позднепротерозойские образования диагностируются более уверенно, но часть стратонтов и комплексов также не имеют надежного обоснования возраста, к тому же, рифейские и вендские комплексы и свиты обычно метаморфизованы, сложно дислоцированы и входят в состав аллохтонных пластин, что создает большие трудности для интерпретации первичного залегания, мощности толщ и составов пород. Среди них присутствуют графитисто-карбонатно-терригенные мелководно-морские(?) осадки, рифтогенные перидотит-габбровые и офиолитовые дунит-гарцбургит-габбровые комплексы. Геодинамические обстановки палеозойского времени отвечают пассивной окраине Восточно-Европейского палеоматерика (Зилаиро-Лемвинская СФЗ Западноуральской мегазоны), раннепалеозойскому Уральскому палеоокеану, позднеордовикско-раннедевонской Тагильской и девонской Восточно-Уральской палеоостроводужным системам, ранне-среднекаменноугольной активной континентальной окраине, позднепалеозойскому компрессионному орогену. В раннем мезозое проявился этап континентального рифтогенеза, сопряженный с коллапсом позднепалеозойского орогена. В мезозойско-кайнозойский этап формировались покровные отложения Западно-Сибирской плиты, а также разнообразные континентальные осадки плиоцен-четвертичного возраста.

Архейско-раннепротерозойский этап. События этого этапа на исследуемой территории не могут быть восстановлены достаточно достоверно, так как относимые (часто с значительной долей условности) к архею и раннему протерозою свиты и комплексы сильно переработаны последующими тектоно-метаморфическими процессами, а в восточной части площади листа О-41 они перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских осадков. Наиболее полное обобщение информации по гнейсово-мигматитовым комплексам Урала проведено Г. А. Кейльманом [130] и А. М. Пыстиным [225]. Комплексы «гнейсовых ядер» разных метаморфических блоков имеют определенные различия. Рассматривая особенности составов протолита метаморфических образований, можно отметить следующее:

Протолит уфалейского комплекса, по данным Г. А. Кейльмана, представлен вулканитами базальт-риолитовой формации, причем нижняя часть разреза слагается в основном метариолитами, а верхняя — чередованием метабазальтов, метариолитов и апотерригенных пород (кварцитов и метапелитов). Подобный эволюционный ряд характерен для магматических формаций рифтовых структур, развивающихся на континентальной коре [163]. Максимальные цифры абсолютных возрастов, полученные по цирконам из гнейсов, составляют 990—1180 млн лет [142], по породообразующим минералам из прорывающих биотитовых гранитов — 1100—1215 млн лет [182], по иттроэпидоту из анортотлазовых пегматитов — 1100—1200 млн лет [172]. Учитывая эти данные, можно предположить формирование протолита уфалейского комплекса в пределах среднериффейской рифтовой структуры, развивавшейся на континентальной коре.

Расположенный восточнее Сысертско-Ильменогорский антиклинорий имеет сложное строение и представлен на изучаемой территории своей северной частью (Сысертский блок). Наиболее древняя часть разреза данного блока — шумихинский комплекс метаморфический гнейсовый. Г. А. Кейльман [130] в состав шумихинской серии включал, кроме шумихинской свиты, также образования вишневогорской подсвиты и селянкинской свиты, объединяемые единством состава протолита и строения разреза. Характерной особенностью данного комплекса является метапелитовый состав протолита с реликтами градационной слоистости, в верхней части разреза появляются кварциты, графитовые и кианитовые парагнейсы. Учитывая наличие реликтов ритмичной градационной слоистости, исследователи [130, 228] предполагают флишоидное (флишеподобное) строение разреза. Присутствие прослоев кварцитов и, вероятно, преимущественно кварц-полевошпатовый состав песчаного материала в метапелитах позволяют предполагать отложение осадков во внутри- или окраинно-континентальном бассейне с континентальным источником сноса. В состав залегающей выше черновской свиты входят главным образом амфиболиты, образованные по эффузивам основного состава, с прослоями углистых кварцитов и плагиогнейсов. В разрезе свиты отмечаются также небольшие тела метаморфизованных габбро и ультрамафитов, что позволило Г. А. Кейльману [130] сопоставить ее с офиолитовой ассоциацией. Отмечается тектоническое налегание метабазитов черновской свиты на метапелиты шумихинского комплекса. Данные о возрасте субстрата и метаморфизма шумихинского комплекса и черновской свиты изложены выше, в главах «Метаморфизм и метасоматические образования» и «Стратиграфия». Эти данные в настоящее время не позволяют достоверно обосновать дорифейский возраст метаморфитов Сысертского блока; для окончательного решения этого вопроса нужны дополнительные исследования.

Верхотурско-Салдинский блок слагается салдинским метаморфическим амфиболит-гнейсовым комплексом, в состав которого входят бродовский гнейсовый и емехский амфиболитовый подкомплексы. Бродовский подкомплекс распространен наиболее широко и имеет разный состав в пределах западного (Емехско-Телянского) и восточного (Бродовско-Малыгинского) блоков, разделяемых разрывными нарушениями [193]. В западной части Верхотурско-Салдинской структуры преобладают ортогнейсы тоналитового состава, ортоамфиболиты и гранулиты, в восточной — па-

рагнейсы с прослоями кварцитов и параамфиболитов, ортоамфиболиты распространены меньше. Ортоамфиболиты по составам делятся на две группы – толеитовые, содержащие менее 400 г/т Sr и более 150 г/т Zr; и известково-щелочные, содержащие соответственно более 600 г/т Sr и менее 50 г/т Zr [193]. Первые сопоставляются с океаническими и рифтовыми, вторая – с островодужными образованиями. Особенности геохимии магматитов (высокие содержания K, Si, Sr, Rb) свидетельствуют о значительной мощности земной коры или о значительном участии субдукционного компонента в их составе. Вместе с тем, отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для известково-щелочных метабазитов составляют 0,7036–0,7038, $\epsilon_{\text{Nd}}(380) = +4,7$ что позволяет предположить отсутствие древней сиалической коры в составе области плавления и дифференциации магматитов [194]. Емехский подкомплекс складывается ортоамфиболитами толеитового состава, сходными с океаническими или раннеостроводужными базитами.

На рис. 16 показаны графики содержаний петрологически-информативных элементов, нормированных к N-MORB. Несмотря на различия со-

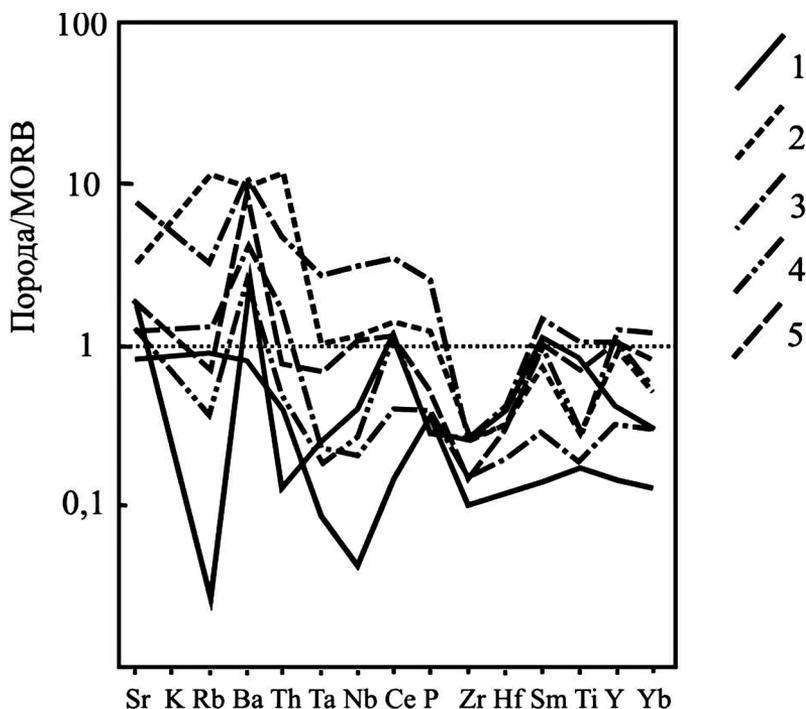


Рис. 16. Спайдер-диаграммы содержаний петрологически-информативных элементов, нормированных на N-MORB [322] в породах салдинского метаморфического комплекса:

1 – габбро-гранулиты пряничниковского комплекса; 2–4 – породы бродовского подкомплекса: 2 – биотит-амфиболовый ортогнейс, 3 – гранатовый амфиболит; 4 – гранат-пироксеновый гранулит; 5 – амфиболит емехского подкомплекса.

держаний элементов, общей тенденцией для пород салдинского комплекса является деплетированность высокозарядными элементами — Zr, Hf, Sm, Ti, Yb и обогащенность элементами с высокими ионными радиусами — Ba, Sr, в меньшей степени — K, Rb. Такие особенности характерны для островодужных магматитов, в составе которых значительную роль играет вещество из погружающихся гидратированных осадков и океанических вулканитов и деплетированной мантии из надсубдукционного клина [289, 329].

Мурзинско-Адуйский блок слагается адуйским комплексом, нижняя часть разреза которого представлена преимущественно биотитовыми гнейсами, верхняя — биотитовыми, амфиболовыми гнейсами, перемежающимися с амфиболитами и содержащими прослой графитовых гнейсов, кварцитов и мраморов. Общий характер разреза, по данным Г. А. Кейльмана [130], сходен со стратиграфической последовательностью Сысертского блока, где гнейсовый шумихинский комплекс перекрывается существенно амфиболитовой черновской свитой. Если это так, то можно предполагать первично-осадочное (метапелитовое) происхождение большей части разреза адуйского комплекса; в верхней части разреза появляются metabазальты и метакоматииты(?). Судя по присутствию в пределах блока тел почти неметаморфизованных верхнерифейских пироксенитов и габбро маюровского комплекса, можно предположить проявление регионального дорифейского (карельского) метаморфизма, сформировавшего адуйский комплекс, впоследствии неоднократно мигматизированный и диафторированный в процессе позднепалеозойского Уральского орогенеза.

Гаевский, Шаимско-Кузнецовский, Красногвардейский и Ницинско-Шадринский блоки слабо изучены. Судя по описанию состава мариинской свиты, слагающей восточные блоки, протолитом большей части разреза были метапелитовые и карбонатные осадки, с редкими телами metabазитов (по базальтам?).

Подводя итоги, можно отметить, что большая часть метаморфических блоков имеет преимущественно метатерригенный состав протолита с переходом вверх по разрезу в metabазальтовый; в западной части Салдинского блока отмечаются породы, близкие к островодужным; Уфалейский блок слагается вулканогенной континентальной рифтовой серией.

Полезные ископаемые, связанные с архейско-раннепротерозойским этапом развития, представлены графитом, мусковитом, абразивным гранатом.

Позднепротерозойский (рифейско-вендский) этап интерпретируется более уверенно, поскольку геологические образования этого возраста менее метаморфизованы, особенности их первичного состава, структур и текстур сохранились лучше. Согласно палеогеографическим реконструкциям, в ранне-среднерифейское время Восточно-Европейский палеоконтинент находился в составе суперконтинента Родиния, занимающая краевое положение [323, 219]. При этом «уральская» окраина палеоконтинента была обращена в сторону океана. В позднем рифее начался распад Родинии, а в конце венда сформировался новый суперконтинент Пантерра (Вендия). Пути миграции Восточно-Европейского палеоконтинента и положение его в структуре Пантерры являются предметом дискуссий, тем не менее, следы поздневендского коллизионного события в виде ороген-

ных осадочных, магматических и метаморфических комплексов прослеживаются вдоль всего Уральского пояса [220].

Среднерифейские толщи и комплексы картируются во всех структурно-формационных зонах досреднекембрийских образований. Стратифицированные образования входят в состав песчано-глинистой углеродсодержащей формации метаморфизованной и вулканогенно-осадочного углеродсодержащего парагенеза метаморфизованного. Первой из перечисленных формаций соответствует куртинская свита, картируемая в пределах Уфалейского блока, и сложенная метапелитами (в том числе – углеродистыми), кварцитами и мраморами, а также алексеевская свита, объединяющая метапелиты (в том числе графитистые), метапесчаники с прослоями кварцитов, мраморов и амфиболитов в составе Красногвардейского, Шаимско-Кузнецовского и Ницинско-Шадринского антиклинориев. Вулканогенно-осадочный парагенез развит в составе Сысертско-Ильменогорского (саитовская серия и игишская свита), Мурзинско-Адуйского и Гаевского антиклинориев (алабашская серия). Состав среднерифейских толщ сходен во всех метаморфических блоках Восточного склона Среднего Урала, что может свидетельствовать о формировании их в пределах одного мелководного окраинно-континентального (внутри-континентального?) бассейна с локальным проявлением рифтогенного магматизма. Позднее, в результате рифтогенеза и океанического спрединга, блоки континентальной коры были разобщены и перемещены на значительные расстояния. Среднерифейский возраст перечисленных серий и свит недостаточно обоснован, тем не менее, сходство состава субстрата кристаллических сланцев и уровня их метаморфизма во всех допалеозойских блоках исследуемого района свидетельствуют в пользу их одновозрастности.

Позднерифейские образования представлены маюровским клинопироксенит-габбровым комплексом, вмещающим ильменит-титаномагнетитовое оруденение. Габброиды сходны с образованиями типичных рифтогенных магматических серий основания Уральской складчатой системы («Западный Урал»): среднерифейским кусинско-копанским и позднерифейским ишеримским комплексами, с которыми также связаны ильменит-титаномагнетитовые месторождения и проявления (Кусинско-Копанское и Юбрьшкинское). По-видимому, в это время интенсивно проявились рифтогенные процессы, разделившие суперконтинент Родинию на ряд континентальных блоков. Следы верхнерифейской рифтогенной пассивной континентальной окраины можно обнаружить западнее изучаемой территории, в Кваркушском антиклинории и зоне Главного Уральского разлома на Среднем Урале [195, 196]. По-видимому, в позднерифейское время окраина Восточно-Европейского палеоконтинента была окончательно раздроблена рифтовыми процессами с образованием блоков – микроконтинентов, наблюдаемых в настоящее время в структуре Восточно-Уральской мегазоны (Сысертско-Ильменогорского, части Верхотурско-Салдинского, Мурзинско-Адуйского, Гаевского, Красногвардейского, Кузнецовского и Шадринского). Возможно также, что перечисленные террейны ранее входили в состав не Восточно-Европейского палеоконтинента, а другой крупной структуры (Протогондваны или другого палеоматерика), как это предполагается для блока Уралтау на Южном Урале [237].

Вендское время характеризуется интенсивным проявлением океанообразования, сопровождаемого функционированием палеозоны субдукции; завершилось оно формированием крупного Кадомского орогена [220]. На территории листа О-41 изотопно-геохронологическими методами обоснован вендский возраст дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового устейского и дунит-гарцбургит-габбрового асбестовского комплексов (см. гл. «Интрузивные образования»), слагающих тектонические пластины в зоне Серовско-Маукского разлома и в пределах Алапаевско-Теченского синклиория. Эти образования отнесены к альпинотипной габбро-дунит-гарцбургитовой формации и условно включаются в состав Сосьвинско-Синарской СФЗ основания Уральской складчатой системы (Восточный Урал). Геохимические особенности гарцбургитов из разных уральских структур (зоны ГУР, Серовско-Маукского разлома и Алапаевско-Каменской синформы) отражены на рис. 17.

Можно заметить, что общая степень деплетированности мантийного вещества растет с востока на запад; при этом для ультрамафитов зоны Серовско-Маукского разлома характерна наибольшая деплетированность высоkozарядными элементами – Zr, Hf, Sm, Ti, Y, а также Sr; в породах алапаевского комплекса при сохранении этой тенденции наблюдается обога-

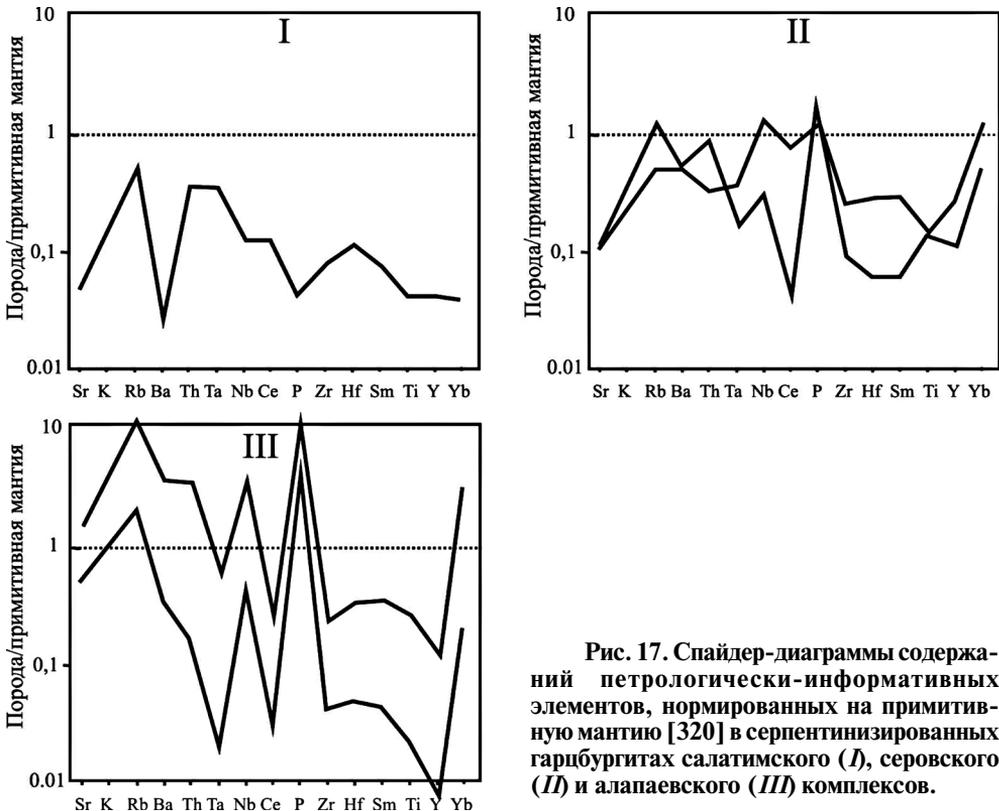


Рис. 17. Спайдер-диаграммы содержания петрологически-информативных элементов, нормированных на примитивную мантию [320] в серпентинизированных гарцбургитах салатимского (I), серовского (II) и алапаевского (III) комплексов.

щение K, Rb, Ba, P, Nb. Высокочарядные элементы, вероятно, были удалены из мантийного вещества при выплавлении из него базальтовой магмы, а обогащение ультрамафитов асбестовского комплекса литофильными элементами, возможно, связано с нахождением их в надсубдукционном клине и осевой части орогена в палеозойское время.

Значительная «изрезанность» графика для ультрамафитов алапаевского комплекса также, вероятно, свидетельствует о миграции вещества, искажившей первичный состав ультрамафитов. Г. Б. Ферштатер [282], исследовавший проблему геохимической зональности мантийных плутонических комплексов вкрест простираения Уральского подвижного пояса, также пришел к выводу о принадлежности ультрамафитов офиолитовых ассоциаций восточных структур Урала к надсубдукционному (истощенному) типу. Этот вывод подтверждается графиками содержаний редких земель, нормированных на хондрит, в верлитах и габбро устейского и асбестовского комплексов (рис. 18). Содержания P3Э в этих породах значительно ниже, чем в океанических базальтах, что указывает на выплавление их из истощенного (деплетированного) источника, вероятно, в надсубдукционной обстановке.

Изотопные данные позволяют предполагать широкое распространение верхнерифейско-вендских мафических (океанических и примитивных островодужных) комплексов в фундаменте Тагильской и Восточно-Уральской мегазон. Так, позднерифейско-вендско-кембрийские датировки преобладают в значениях Sm-Nd модельного возраста девонских и каменноугольных гранитоидов Восточно-Уральской мегазоны и в северной части Магнитогорской мегазоны [212]; модельный возраст T_{DM} двупироксеновых метагаббро Салдинского блока составляет 629 млн лет, а биотит-амфиболовых ортогнейсов 572 млн лет [199]; средний модельный возраст силурийских вулканитов Уральской сверхглубокой скважины (Тагильская мегазона) составляет 620 млн лет [221]. При этом, изотопные отношения Sr и Nd показывают отсутствие древней сиалической коры в составе области плавления [221, 199]. Эти данные подкрепляются вендскими датировками альпино-типных ультрамафитов Войкарского массива [235] на Полярном Урале и дунит-клинопироксенит-габбровой серии Платиноносного пояса Урала [213, 164].

В. Н. Пучков [220] считает, что в конце венда Протоуральский океан был уничтожен, и его комплексы сохранились лишь в покровно-складчатых структурах новообразованного орогена, «спаявшего» Восточно-Европейский палеоконтинент с другими мегаблоками в составе суперконтинента Пантерра. Строение и состав комплексов вендского орогена лучше всего изучены в фундаменте Печорской плиты и на Приполярном Урале [316 и др.]. Южнее позднепротерозойский ороген прослеживается в структурах поздневендского форландового бассейна [258], определяется присутствием блоков вендских метаморфитов [220, 269] и гранитов, возможно, имеющих орогенное происхождение [198, 201]. На изучаемой территории продукты вендского орогенеза неизвестны (возможно, из-за недостаточного объема изотопно-геохронологических исследований).

Другая точка зрения предполагает существование океанического бассейна к востоку от Восточно-Европейского палеоматерика на протяжении рифея, венда, раннего и среднего палеозоя. В рамках этой концепции су-

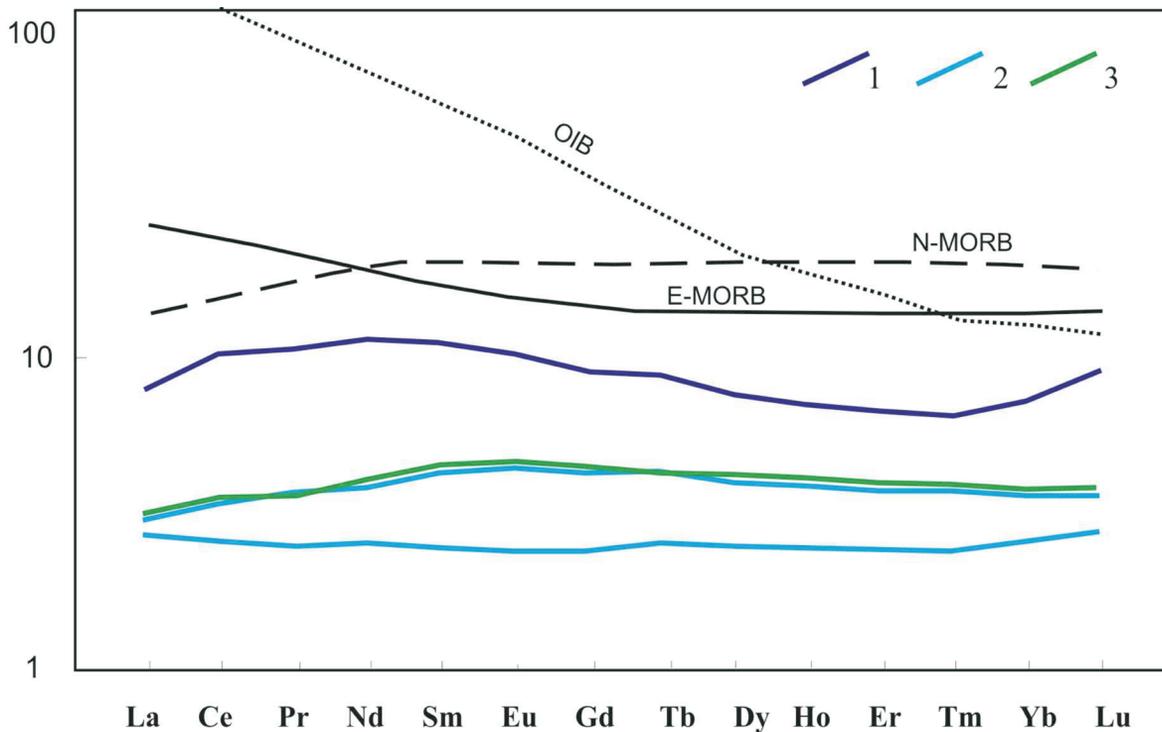


Рис. 18. Графики содержаний редкоземельных элементов, нормированных на хондрит по материалам [328] в габброидах устейского и алапаевского комплексов.

1–2 – устейский комплекс: 1 – верлит, 2 – габбро; 3 – габ-бро алапаевского комплекса. Составы вулканитов из эталонных обстановок (по данным [328]): OIB – базальтов океанических поднятий, N-MORB – «деплементированных» базальтов срединно-океанических хребтов, и E-MORB – «обогащенных» базальтов срединно-океанических хребтов.

ществуют различные модели. Так, Л. П. Зоненшайн с соавторами [117] и, вслед за ним Дж. Скэрроу с соавторами [325], рассматривали восточный край (в современных координатах) Восточно-Европейского палеоматерика на всем протяжении рифея как пассивную окраину, к которой в кембрии были аккретированы допалеозойские микроконтиненты и океаническая островная дуга. Дж. Скэрроу и его коллеги интерпретируют эту палеодугу как северное продолжение Кадомской островодужной системы. Хорошо выраженное в основании палеозойского разреза угловое несогласие объясняется складчатостью, возникшей в результате этой частной коллизии. В моделях А. Шенгера с соавторами [296] и У. Линнемана с соавторами [319] рифейская протоуральская окраина Восточно-Европейского палеоматерика представляется как активная, входящая соответственно в палеодугу Кипчак или в Авалонско-Кадомский аккреционно-коллизионный складчатый пояс. С. Г. Самыгин с соавторами [237, 238] выделяет неопротерозойские комплексы шельфа, континентального склона, океанического дна и островных дуг (в частности, венд-кембрийскую Лушниковскую палеодугу на Южном Урале), и предполагает аккрецию палеогондванских террейнов к активной окраине Восточно-Европейского палеоматерика в процессе субдукции.

Позднепротерозойский этап характеризуется формированием месторождений и проявлений хромитов, ильменит-титаномагнетитовых руд, графита, корунда, мусковита. В позднепротерозойских ультрамафитах в процессе полиметаморфизма и метасоматоза (в том числе, протекавших в последующие эпохи), сформировались месторождения талька, хризотил- и амфибол-асбеста.

Палеозойский этап характеризуется наибольшим разнообразием обстановок формирования магматических, осадочных и метаморфических горных пород. Традиционно считается, что наиболее ранним событием палеозойской истории Урала был позднекембрийско-раннеордовикский рифтогенез, в ходе которого были сформированы полимиктовые грубообломочные толщи, несогласно залегающие на допалеозойских образованиях основания Уральской складчатой системы (Западный Урал), вулканиты и интрузии умереннощелочного состава [219, 387, 200]. Предполагается, что в среднем ордовике континентальный рифт перерос в океанический бассейн, а в позднем ордовике в океаническом бассейне заложились палеозона субдукции [219, 387, 179]. Другие исследователи [331, 237 и др.] обосновывают «сквозное» развитие палеоокеана в позднем протерозое и палеозое. Не вдаваясь в дискуссию по этому вопросу, можно отметить, что в фундаменте раннепалеозойской Тагильской палеостроводужной системы располагаются переработанные блоки верхнепротерозойской (с фрагментами раннепротерозойской?) коры разных типов — субокеанического, островодужного и, возможно, переходного окраинно-континентального, что выражается в наличии латеральной (субширотной) зональности составов раннепалеозойских вулканитов и в физических полях [203, 231], находками ксеногенных метаморфических гранатов и допалеозойских цирконов в палеозойских вулканитах и габброидах [221, 149, 288].

Раннепалеозойские комплексы, с долей условности отнесенные к океаническим образованиям, сохранились в шовных зонах на границах палеостроводужных блоков и микроконтинентов, а также в составе аллохтон-

ных тектонических пластин. Это кремнисто-терригенные и базальтовые толщи, альпинотипные дунит-гарцбургитовые комплексы. Комплексы над-субдукционных центров растяжения распространены шире и представлены долеритовой и базальт-риолитовой формациями позднего ордовика–раннего силура. Комплекс параллельных долеритовых даек с остаточными массивами и скринами офиолитовых габбро присутствуют в краевых частях Тагильского мегаблока и в шовных зонах Восточно-Уральского композитного мегаблока. Особенности составов палеоспрединовых образований показаны на рис. 19.

Мариинский комплекс, слагающий пластины и блоки в западном борту Тагильского мегаблока, характеризуется средней степенью деплетированнос-

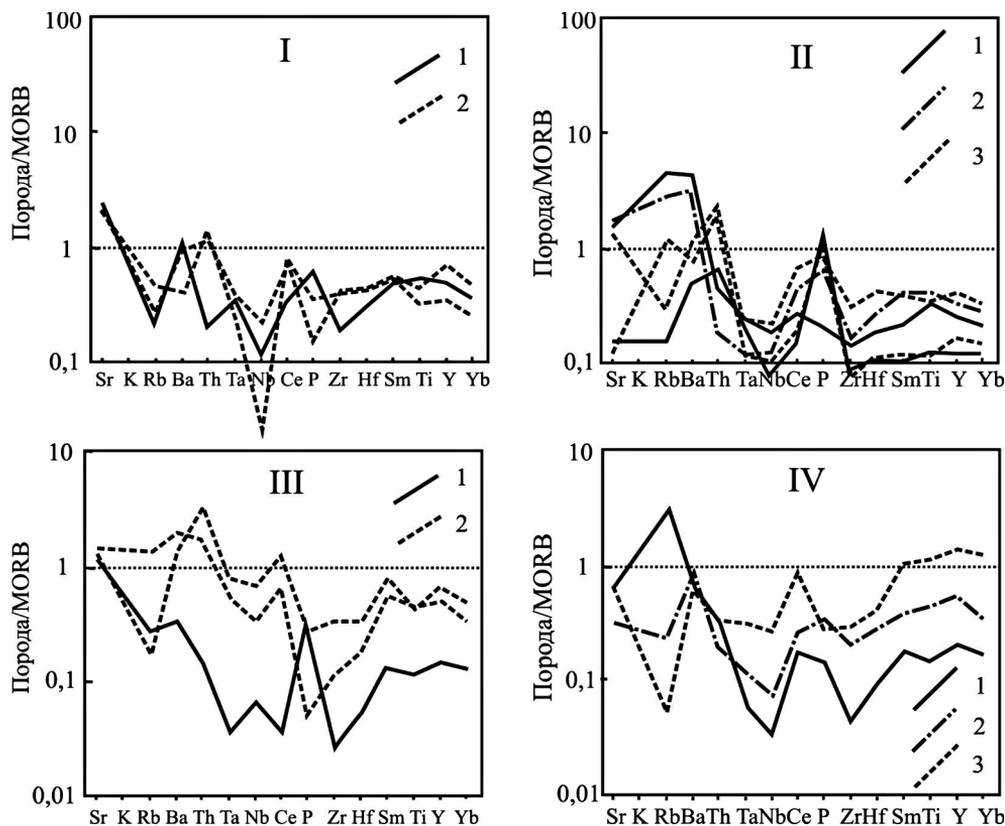


Рис. 19. Спайдер-диаграммы содержания петрологически-информативных элементов, нормированных к N-MORB [322] в породах офиолитовых ассоциаций Среднего Урала.

I – мариинский комплекс: *1* – габбро, *2* – долериты; *II* – устейско-красноуральская ассоциация: *1*, *2* – габбро и верлиты устейского комплекса, *3* – субвулканические образования красноуральской свиты (долериты); *III* – пышминско-новоберезовская ассоциация: *1* – метагаббро пышминского комплекса, *2* – метадолериты новоберезовской толщ; *IV* – алапаевско-белоярская ассоциация: *1* – габбро и *2* – клинопироксениты алапаевского комплекса, *3* – метадолериты белоярской толщ.

ти для большей части элементов, резкой отрицательной аномалией по ниобию и небольшим обогащением стронцием. Такие особенности характерны для раннеостроводужных толеитов [289]. Долериты восточного борта Тагильской структуры характеризуются еще большей деплетированностью высокозарядных элементов, ниобия и тантала и небольшим обогащением барием и торием, что считается признаком надсубдукционного происхождения. Ордовикские долериты новоберезовской толщи сходны с базальтами срединно-океанических хребтов по содержанию большинства элементов, отличаясь от них деплетированностью Р, Zr Hf и некоторым обогащением Ва и Th. По данным В. Ф. Копанева [401], составы metabазальтов новоберезовской толщи соответствуют вулканитам океанических островов и трапповых серий. Габбро пышминского комплекса принадлежит к сильно деплетированному островодужному офиолитовому типу. Долериты белоярской толщи, слагающие фрагменты комплекса «дайка в дайке» в пределах Алапаевско-Теченского синклинория, также сходны с океаническими базальтами, отличаясь меньшими содержаниями К, Rb, Nb, Р, Zr, Hf. Возможно, белоярские долериты фиксируют область задугового спрединга.

В эту же эпоху (поздний ордовик—ранний силур) внедрялись дунит-клинопироксенит-габбровые и габброноритовые интрузии Платиноносного пояса Урала (качканарский и тагило-кытлымский комплексы) и сходные с ними габбро-перидотитовые плутоны Восточно-Уральской мегазоны (уктусский и давидовский комплексы). Палеообстановка их формирования до сих пор является предметом дискуссий. Преобладающими моделями являются островодужная [122] и рифтовая [213], а также комбинированная, предполагающая погружение в палеозону субдукции активного океанического спредингового центра и выжимание горячих твердопластических диапиров и интрузий в структуру преддуговой призмы [305].

Силурийско-раннедевонские вулканические серии Тагильской мегазоны отвечают стандартному формационному ряду островодужной системы, сформировавшейся над палеозоной субдукции с восточным падением [304, 219 и др.]: с запада на восток и снизу вверх по разрезу залегают базальт-риолитовая, базальт-андезит-дацитовая, базальт-трахиандезитовая и абсарокит-шошонит-трахитовая формации. Фациальные особенности разрезов и составы вулканитов позволяют реконструировать фрагменты преддугового и внутридуговых бассейнов, барьерной вулканической палеодуги и задугового центра растяжения [304, 440, 207]. Изотопно-геохронологические исследования свидетельствуют об одновременном существовании в силуре магматических систем, продуцировавших известково-щелочные и умереннощелочные магмы на разном удалении от палеозоны субдукции [288].

Восточнее Тагильского мегаблока, в тектонических пластинах, залегающих на микроконтинентах, известны образования задугового бассейна, представленные терригенно-кремнисто-базальт-андезит-дацитовым парагенезом и известняковой рифогенной формацией, а также фрагменты осадочного чехла микроконтинентов (карбонатно-кремнисто-терригенная метаморфизованная и терригенно-кремнистая формации. В пределах Алапаевско-Теченского синклинория известны вулканиты раннесилурийской базальт-андезит-дацитовой формации (межевская толща), являющейся латеральным аналогом павдинской свиты Тагильского мегаблока. Сравне-

ние составов пород этих стратонов (рис. 20) показывает, что с запада на восток происходит обогащение вулканитов литофильными элементами (K, Rb, Ba, Th), что может быть связано как с увеличением глубин магмогенерации, так и с наличием блоков коры переходного или континентального типа в фундаменте палеоостровной дуги на востоке. Диаграмма Th/Yb—Ta/Yb (рис. 21) демонстрирует принадлежность всех раннесилурийских вулканических комплексов к островодужному типу. При этом составы пород межеской толщи обогащены торием, что свидетельствует о контаминации расплавом вещества континентальной коры.

В позднем силуре и раннем девоне в Тагильской мегазоне происходит смена известково-щелочного магматизма умереннощелочным толеитовым и затем — шошонит-абсарокитовым. Эта смена магматических трендов объясняется развитием интрадугового рифта и «подключением» глубинного мантийного источника [205, 178]. При этом предполагается «застопоривание» зоны субдукции и частичное разрушение погружающейся оканической плиты при начавшейся коллизии островная дуга—континент. В пределах Восточно-Уральской мегазоны с конца силура формируются: на приподнятых участках островной дуги — биогермные известняки истокской свиты, в более глубоководных ее фрагментах — кремнисто-карбонатно-терригенные осадки колюткинской толщи с горизонтами марганцевых руд [406]. В области задугового растяжения в лохковском ярусе возник крупный Сафьяновский центр кислого вулканизма базальт-андезит-дацит-риолитовой формации, в пределах которого сформировалась крупная колчеданоносная рудно-метасоматическая система.

Позднеордовикско-раннедевонский ряд островодужных вулканических формаций сопровождается комагматичными интрузивными комплексами габбро-диорит-плагиогранитовой, габбро-диорит-гранитовой формаций — арбатским, левинским, петропавловским, северорудничным, мысовским, барашинским, ауэрбаховским, колпаковским, рефтинским.

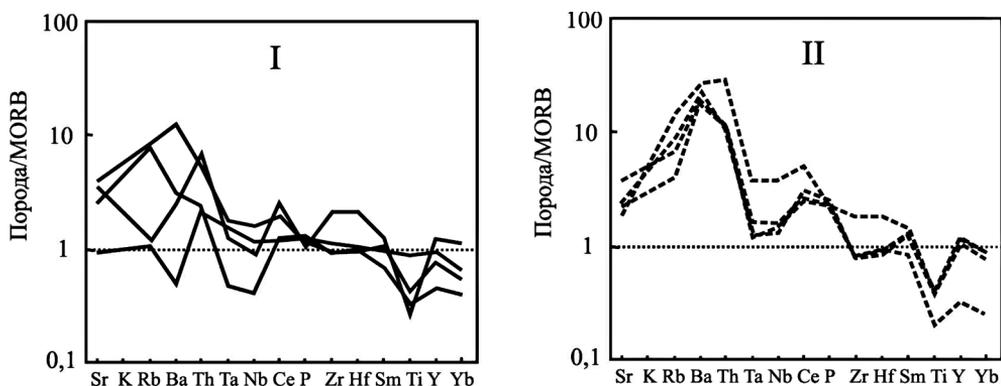


Рис. 20. Спайдер-диаграммы содержаний петрологически-информативных элементов, нормированных на N-MORB [322] в вулканитах павдинской свиты (I) и межеской толщи (II) раннего силура.

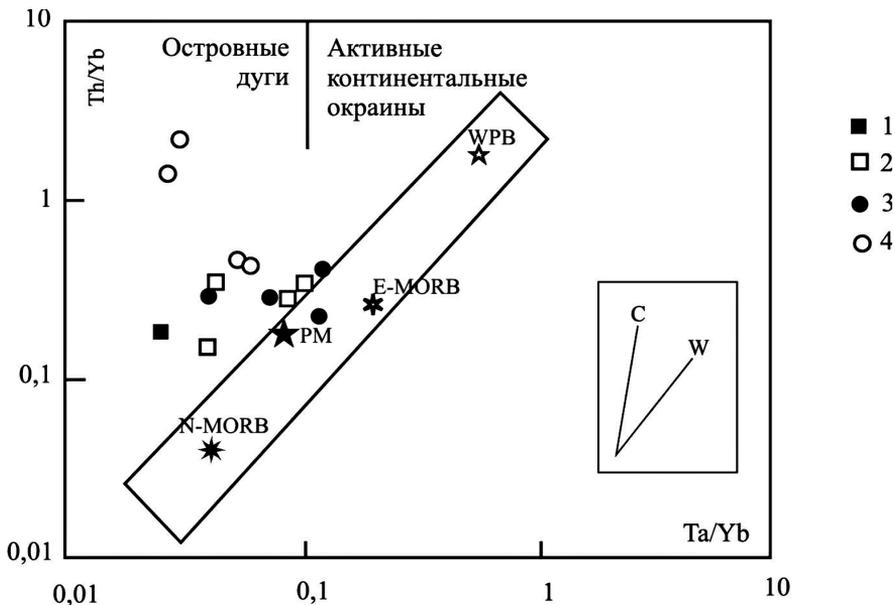


Рис. 21. Положение точек составов вулканитов шемурской (1), красноуральской (2), павдинской (3) свит и межевской толщи (4) на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb.

Поля и точки составов пород эталонных обстановок: WPB – внутриплитные базальты – субщелочной оливиновый базальт, вулканический центр Бойна, Эфиопия [310]; PM – примитивная мантия [330]; E-MORB и N-MORB – составы «обогащенных» и «нормальных» базальтов срединно-океанических хребтов [328]. Тренды эволюции составов магм: W – в процессе внутриплитного (мантийного) обогащения литофильными элементами; C – контаминации континентальной коры [289].

В раннедевонское время в пределах Тагильской мегазоны сформировались две палеообстановки: преимущественно карбонатные отложения шельфа Западно-Тагильской невулканической островной дуги, входящие в состав вагранской, тальгийской и высотинской свит (Петропавловская подзона), и островодужные карбонатно-терригенно-вулканогенные образования краснотурьинской, тальгийской, высотинской и лимкинской свит (Турьинская подзона). Восточные разрезы содержат больше вулканогенных пород в своем составе, западные – больше карбонатных, что послужило основанием выделения Турьинской и Петропавловской подзон Центрально-Тагильской зоны [191, 210, 355]. В раннедевонской истории Тагильской мегазоны зафиксировано несколько континентальных перерывов, наиболее крупные из которых имели место в начале и конце эмского века, и сопровождалась формированием латеритных кор выветривания и бокситов. В пражское время происходит формирование мощной толщи умереннощелочной базальт-трахиандезит-дацитовый формации (краснотурьинской свиты) и комагматичных ей габбро-диорит-гранодиоритовых интрузий ауэрбаховского комплекса, с которыми связаны скарново-медно-магнетитовые и золоторудные месторождения. Эти образования распространены в пределах Восточно-Тагильской СФЗ, но в последнее время появились данные о присутствии массивов раннедевонских диоритов и в составе Западно-Тагильской СФЗ [288].

Для вулканитов краснотурьинской свиты характерна обогащенность литофильными элементами, церием и фосфором, низкие содержания титана, что сближает их с образованиями развитых энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 22). Мы, вслед за В. Н. Пучковым [219], В. Н. Смирновым [256] и другими исследователями, считаем девонские вулканиты Среднего Урала принадлежностью к островодужной системе, поскольку в надсубдукционной области в этот период времени еще не существовало единого континента.

С образованиями раннедевонской базальт-трахиандезит-дацитово-иформации Тагильской мегазоны хорошо коррелируется таволжанская свита, распространенная в составе Верхотурско-Исетской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны [253]. Эмские

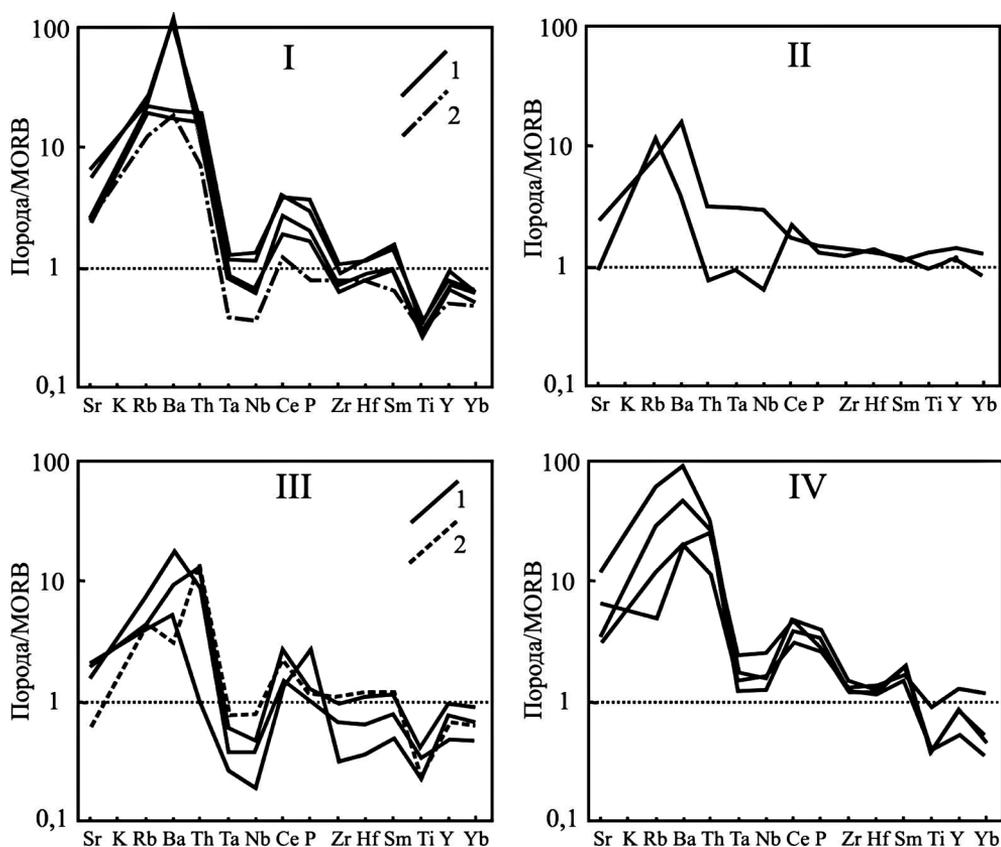


Рис. 22. Спайдер-диаграммы содержаний петрологически-информативных элементов, нормированных на N-MORB [322] для вулканитов краснотурьинской свиты (I), терригенно-вулканогенной толщи (II), западной (III) и восточной (IV) полос распространения рудянской толщи.

На диаграмме I: 1 – андезибазальты краснотурьинской свиты, 2 – диориты аурбаховского комплекса; на диаграмме III: 1 – андезибазальты и 2 – риолиты рудянской толщи.

отложения в пределах Тагильской мегазоны повсеместно залегают с несогласием и размывом в основании [34]. Площадь развития вулканогенных образований при этом резко сокращается; севернее изучаемой площади (на листе Р-41-XXV) пражские вулканы и вулканогенно-осадочные образования почти повсеместно перекрываются эмскими известняками [55]. В эмское время (карпинский горизонт) в восточной части Тагильской мегазоны происходит формирование пачек серпентинитовых песчаников и конгломератов, ассоциирующихся с кремнистыми сланцами. Офиолитокластиты прослеживаются в зоне Серовско-Маукского на Среднем и далее – в зоне Главного Уральского разлома на Южном Урале, маркируя обстановку островодужного склона палеожелоба новообразованной зоны субдукции [204], продуцировавшей на Среднем Урале вулканы Восточно-Уральской, а на Южном – Магнитогорской мегазон [271].

В пределах Восточно-Уральской мегазоны в начале раннего девона происходило накопление биостромовой карбонатной толщи. На возрастном уровне тошемского горизонта пражского яруса проявляются процессы олистостромообразования, происходит выведение выше уровня морского бассейна вулканических и карбонатных толщ, их выветривание и размыв с сопутствующим бокситообразованием на границе тошемского и карпинского горизонтов [405]. Раннедевонский импульс сжатия и тектонических деформаций нашел отражение в динамометаморфизме и обдукции офиолитовых пластин и формировании Байгускаровской олистостромы на Южном Урале [224, 136, 242], глубоком метаморфизме офиолитов Полярного Урала [317], в континентальных перерывах и структурном несогласии во всех главных структурах Урала (предкактинский перерыв в Западно-Уральской и предкарпинский и предтальгийский в Тагильской мегазонах). Возможно, эти перерывы, метаморфические события, формирование олистостромовых и офиолитокластитовых горизонтов являются отражением каледонской коллизии, сформировавшей мощный ороген на противоположной стороне Восточно-Европейской платформы и сопровождавшейся вращением Восточно-Европейского кратона против часовой стрелки [197].

Начиная с эмского времени, происходит формирование новой островодужной системы, наиболее полно представленной в пределах Магнитогорской мегазоны [271, 219]. На Среднем Урале девонская островодужная система развивалась преимущественно на блоках коры переходного и субконтинентального типов, а Магнитогорская палеоостроводужная система Южного Урала – на коре океанического типа, что обусловило различия в составах вулканических и минералогии. Эта палеоостроводужная система просуществовала на Среднем Урале до франского яруса включительно. В восточной части Тагильской мегазоны эмские вулканы представлены известково-щелочной андезит-базальтовой формацией (верхняя часть краснотурьинской, тальгийской свиты), хорошо коррелирующей с аналогичными образованиями Верхотурско-Исетской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны (кунгуровская свита). Восточнее, в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны в это время формируется риолит-базальтовая формация (медведевская толща). В составе Алапаевско-Адамовской СФЗ в эмском и начале эйфельского веков существовали две обстановки – интрадугового (задугового?) спрединга и активной вулканической островной дуги [256].

В пределах глубоководной палеоспрединговой системы происходило излияние подушечных лав высокотитанистых базальтов (рис. 22) и накопление кремнистых сланцев, в мелководных и наземных условиях островодужной дуги — формирование вулканических и осадочных пород риолит-базальтовой формации (терригенно-вулканогенной толщи). Для вулканитов спредингового центра характерны содержания высокозарядных элементов на уровне океанических базальтов и обогащенность литофильными элементами, что указывает на участие в составе магм сиалического корового вещества.

Среднедевонский (эйфельско-живетский) вулканизм представлен в пределах Восточно-Уральской мегазоны островодужной базальт-андезит-дацитовый формацией контрастного (дегтярская свита) и последовательно-дифференцированного (рудянская толща) типов. Дегтярская свита вмещает одноименное крупное медноколчеданное месторождение и сопоставляется с карамалыташской свитой Магнитогорской мегазоны [114], рудянская толща сходна по составу с вулканитами барьерной зоны вулканической дуги, содержит рудопоявления меднопорфиrowого и колчеданно-полиметаллического типов. Для вулканитов рудянской толщи характерно обогащение литофильными элементами и относительно низкие содержания титана (рис. 22), при этом, в восточном направлении содержание литофильных и редких элементов возрастает, что свидетельствует о восточном падении палеозоны субдукции. Извержения низкотитанистых продуктов известково-щелочной серии калиево-натриевого типа носили преимущественно эксплозивный характер в связи с вулканическими аппаратами центрального типа и сопровождалась деструкцией пород основания, определившей присутствие значительной доли ксеногенного материала в продуктах извержений [407].

Позднеживетско-франский этап вулканизма широко проявился на изучаемой территории. В восточной части Тагильской мегазоны и в пределах Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны — это образования базальт-андезит-дацитовый формации (высотинская, лимкинская и башкарская свиты), восточнее, в составе Алапаевско-Адамовской СФЗ, вулканиты представлены базальт-андезитовой формацией (маминская толща). В пределах Красногвардейско-Светлинской СФЗ, в условиях задугового бассейна (чехла микроконтинента?) в это время формировались глубоководные кремнистые и глинисто-кремнистые осадки с прослоями известняков (камышлыаятская свита). В Зауральской мегазоне формируется субаэральный вулканический пояс, продуцировавший вулканиты умереннощелочной базальт-андезит-дацитовый (трахибазальт-трахидацитовый) формации. Особенности химического состава средне-позднедевонских вулканитов показаны на рис. 23. Вулканиты франской лимкинской свиты Восточно-Тагильской СФЗ обогащены Sr, Th, Ce, P и несколько обеднены Ti относительно океанических базальтов, что свидетельствует об их формировании в пределах островодужной системы, но при участии слабо- или умереннодеплетированного мантийного вещества и, возможно, небольшой доли континентальной коры, обеспечившей обогащение Th.

Вулканиты башкарской свиты демонстрируют черты типичных образований зрелой (или энсиалической) островной дуги — они обогащены литофильными и обеднены высокозарядными элементами (за исключением

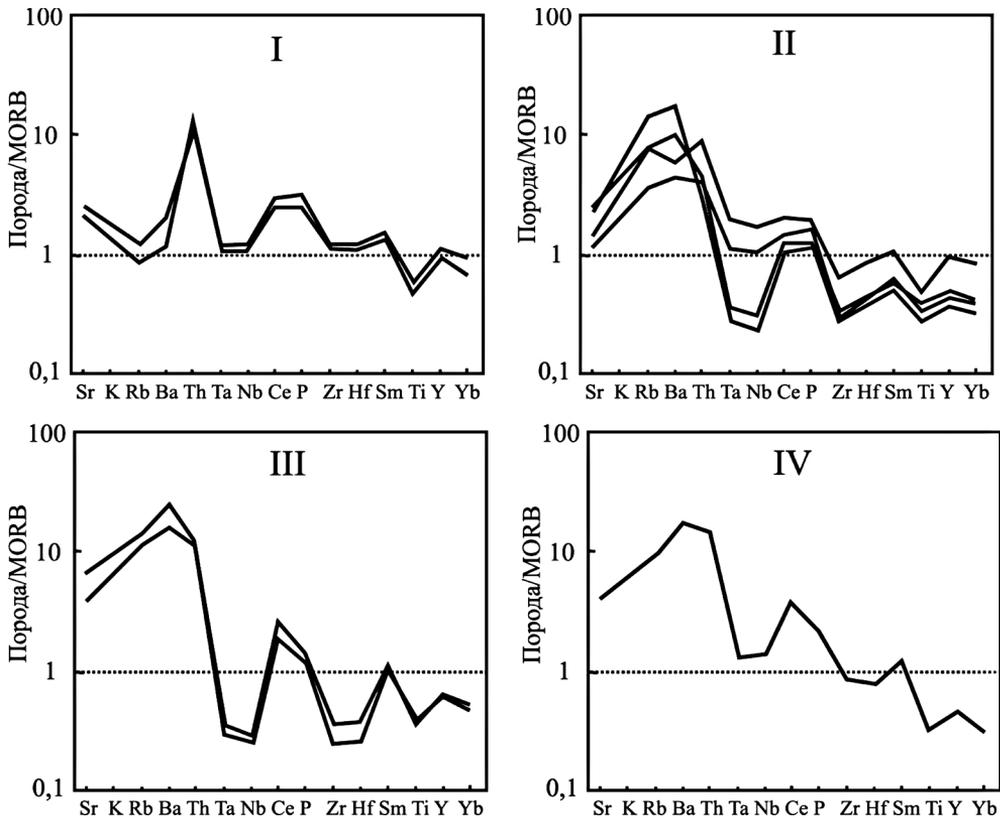


Рис. 23. Спайдер-диаграммы содержаний петрологически информативных элементов, нормированных на N-MORB [322] в вулканитах среднего–позднего девона (эйфельский–франский ярусы): лимкинской свиты (I), башкарской свиты (II), западной (III) и восточной (IV) полос распространения маминской толщи.

Се и Р). Составы магматических образований маминской толщи отражают поперечную геохимическую зональность (рис. 23): андезибазальты из западных районов ее распространения весьма сходны с вулканитами башкарской свиты; восточнее в них повышаются содержания Та, Nb, Zr, Hf, что может свидетельствовать об увеличении мощности континентальной коры в основании вулканического пояса. Девонский ряд островодужных вулканических формаций сопровождается комагматичными интрузиями габбро-диорит-гранитовой формации (новоалексеевский, петрокаменский, алтынайский, надыровомостровский, лесозаводский комплексы.

В фаменское время интенсивность вулканизма снижается. В пределах новообразованной активной континентальной окраины происходит активный снос терригенного, преимущественно вулканического материала в морские бассейны, где накапливались кремнисто-карбонатно-терригенные отложения (метапесчаниковая толща Верхисетско-Новооренбургской СФЗ, кодинская и устькодинская свиты Алапаевско-Адамовской СФЗ, вулканогенно-терригенная толща Красногвардейско-Светлинской СФЗ, карбонат-

но-терригенная толща Зауральской мегазоны). В составе обломочного материала присутствуют, кроме осадочных, вулканических и интрузивных пород, метаморфиты эпидот-амфиболитовой фации [256]. Вулканы представлены базальтами, андезибазальтами и кислыми вулканитами известково-щелочной серии, в некоторых районах — умереннощелочными. Предполагается их формирование в пределах активной континентальной окраины над палеозоной субдукции, имевшей западное падение [219, 256].

Особенности составов девонских вулканитов показаны на рис. 24. Хорошо заметно, что подавляющее число точек составов пород располагаются в поле островодужных образований. Исключение составляют один анализ базальта терригенно-вулканогенной толщи из интрадугового центра растяжения, сходный с «нормальными» вулканитами срединно-океанических хребтов, и верхнедевонские вулканиты кодинской свиты и восточной полосы развития маминской толщи, соответствующие породам активной континентальной окраины.

Переход от режима островной дуги к обстановке активной континентальной окраины сопровождался аккрецией Восточно-Уральских террейнов и Тагильского мегаблока к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента, что сопровождалось одновременным метаморфизмом в зоне Главного Уральского разлома и в восточной части Восточно-Уральского мегаблока (в Салдинском метаморфическом комплексе) [202]. В зоне Главного Уральского разлома (западнее изучаемой территории) известен Салатимский пояс глаукофан-слан-

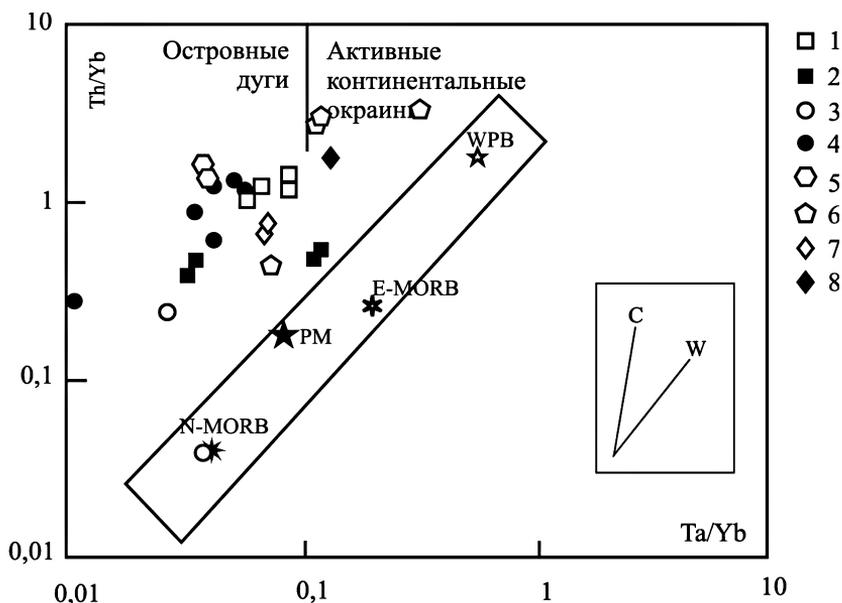


Рис. 24. Положение точек составов вулканитов краснотурьинской (1), башкарской (2) свит, терригенно-вулканогенной (3), рудянской (4), маминской (5 — западных, 6 — восточных районов) толщ, лимкинской (7) и кодинской (8) свит на диаграмме Th/Yb–Ta/Yb. Условные обозначения на рис. 22.

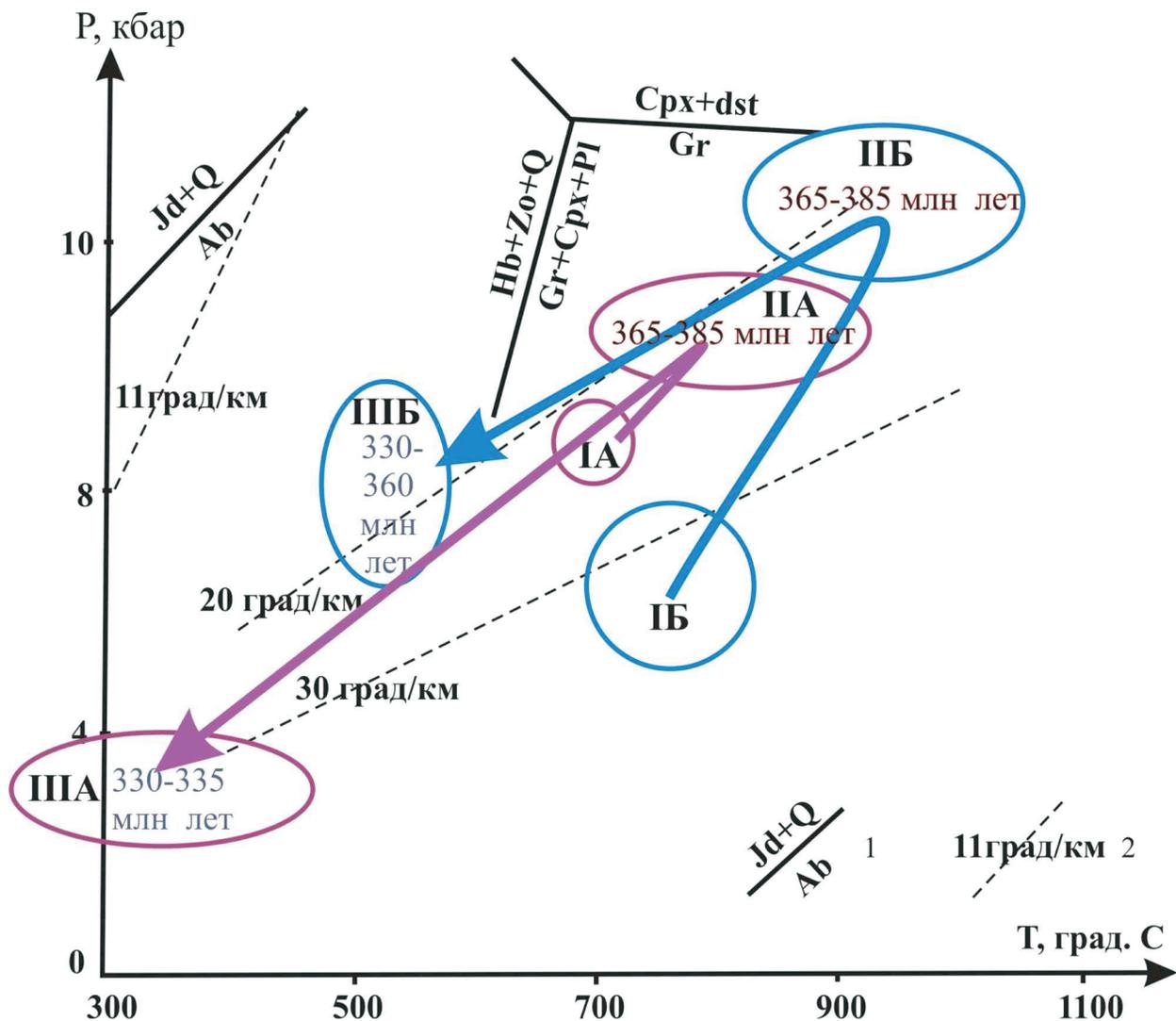


Рис. 25. Эволюция параметров метаморфизма в пределах Салдинского блока.

1 – границы полей устойчивости метаморфических парагенезисов; 2 – изолинии интенсивности увеличения температуры с глубиной. Поля P-T параметров и возраста парагенезисов: А – Бродово-Мальгинского, Б – Емехско-Телянского блоков; парагенезисы: I – реликтовые, II – пика метаморфизма; III – диафторические. Размеры овалов соответствуют вычисленным колебаниям значений температур и давлений, стрелки показывают направление изменения параметров метаморфизма.

цевого метаморфизма, позднедевонский возраст которого обоснован Sm-Nd изохроной 370 ± 35 млн лет и Rb-Sr эрохроной 367 ± 15 млн лет. Возраст пика метаморфизма салдинского комплекса определяется Sm-Nd эрохронами плагиоклаз-гранат-клинопироксеновых гранулитов (370 ± 38 млн лет) и биотитовых плагиогнейсов бродовского подкомплекса (372 ± 22 млн лет), что соответствует границе франского и фаменского веков. Дальнейшая эволюция метаморфизма салдинского комплекса связана в его остыванием и выведением из нижнекорового уровня на дневную поверхность (рис. 25). Возрастные интервалы метаморфических событий и размеры полей их P-T параметров соответствуют имеющимся изотопно-геохронологическим данным и результатам вычисления температур и давлений с использованием известных геобарометров и геотермометров [193, 194].

Ранне-среднекаменноугольный этап развития исследуемого района протекал в условиях активной континентальной окраины [219, 256]. В это время происходил разворот Восточно-Европейского палеоконтинента по часовой стрелке [241], что обусловило широкое развитие лево-сдвиговых смещений блоков. Сочетание субдукционного процесса Андийского типа с левосдвиговыми шовными зонами создали эффект «косой» субдукции и коллизии, проявившейся в скольжении возраста коллизионных процессов вдоль Уральского подвижного пояса [219, 387]. Начало каменноугольного этапа ознаменовалось становлением интрузий тоналит-плагиогранитовой формации в восточной части Тагильской и западной – Восточно-Уральской мегазоны (Верхотурско-Новооренбургская и Алапаевско-Адамовская СФЗ). Это массивы западноверхисетского и южаковского комплексов.

В конце верхнего девона—начале карбона начинается формирование Верхисетского плутона, магматическая активность в пределах которого продолжалась 80 млн лет. В шовных сдвиговых структурах на активной континентальной окраине, сопровождаемых локальными зонами спрединга, создавались условия для внедрения мантийных магм, продуцировавших интрузии габбро-сиенитовой и трахириолит-граносиенитовой, габбро-дolerитовой формаций (басьяновский, зверевский, смолинский комплексы) и вулканиты базальт-риолитовой формации (бекленищевская свита). Последовательность осадочных формаций демонстрирует постепенное обмеление территории (карбонатно-терригенная—терригенная угленосная).

В Зауральской мегазоне в раннекаменноугольное время начинается формирование Валерьяновского вулканоплутонического пояса, представленного на исследуемой территории вулканитами и осадками валерьяновской толщи базальт-риолитовой формации и габбро-диоритовыми интрузиями соколовско-сарбайского комплекса. В конце нижнего—начале среднего карбона происходит формирование многочисленных интрузий гранодиорит-гранитовой формации (уфалейкинский, верхисетский, маминский, каменский, некрасовский, курайский, улугушский, милютинско-михайловский комплексы); впервые магматизм активной континентальной окраины проявился в зоне Главного Уральского разлома, где интрузии гранодиорит-гранитовой формации «запечатывают» этот структурный шов [284]. Осадочные формации Восточно-Уральской мегазоны фиксируют мелководно-морские условия с суши на западе (карбонатно-терригенная толща, исетская и щербаковская свиты терригенно-карбонатной формации).

Изменения составов каменноугольных магматических пород иллюстрируют эволюцию магматической системы активной континентальной окраины и неоднородность мантийных и коровых магматических источников (рис. 26). Так, составы тоналитов западноверхисетского и габброидов басьяновского комплекса располагаются на тренде мантийного (внутриплитного) обогащения; роль сиалического корового материала в этих породах минимальна. Вероятно, западноверхисетские гранитоиды кристаллизовались из андезитовых, а басьяновские габбро и сиениты — из щелочнобазальтовых магм. Вулканыты бекленищевской свиты, несмотря на меньшие величины Th/Yb и Ta/Yb отношений, более обогащены сиалическим коровым материалом, что может быть связано с наличием блоков континентальной коры в фундаменте Алапаевско-Каменской синформы. Тенденцию увеличения Th/Yb и Ta/Yb отношений с востока на запад (от палеозоны субдукции) демонстрируют составы гранодиоритов каменского

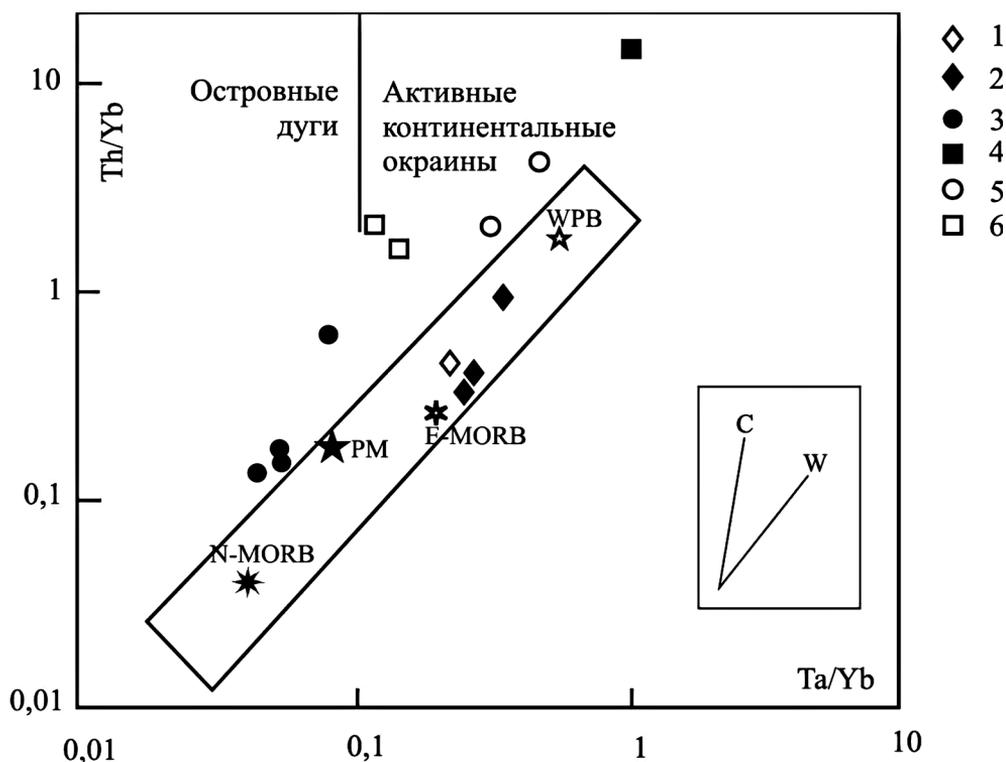


Рис. 26. Положение точек составов каменноугольных магматических горных пород на диаграмме $Th/Yb-Ta/Yb$.

Условные обозначения на рис. 22. Раннекаменноугольные комплексы: тоналиты западноверхисетского (1), монцогаббро и сиениты басьяновского (2) комплексов, базальты и риолиты бекленищевской свиты (3). Гранодиориты ранне-среднекаменноугольных комплексов: верхисетского в зоне ГУР (Суховязовский массив) (4), верхисетского в составе Верхисетского батолита (5), каменского (6).

и верхисетского комплексов, что характерно для зональности магматитов активных континентальных окраин [289].

В московском ярусе среднего карбона происходит замыкание морского бассейна в Зауральской мегазоне и прекращение работы палеозоны субдукции [219]. Режим активной континентальной окраины сменяется коллизионным. Отмирание палеозоны субдукции привело к паузе в магматической активности, новый всплеск ее начнется только в пермское время, когда позднепалеозойский Уральский ороген достиг максимального развития. Осадочные формации среднего и верхнего карбона демонстрируют переход от «сероцветной» к «красноцветной» молассе (усмановская свита московского яруса и карабольская верхнего карбона, красноцветная терригенная толща). Позднекаменноугольные отложения развиты локально и представлены карбонатно-терригенной красноцветной эвапоритовой формацией, отражающей обстановку лагун на побережье отступающего морского бассейна в условиях аридного климата.

Достоверно датированные осадки пермского возраста на исследуемой территории отсутствуют. В это время на изучаемой территории существовал компрессионный ороген — горный хребет шириной 200–300 км с высотными отметками более 7000 м [248]. Поперечные сжимающие усилия привели к сгуживанию земной коры, возникновению систем надвигов и складчатости, что привело к увеличению ее мощности и формированию «корня гор». В свою очередь, прогибание мантии, погружение в нее корового вещества, привело к высокоградиентному метаморфизму и активному и палингенезу, выплавлению больших масс гранитов. В это время происходило формирование «главной гранитной оси Урала» — практически непрерывной полосы развития пермских гранитных массивов, залегающих в пределах Восточно-Уральской мегазоны на Среднем и Южном Урале. Пермский и пермско-триасовый возраст имеет завершающий этап метаморфизма во всех метаморфических комплексах Среднего Урала [130, 314 и др.]. Коллизионные гранитоиды разделены на четыре формации — ранне- и позднепермские гранитовые, ранне-среднепермскую монцодиорит-гранитовую и трахириолитовую и среднепермско-среднетриасовую гранит-лейкогранитовую. Интрузии гранитовых формаций пользуются наибольшим распространением. Раннепермские граниты аятского комплекса входят в состав Верх-Исетского плутона в западной части Восточно-Уральской мегазоны, красногвардейский комплекс слагает массивы в пределах одноименного допалеозойского блока. Позднепермские граниты представлены адуйским комплексом, в состав которого входят также редкометалльные и камнесамоцветные пегматиты. Интрузии пермских гранитовых формаций, как правило, располагаются среди глубоко-метаморфизованных пород и являются палингенными. Для гранитов адуйского комплекса характерны мусковит и спессартин-альмандиновый гранат, первично-магматический мусковит обычен и в породах аятского комплекса [186]. Эти особенности минерального состава, а также высокая глиноземистость, позволяют предположить сходство пород пермских гранитовых формаций с S-гранитами по Чаппелу [313]. Монцодиорит-гранитовая формация слагает небольшие интрузии изометричной формы среди разновозрастных палеозойских образований Восточно-Уральской мегазоны.

Наиболее изучены массивы раннепермского петуховского комплекса, образующие меридиональную цепочку шириной 20 км и длиной около 120 км, расположенную в южной части площади листа О-41. Вероятно, эти массивы фиксируют син-коллизийный шов, обеспечивший поступление глубинных мантийных флюидов и расплавов, обогащенных щелочными и щелочноземельными элементами. Для пород характерно обогащение фтором, преобладание умереннощелочных разновидностей, что сближает их с А-гранитами по Чаппелу.

Сходные геохимические характеристики и возраст имеют и трахириолиты урукульско-покровского комплекса. Монцодиорит-гранитовые интрузии ухановского комплекса прорывают метаморфиты Красногвардейского блока; составы пород близки к образованиям раннепермского петуховского комплекса. Возможно, ухановский комплекс также является раннепермским (принимаясь в Легенде среднепермский возраст не имеет надежного обоснования) и является аналогом петуховского, также маркируя древние синколлизийные швы.

Породы среднепермско-среднетриасовой гранит-лейкогранитовой формации (мурзинский, югоконевский, чебаркульский комплексы) завершают ряд орогенных магматических образований. Они слагают небольшие тела в пределах Восточно-Уральской мегазоны, принадлежат к группе анорогенных гранитов и, вероятно, маркируют локальные зоны растяжения, возникавшие в эпоху коллапса Уральского орогена. Отличительной особенностью этой формации является ее высокая рудоносность – с ее образованиями связаны месторождения и проявления бериллия, изумрудов, вольфрама, молибдена и др.

Понимание орогенной и посторогенной истории Среднего Урала может быть уточнено и дополнено на основе интерпретации результатов «fission-track»-анализа минералов (апатитов и цирконов). В ходе выполнения работ по программе «Европроба» был выполнен отбор образцов вдоль пересечения Среднего Урала на широте прохождения Среднеуральского трансекта и выделение минералов, которые были проанализированы в Геоцентре г. Цюрих доктором Д. Севард [326]. Fission-track-анализ апатитов фиксирует время остывания их до температуры $105 \pm 10^\circ\text{C}$ [309], в цирконах – $240 \pm 10^\circ\text{C}$ [321], при скорости охлаждения $10\text{--}100^\circ\text{C}/\text{млн лет}$. Полученные результаты позволили оценить динамику коллапса Уральского орогена и его морфологию (рис. 27). Выполненные fission-track-анализы показывают цифры от 243 до 174 млн лет в апатитах и от 225 до 292 млн лет в цирконах, что существенно моложе времени формирования горных пород. Это означает, что полученные возрасты отражают время посторогенного остывания. Основываясь на полученной информации, можно сделать два вывода:

1. Предоставляется возможность грубо оценить особенности рельефа Уральского орогена в раннем мезозое. Распределение возрастов апатитов вдоль профиля показывает наличие двух пиков – один в зоне ГУР (243 млн лет) и другой – в Восточно-Уральской мегазоне (236–259 млн лет). Наиболее молодые возрастные оценки (менее 200 млн лет) присутствуют в Предуралье, центральной части Тагильской мегазоны и в Зауралье. Это означает, что в состав раннемезозойских Уральских гор входили два горных хребта – западный, вклю-

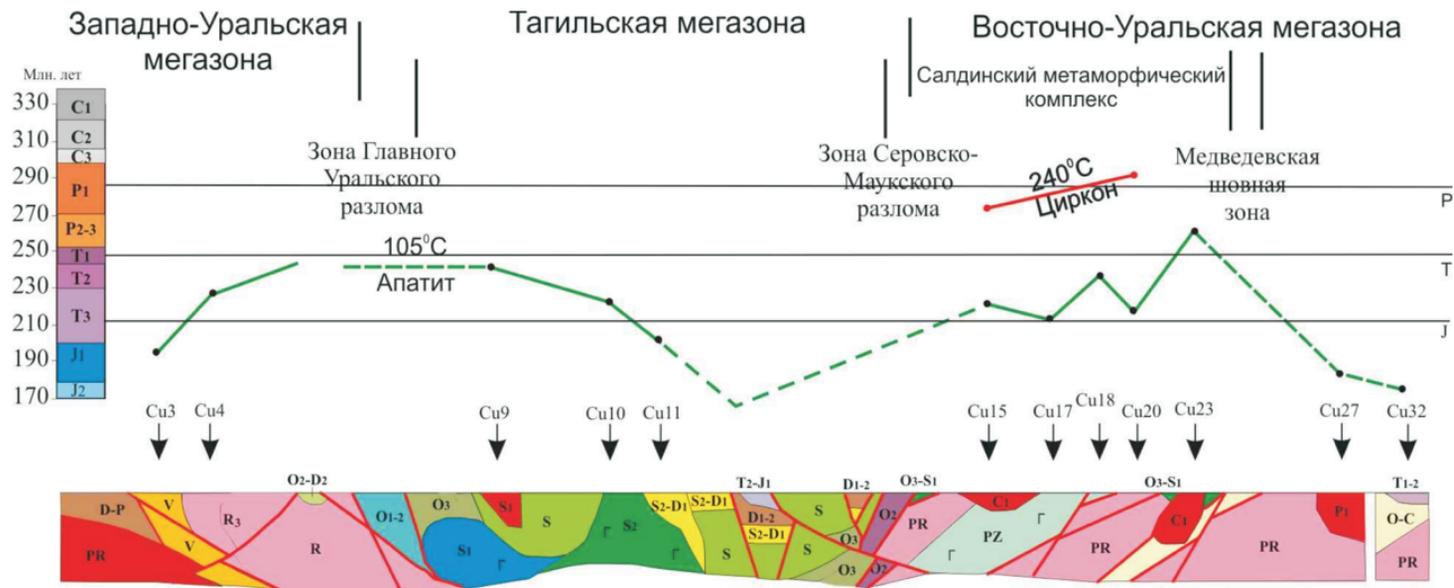


Рис. 27. График «fission-track»-возрастов апа-титов (остывание до температуры 105 °С) и цирконов (остывание до температуры 240 °С).

чавший Западно-Уральскую мегазону и Западно-Тагильскую зону, и восточный, соответствующий Восточно-Уральской мегазоне. Хребты разделялись депрессией, расползававшейся в Тагильской мегазоне. Этот вывод подтверждается присутствием поздне триасово-раннеюрских континентальных осадков, выполняющих локальные депрессии, протягивающиеся в виде цепочки от г. Карпинск на Северном до широты г. Верхняя Тура на Среднем Урале (на территории листа О-41 в эту систему входит Волчанская депрессия, расположенная в северо-западном углу площади). Возможно, это фрагменты единой протяженной раннемезозойской межгорной депрессии.

2. Можно дать оценку скорости остывания и подъема к земной поверхности глубинных горных пород на примере салдинского метаморфического комплекса. Возрасты цирконов из метаморфитов колеблются от 273 до 292 (в среднем 282) млн лет; апатитов — между 212 и 292 (среднее — 215) млн лет. Следовательно, породы салдинского комплекса находились на уровне температур порядка 240 °С 282 млн лет назад, 105 °С — 215 млн лет. Таким образом, скорость остывания пород составляет приблизительно 2 °С/млн лет. Используя полученную оценку скорости, можно вычислить время появления метаморфитов на земной поверхности (0–10 °С), которое составляет 173–178 млн лет назад (средняя юра). Это время отмечено формированием континентальных обломочных отложений лангурской свиты, с несогласием перекрывающих домезозойские образования Восточно-Уральской и Тагильской мегазон, в том числе и салдинские метаморфиты. Пользуясь рис. 25 и 27, можно оценить скорость остывания и выведения блоков Салдинского комплекса из области гранулит-амфиболитового метаморфизма и скорость эрозии Уральского орогена.

Температура метаморфизма восточного (Бродовско-Малыгинского) блока Салдинского комплекса 370 млн лет назад составляла 850 °С, а 330 млн лет назад — снизилась до 350 °С (400 °С за 40 млн лет). Соответственно скорость остывания салдинского метаморфического комплекса в позднедевонско-каменноугольное время составляла 10 °С/млн лет. Поскольку тепловой поток составлял приблизительно 20 °С/км (рис. 25), вертикальная амплитуда перемещения блока составила 20 км, и в нижнем карбоне он находился на глубине 17–18 км.

Температуры 240 °С Салдинский блок достиг 282 млн лет назад. То есть, в карбоне и начале перми, за 48 млн лет блок охладился на 110 °С, то есть скорость охлаждения была приблизительно 2,3 °С/млн лет, что почти соответствует 2 °С/млн лет, полученным для раннего мезозоя (см. выше). Поскольку салдинские метаморфиты были выведены на поверхность 175 млн лет назад, скорость их эксгумации в позднем палеозое—раннем мезозое составит 17,5 км за 155 млн лет (113 м за 1 млн лет или 1,13 мм в год, что приблизительно соответствует современной эрозии Альпийских гор [152]).

В течение палеозойского этапа было сформировано подавляющее большинство рудных и значительная часть нерудных месторождений полезных ископаемых, известных на территории листа О-41. Это месторождения и проявления хромитов, медноколчеданных и медноцинково-колчеданных руд, золота, железо- и медноскарновых руд, бериллия, вольфрама, молибдена и других редких металлов, изумрудов, кварца, керамических пегматитов, камнесамоцветного сырья, бокситов, каменного угля, известняков, строительных материалов, талька, асбеста и другого сырья.

Мезозойско-кайнозойская история геологического развития изучаемой территории может быть разделена на два этапа — раннемезозойский и среднемеозойско-кайнозойский.

Раннемезозойский этап. К поздней перми восточная часть Уральского орогена закончила свое формирование. Здесь начались интенсивные процессы денудации и образования площадных кор выветривания, а на территории Западной Сибири в это время формировались грабенообразные межгорные прогибы и впадины, заполненные вулканогенными образованиями ранне-среднетриасовой базальт-риолитовой формации (туринская серия) в сочетании с терригенными осадками. В позднем триасе—ранней юре Урал представлял собой приподнятую сушу, покрытую чехлом кор выветривания, поставлявших обломочный материал в эрозионно-тектонические депрессии, заполненные образованиями моласоидной бокситоносно-угленосной формации, представленной челябинской серией, а на северо-западе территории, в Волчанско-Богословской депрессии — веселовской, богословской, волчанской и маловолчанской свитами. Осадконакопление сопровождалось тектоническими подвижками, складчатостью и разрывными нарушениями.

Раннемезозойский этап — время образования месторождений бурого угля, бокситов, начало формирования рудоносных кор выветривания, в которых локализуются месторождения силикатных никелевых руд, бурых железняков, золота и редких земель.

Среднемеозойско-кайнозойский этап делится на три подэтапа — юрско-меловой, палеоген-миоценовый и плиоцен-четвертичный.

В ранне-среднеюрское время западная часть территории представляла собой возвышенную денудационную равнину, центральная часть — область с относительно расчлененным рельефом, в речных долинах которого за счет местных источников сноса накапливались терригенные породы лангурской свиты, обогащенные обугленным растительным детритом, а восточная часть территории представляла собой широкий прогиб с обилием озер и болот, в которых накапливались отложения тюменской свиты.

В начале келловейского и до раннеберриасского времени морская трансгрессия, с которой связано формирование даниловской, абалакской, тутлеймской свит и вогулкинской толщи, охватила северо-восточную часть территории. Приуральская часть в это время на большей площади оставалась возвышенной денудационно-аккумулятивной равниной, расчлененной речными долинами.

В позднеберриасско-раннеготеривское время северо-восточная часть территории испытала наибольшее погружение, с которым связано накопление морских отложений большой мощности (ахская свита мощностью до 400 м, алясовская свита — до 220 м). Вся западная часть территории в это время была приподнята и подвергалась процессам денудации и образованию раннемеловых красноземных кор выветривания.

В позднеготеривско-барремское и раннеаптское время произошло меление моря. На северо-востоке территории в области мелководного шельфа накапливались осадки леушинской свиты, а в прибрежной равнине — лагунные отложения карбанской свиты. На территории Среднего Предуралья, испытавшей некоторое расчленение рельефа, в образовавшихся деп-

рессиях накапливались континентальные отложения тыньинской свиты. В конце раннеаптского времени северо-восточная часть территории испытала регрессию моря, с которой связано отложение глин с песчаным и карбонатным материалом кошайской свиты.

В позднеаптско-сеноманское время трансгрессия мелководного моря охватила всю территорию Обско-Иртышской области. С ней связано накопление отложений викуловской, ханты-мансийской и уватской свит. На территории Среднего Приуралья в это время существовала низкая озерно-аккумулятивная равнина, в которой накапливались отложения синарской и мысовской свит, алапаевской толщи. Формирование осадков этих стратонов часто происходило в карстовых впадинах, главным образом за счет разрушения и переотложения кор выветривания и сопровождалось образованием глинисто-кремнистых пород, сцементированных железистым цементом («беликов» алапаевской толщи), бурожелезняковых бобово-конгломератовых руд, аллитов и бокситов.

В туронский век и по маастрихтский век включительно происходило постепенное углубление морского бассейна, продвинувшегося на запад до самого Урала, и отложение на северо-востоке в области глубоководного шельфа глинистых осадков кузнецовской, березовской и ганькинской свит. На западе в прибрежно-морских условиях мелководного шельфа отлагались песчаные, песчано-алевритовые и песчано-глинистые породы с глауконитом, опалом, фосфоритом и гидрогетит-сидеритовыми оолитами камышловской, зайковской и фадюшинской свит.

В начале датского времени произошла кратковременная регрессия моря, сменившаяся затем новой трансгрессией, охватившей всю территорию до горного Урала. С этой трансгрессией связано накопление глинистых осадков и глауконит-кварцевых алевритов талицкой свиты. На северо-западе территории в прибрежно-мелководной зоне, примыкающей к Уральской денудационной равнине, отлагались карбонатные марганцевые руды. В позднем палеоцене—среднем эоцене произошло расширение и углубление морского бассейна, в котором отлагались кремнистые и глинистые осадки серовской и ирбитской свит. Характерной особенностью этого времени является широкое распространение среди осадков диатомовых илов. Некоторое обмеление бассейна, начавшееся в конце среднего и в позднем эоцене, послужило причиной широкого распространения бейделлит-монтмориллонитовых глин тавдинской свиты по всей территории Западно-Сибирской структурно-фациальной мегаобласти.

В раннем олигоцене в связи с тектонической активизацией и началом воздымания Уральской горной системы, палеоцен-эоценовое море регрессировало и установился континентальный режим, результатом которого стал размыв кор выветривания и формирование сети речных долин. С этими палеодолинами на западе территории связано образование золотых и золото-платиновых россыпей, в центральной части — кроме речных долин широкого развития получили озерные ванны с отложениями куртамышской свиты, к которым приурочены ильменит-цирконовые россыпи, на северо-востоке накапливались преимущественно речные и дельтовые песчаные породы атлымской свиты, озерно-аллювиальные, озерные и болотные отложения новомихайловской свиты. В позднем олигоцене осадконакоп-

ление практически полностью прекратилось, кроме самой восточной части территории, где в отдельных сохранившихся депрессиях отлагались озерно-аллювиальные отложения тургасской свиты. К раннему миоцену вся территория представляла собой обширный пенеplen.

В послеолигоценовые этапы эрозионных врезаний осуществляется переработка отложений, заполняющих палеодолины, озерные ванны и эрозионно-тектонические депрессии, образуются аллохтонные разновозрастные россыпи, в раннем—среднем миоцене связанные с озерно-аллювиальными отложениями наурзумской свиты, а в верхнем миоцене — светлинской свиты.

С начала плиоцен-четвертичного этапа на площади листа преобладают эрозионно-денудационные процессы, которым способствовали неотектонические сводово-блоковые поднятия, амплитуда которых в зоне кряжа достигала 250—300 м; в Западной Сибири — 100—150 м. На Западно-Сибирской равнине преобладали преимущественно блоковые дифференцированные движения переменного знака с преобладанием опусканий на северо-востоке в Кондинской впадине. На неотектонические движения наложился палеоклиматические условия в виде ритмичных потеплений и похолоданий, меняющих фациальный тип седиментогенеза, а также эвстатические колебания базиса эрозии в низовьях рек.

В плиоцене речные долины имели субмеридиональное простирание и фрагментами аллювий их сохранился в межувалистых понижениях холмисто-увалистой полосы и области пенеплена. Звериноголовский аллювий вскрыт горными выработками в долине Чусовой и на субмеридиональных отрезках притоков широтных рек. Он имеет красноцветный облик, формировался в преобладающих аридных условиях за счет размыва красноцветов среднего неогена и резко отличается от сероцветных плейстоценовых образований.

В эоплейстоцене фиксируется флювиальная эпоха с интенсивным размывом плиоценовых пород в зоне кряжа и широкой седиментацией лимния в понижениях палеорельефа и древних озерных ваннах на междуречьях Западно-Сибирской равнины. Падунская озерная свита выполняет ложе этих палеопонижений и сложена синевато- и зеленовато-серыми гидрослюдистыми алевритовыми глинами с редким гравием кварца, а также «катышами» глин подстилающих палеогеновых пород. В первой половине раннего неоплейстоцена (по батуринское время) продолжают процессы аккумуляции лимния в понижениях палеорельефа и происходит с батуринского времени формирование палеодолин (мертвых долин), соединяющих озерные палеоводоемы и имеющих преимущественно субмеридиональное простирание.

Переориентировка водотоков на субширотное направление произошла во второй половине раннего неоплейстоцена в предчерноскотовское время. Она была связана как с активизацией неотектонических движений, так и с резким похолоданием климата. С этого времени формируется эмбриональная поверхность врезания, обрамляющая современные долины рек. В черноскотовском аллювии, формирующем самую высокую эрозионно-аккумулятивную террасу рек Зауралья, впервые появляются крупные валуны кристаллических пород, приносимые речными льдинами с горного Урала в западную часть Западно-Сибирской равнины. На границе со средним неоплейстоценом (тобольским временем) произошел громадный (до 50 м)

врез речных долин Тобола и Тавды, а также в низовьях широтных рек — Исеть, Пышма, Тура. Тобольская аллювиальная свита залегает в переуглублении этих рек (прадолин).

Наиболее ярким палеогеографическим событием среднего неоплейстоцена является покровное вильгортовское (волчанское) оледенение северных широт. Лды достигали северо-западной части площади, в Волчанском и Богословском карьерах которой сохранились тиллы с гляциодинамическими контактами и ксенокластами подстилающих пород. В процессе подпруды речных вод ледовой плотиной на севере, а также возможным влиянием салемальской трансгрессии, в среднем неоплейстоцене на северо-северо-востоке территории листа образовался громадный пресноводный бассейн с абсолютными отметками зеркала 95—105 м. Были затоплены долины рек Тавда и Тура и подпружены низовья Пышмы, Исети и Тобола. В долинах широтных рек внеледниковой зоны в это время формировались эрозионно-аккумулятивные уфимская и исетская надпойменные террасы; в долине Тобола и низовьях рек Исети, Пышмы — перигляциальная уйско-убоганская свита, на севере — сузгунская толща. На междуречьях аккумуляровались осадки глинистой уйско-убоганской озерной свиты.

В предкамышловское время вновь происходит оживление неотектонических процессов в области уральского горного сооружения и понижение базиса эрозии в низовьях рек. Врез речных долин достигал 20—25 м, после которого повсеместно началась седиментация аллювия аккумулятивных террас по инстративно-перестративному (верховья), перстативному — (в средних течениях) и перстативно-констративному (в низовьях) типам. Колебания базиса эрозии за время аккумуляции были незначительными и связанными с изменениями климатических условий. Русловые фации термохронного камышловского аллювия залегают ниже уреза современных рек; перигляциальные североуральские слагают верхние пачки. К этому времени приурочено образование склоновых и покровных образований. Невьянское межледниковье было кратковременным и довольно прохладным. Особенно холодным и аридным было полярноуральское время, с которым связаны криогенные деформации (клинья, инволюции).

С теплого голоцена начинается современный этап аккумуляции аллювия в долинах рек с формированием комплекса пойменных террас, лимния — в озерных ваннах и старицах, палюстрия — в термокарстовых западинах и понижениях рельефа. Техногенные образования последних сотен лет связаны с хозяйственной деятельностью человека.

В течение среднемезозойско-кайнозойского этапа происходило формирование месторождений железа, марганца, бокситов, россыпных месторождений золота, платины, титана и циркония, формовочных песков, разнообразных глин, строительных материалов, углеводородов, подземных пресных и минеральных вод, бурого угля, диатомитов и другого сырья.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Согласно схеме районирования Урала, предложенной И. П. Герасимовым [33] и позднее детализированной А. П. Сиговым, В. С. Шубом и др. [247], в пределах исследуемой площади выделяются две основные геоморфологические области: Уральское горное сооружение и Западно-Сибирская равнина. Уральское горное сооружение в свою очередь подразделяется на зоны кряжа и пенеплена.

Зона кряжа представляет собой орографически четко выраженную горную систему с меридионально вытянутыми хребтами и разделяющими их межгорными впадинами. Это преимущественно низкогорный грядово-сопочный рельеф. По истории формирования выделяются районы остаточных гор осевой части и остаточных гор восточного склона Среднего Урала.

Остаточные горы осевой части распространены в юго-западной части площади между г. Первоуральск на севере и г. Верхний Уфалей на юге. По ним проходит водораздел между западным и восточным склонами Урала. Горы низкие, с сильно сглаженными вершинами с абсолютными отметками, редко превышающими 600 м: горы Березовая (609 м), Балабан (535 м), Лиственная (516 м) и др. Абсолютные отметки уреза р. Чусовая составляют 320–345 м. Энергия рельефа (амплитуда вреза) – 150–180 до 300 м.

По данным В. А. Сигова [246] и В. В. Шалагинова (см. гл. «Тектоника»), неотектонические поднятия территории не превышали 200 м. Речные долины преимущественно субсеквентные, унаследующие субмеридиональное простирание, с пологими вогнутыми и террасированными склонами, и лишь широтные притоки имеют асимметричные крутые склоны ущельеобразной формы.

Остаточные горы восточного склона Среднего Урала на западе без резкого перехода примыкают к остаточным горам осевой части и с широты Кировограда узкой полосой прослеживаются вдоль западной границы площади до северной рамки листа. Они формируют холмисто-увалистую полосу с меридионально вытянутыми грядами, с сильно сглаженным рельефом, с отдельными уплощенными вершинами с абс. отм. 250–320 м, с незначительным повышением общей поверхности к северу: горы Целовальникова (388 м), Караульская Сопка (298 м), Холмы (378 м) и др. Абсолютные отметки уреза рек составляют 180–230 м; энергия рельефа варьирует от 90 до 160 м. Амплитуда умеренных неотектонических поднятий зоны кряжа составляет 150–180 м. По данным В. П. Трифонова [274], она испытывает в голоцене активные поднятия; по точным нивелировкам по железным дорогам [133] амплитуда вертикальных поднятий не превышает 2 мм/год, что указывает на стабильные усло-

вия, близкие к платформенным. Рисунок речной сети преимущественно ортогональный, склоны долин пологие, вогнутые, слабо террасированные.

Зона пенеплена с востока обрамляет горное сооружение. На севере площади выделяется узкая (7–12 км) полоса северной омоложенной зоны откопанного пенеплена с абс. отм. 180–220 м; на юге — широкая всхолмленная равнина (южная часть откопанного пенеплена) с абс. отм. 200–250 до 300 м. Поверхность почти равнины слабо наклонена на восток. Абсолютные отметки урезов широтных рек составляют 130–170 м; энергия рельефа 70–100 м. Амплитуда воздыманий за плиоцен-четвертичный этап 130–150 м. Последние способствовали короблению, неравномерным блоковым поднятиям и перекосам поверхности. Речные долины широкие, с хорошо террасированными склонами, участками — полого-вогнутыми.

Западно-Сибирская равнина по тектоническому уступу восточного склона Урала примыкает на западе как к зоне кряжа в центре площади, так и к зоне пенеплена. Она представлена двумя районами: континентально-морской цокольной и континентально-морской аккумулятивной равнинами. На площади распространения цокольной равнины долины рек вскрывают палеозойские породы (цоколь); на аккумулятивной равнине палеозой перекрыт мощным чехлом мезо-кайнозойских образований.

В западной части цокольной равнины на дневную поверхность фрагментарно выведены меловые морские и континентальные отложения, а также палеогеновые, преимущественно морские эоценовые осадки кремнистой формации. На востоке преобладают морские палеогеновые и осадки опресненных куртамышского и туртасского бассейнов олигоцена. Поверхность Западно-Сибирской области представляет собой типичную равнину с плоскими междуречьями и широкими речными долинами. Она имеет слабый уклон к востоку, северо-востоку. Абсолютные отметки междуречий постепенно уменьшаются от 150 до 110 (95 м на северо-востоке); амплитуда вреза речных долин на всем протяжении сохраняется на уровне 60–70 м и лишь на северо-востоке уменьшается до 40–50 м. Западная часть цокольной равнины более интенсивно расчленена водотоками и имеет участками слабовсхолмленную поверхность; восточная — более равнинная, изобилующая озерными ваннами, заболоченными понижениями и оврагами вдоль речных долин. В течение мезозоя и большей части палеогена равнина испытывала погружение, сопровождавшееся морскими трансгрессиями с седиментацией мощных осадочных толщ. С позднего олигоцена начинается медленное поднятие суши, амплитуда которого за неотектонический этап оценивается порядка 100 м и доминировали континентальные условия седиментогенеза. По данным В. П. Трифонова, для равнины в голоцене характерны стабильные и блоки слабых опусканий, а также участки активных понижений в долине р. Конда, что подтверждается повторными точными нивелировками. В плейстоцене завершилось врезание речных долин с формированием хорошо террасированных склонов в среднем течении и корытообразных — в нижнем, а также размывом и консолидацией современной скульптуры рельефа.

Генетически однородные поверхности

Денудационные структурные поверхности представляют собой литоморфные формы рельефа второго порядка, к которым относятся склоны горных сооружений в зоне кряжа, созданные процессами селективного выветривания, препарирующими палеозойские складчатые структуры из осадочных, терригенных, вулканогенных и интрузивных пород. По литоморфным критериям выделяются три поверхности.

Склоновая поверхность на сложно дислоцированных палеозойских толщах (1) распространена в средней и южной частях зоны кряжа. Она сформирована на кристаллических сланцах средних ступеней метаморфизма, образованных по терригенным и вулканогенно-осадочным породам, прорванным дайками и жильными телами среднего и кислого составов. Склоны средней крутизны, преимущественно прямолинейно-вогнутые, перекрытые североуральским делювием.

Склоновая поверхность на вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах среднего палеозоя (2) распространена в северной части уральского горного сооружения. Она сложена рассланцованными порфиритами основного и среднего составов, туффитами с дайками долеритов и ультрабазитов. Крупные тела дунитов, являющихся устойчивыми породами к выветриванию, приурочены к восточной границе поверхности, вдоль которой прослеживаются относительно высокие холмы и отдельные горные вершины: горы Холмы (378 м), Караульская Сопка (298 м) и др. Склоны преимущественно пологие, прямолинейно- и выпукло-вогнутые, перекрытые чехлом делювия североуральского возраста.

Склоновая поверхность на интрузивных гранитоидах среднего и кислого составов (3) и их приконтактных зон приурочена к южной части горного сооружения. Интрузии прорывают поверхность сложно дислоцированных пород и выходят на дневную поверхность, образуя положительные формы рельефа с абсолютными отметками 400–500 м (горы Стожек – 462 м, Храповская – 434 м, Абросовка – 428 м). Склоны средней крутизны, выпукло-вогнутые, с делювиальным суглинистым чехлом.

На выположенных вершинах структурных поверхностей фрагментарно сохранились сингенетичные им позднемезозойские коры выветривания, позволяющие рассматривать последние как останцы бывшего пенеплена и датировать поверхности позднемезозойским–четвертичным возрастом.

Склоновые поверхности врезания эрозионного генезиса (4) окаймляют современные речные долины. Они включают склоны и террасы рек. Формирование их происходило на фоне пульсирующих неотектонических движений и ритмичных колебаний климатических условий – межледниковья и ледниковья, а также под влиянием эвстатических – повышения и понижения базиса эрозии. Она продолжает формироваться в настоящее время и является самым нижним ярусом рельефа. В зависимости от амплитуды неотектонических поднятий изменяется характер поперечного профиля: в зоне кряжа преобладают эрозионные сквозные и сопряженные крутые склоны с узкими площадками эрозионно-аккумулятивных надпоймен-

ных террас; для западной части Западно-Сибирской равнины (среднее течение рек) характерны асимметричные ступенчатые хорошо террасированные склоны с широкими эрозионно-аккумулятивными и аккумулятивными террасами; для восточной части равнины — корытообразные долины с преобладанием аккумулятивных террас. Возраст самой древней суерской террасы — ранний неоплейстоцен; самой молодой (поймы) — голоцен. Время формирования поверхности врезания — неоплейстоцен—голоцен.

Денудационные аструктурные поверхности комплексной денудации (поверхности выравнивания) формируют междуречья в зоне зауральского пенеппена и Западно-Сибирской равнины.

Поверхности комплексной денудации на породах палеогена (5) на аккумулятивной Западно-Сибирской равнине сформированы на морских отложениях кремнистой формации — серовской и ирбитской свитах эоцена и на бассейновых осадках олигоцена — куртамышской и туртасской свитах. Поверхности субгоризонтальные, с микропонижениями и озерными ваннами, с отдельными эрозионными останцами, образующими положительные формы рельефа в виде низких мелких холмов и гряд. На поверхности последних развиты элювиальные и делювиальные образования неоплейстоцена. Склоны речных долин террасированные и полого-вогнутые, расчлененные мелкими притоками и оврагами. Возраст поверхностей — палеоген-четвертичный.

Поверхность комплексной денудации на морских меловых и палеогеновых породах (6) в цокольной равнине Западно-Сибирской низменности имеют слабо всхолмленную поверхность с абс. отм. 160–180 м. На поверхность положительных форм рельефа выходят морские осадки позднего мела и кремнистые свиты палеогена, а также элювиальные и делювиальные образования неоплейстоцена. По синхронно-генетическим отложениям возраст денудационной поверхности датируется позднемеловым—четвертичным временем.

В зоне пенеппена поверхности денудации развиты на палеозойских терригенных, вулканогенных и интрузивных породах различного петрографического состава (7), длительное время находящихся под влиянием процессов химического выветривания. Характерной особенностью этих поверхностей является широкое развитие древних площадных кор выветривания с глубоким гипергенным разложением первичных пород до глинистого состояния и имеющих значительную мощность, достигающую десятков метров. Сингенетичные осадки кор выветривания (осадки формации коры выветривания) представлены континентальными мысовской (сеноман) и синарской (апт—альб) свитами, сложенными каолиновыми и аллитными глинами, кварцевыми песками, галечниками и бокситами. Возраст свит определен по палинологическим данным. Коры выветривания как синхронные образования относятся к позднему мезозою. Неравномерные блоковые подбжки в неотектонический этап и селективное выветривание привели к значительному размыву кор выветривания и выводу на поверхность блоков земной коры с отпрепарированными палеозойскими породами, образующими в рельефе отдельные низкие холмы и гряды с устойчивыми к выветриванию скальными породами. Абсолютные отметки последних составляют 250–280 м, при уровнях почти равнины 200–220 м.

Междуречья покрыты щебнисто-суглинистым элювием и делювием неоплейстоцена, позволяющим расширить возраст денудационной поверхности до позднемезозой-четвертичного.

Аккумулятивные поверхности

Аккумулятивные поверхности сформированы седиментацией аллювиальных, озерно-аллювиальных, озерных осадков и ледниковых образований. Древний аллювий приурочен к междуречьям, плейстоценовый — к современным долинам; лимний — к древним и современным озерным ваннам; гляциалий — к области распространения покровных оледенений. Возраст поверхностей определен биостратиграфическим методом по сингенетичным образованиям.

Голоценовые пойменные аккумулятивные террасы (8) имеют ширину 0,5–2,0 до 10 км в низовьях, относительную высоту 4–6 м, горизонтальную, часто заболоченную поверхность со старичными водоемами при тыловом шве, с четко выраженными бровкой. Поверхности заливаются в половодье.

Верхнеплейстоценовые аллювиальные и озерно-аллювиальные аккумулятивные террасовые поверхности (9) также широко распространены на всех реках Урала и Зауралья. Ширина их варьирует от 0,5 до 5,0 км; относительные высоты соответственно 10–15 и 6–8 м, увеличиваясь в низовьях до 20 и 12–15 м. Поверхности субгоризонтальные, участками заболоченные, с озерными водоемами (древними старицами), с хорошо выраженными бровками и тыловыми швами.

Средне-верхнеплейстоценовые озерно-аллювиальные эрозионно-аккумулятивные и аккумулятивные поверхности четвертой надпойменной террасы (10) распространены на севере площади в долинах Лозьвы, Пелыма и Конды. Они субгоризонтальные, со слабым уклоном в сторону реки, с относительной высотой 13–17 м, с многочисленными брошенными старицами и заболоченными западинами. Тыловые швы завуалированы делювиальными шлейфами, бровки сnivelированы поздней эрозией.

Среднеплейстоценовые уфимская и исетская эрозионно-аккумулятивные террасовые поверхности (11) широко распространены на реках площади. Ширина поверхностей достигает 1–2 км; относительная высота соответственно 30–35 и 20–25 м (цоколя — 20–25 и 10–15 м). Террасы наклонены в сторону долины, бровки их размыты, тыловые швы в рельефе не выражены. В нижнем течении рек Исеть и Пышма аллювиальные поверхности террас образуют одну озерно-аллювиальную поверхность, сопрягающуюся в бассейне Тобола с уйско-убоганской аккумулятивной надпойменной террасой, слабо наклоненной, с хорошо выраженным тыловым швом, примыкающим нередко к коренному склону, и с эродированной бровкой. Ширина поверхности до 20 км, относительная высота 25–35 м. Среднеплейстоценовые озерно-аллювиальные поверхности широко распространены в бассейнах северных рек — Туры, Сосьвы, Лозьвы, Пелыма и Тавды, где они сформированы под влиянием подпруживания приледниковым слабопроточным водоемом с абс. отм. уровня 95–105 м. На левобережье р. Тура поверхность достигает ширины 30 км, наклонена в сторону

долины, с фигурным заливообразным тыловым швом, примыкающим к коренному склону.

Ранннеоплейстоценовая суерская эрозионно-аккумулятивная террасовая поверхность (12) в долине Тобола имеет отн. выс. 40–50 м, ширину до 1–2 км, приуроченную к левому борту долины. Бровка в рельефе не выражена (размыта), тыловой шов завалуирован делювиальным шлейфом. Ранннеоплейстоценовая черноскутовская эрозионно-аккумулятивная террасовая поверхность развита в среднем течении широтных рек Западно-Сибирской равнины. Ширина террасы 1–3 км, относительная высота 40–50 м, бровка размыта, тыловой шов примыкает к коренному склону и завалуирован делювиальным шлейфом. Поверхность наклонена в сторону долины, интенсивно расчленена притоками и оврагами.

Озерные поверхности имеют распространение на пенеппене и Западно-Сибирской равнине. Они округлой формы, различных размеров и отрисованы по контурам сингенетичных осадков: поздннеоплейстоценовые и голоценовые (13) – по кумлякской свите и по современным озерным водоемам; средннеоплейстоценовые (14) – по уйско-убоганской и ранннеоплейстоценовые (15) – по батуринской свитам; плиоценовые (16) – по синхронным осадкам и миоценовые (17) – по светлинской свите. Озерные ванны различного происхождения – эрозионного, суффозионного и термокарстового. Древние озерные поверхности в разной степени эродированы и не выражены в современном рельефе и лишь поздннеоплейстоценовые и голоценовые четко проявляются понижениями либо заболоченными западинами; часто они наследуются современными озерами или болотами. Голоценовые озера распространены также и в долинах рек на аллювиальных аккумулятивных террасах, где они связаны с брошенными руслуями (старицами).

Средннеоплейстоценовая озерно-аллювиальная и озерная поверхность подпрудного приледникового бассейна (18) распространена на северо-востоке площади, в бассейнах рек Тавда, Конда и на их междуречье. Абс. отм. поверхности 90–95 м, на правом берегу р. Тавда она примыкает к коренному склону, имеет извилистую границу и слабый уклон в сторону долины. На междуречье поверхность субгоризонтальная сильно заболоченная, с мелкими понижениями и озерными блюдцами.

Палюстринные, озерно-палюстринные голоценовые поверхности (19) широко распространены на севере и северо-востоке площади и менее широко на восточных междуречьях Туры, Пышмы и Исети. Ширина заболоченных поверхностей на северо-востоке достигает 30–40 км; на междуречьях Зауралья – до 10–15 км. Поверхности субгоризонтальные, слабо-вогнутые; при верховых болотах на междуречьях участками слабовыпуклые.

Эоловые голоценовые поверхности (20) в виде небольших фрагментов распространены в юго-восточной части площади. Они формируют волнистый грядово-дюнный рельеф, поросший сосновыми борами. Высоты песчаных дюн и гряд не превышают 2–3 м.

Ледниковая, водно-ледниковая средннеоплейстоценовая аккумулятивная поверхность (21) распространена в северо-западной части листа и сформирована при наступании и в процессе дегляциации покровного волчанского оледенения. Она имеет неровный мелкобугристый рельеф, с мно-

гочисленными эрозионными ложбинами, заболоченными западинами и озерными ваннами. Она наклонена на юго-восток, и к периферии ее примыкает зандровая поверхность, сложенная водно-ледниковыми образованиями. В послеледниковое время поверхность преобразована эрозионными и денудационными процессами.

Формы рельефа

Наиболее древние формы рельефа (палеоструктуры) связаны с эрозионной деятельностью палеодолин. Среди них выделяются позднемезозойские эрозионно-структурные депрессии, раннемиоценовые, позднеплиоценовые и раннеплейстоценовые (батуринские) палеодолины.

Позднемезозойские эрозионно-структурные депрессии выделены А. П. Сиговым и В. С. Шубом при составлении геоморфологической карты Урала. Депрессии имеют субмеридиональную направленность, совпадающую с простиранием палеозойских структур. В процессе эрозии водотоки избирали наименее устойчивые к выветриванию породы (сланцы, известняки), во врезх которых сохранились синхронные им аллювиальные отложения мысовской свиты сеноманского возраста. Депрессии не выражены или слабо выражены в современном рельефе, имеют ширину 3–5 до 10 км, глубину вреза 10–15 м, в карстовых западинах – до 50 м. Наиболее крупной является Ивдельско-Тагильская депрессия, прослеженная на протяжении более 400 км. Основная ее часть приурочена к району остаточных гор, к полосе развития раннепалеозойских эффузивов и известняков. На севере в районе цокольной равнины она погребена палеогеновыми морскими осадками. Сингенетично-синхронными отложениями времени заложения депрессии являются железистые конгломераты и каолиновые глины альб-сеноманского возраста, изученные в карьере Ауэрбаховского рудника. По уклону днища сток водотока в депрессии был с юга на север.

Раннемиоценовые палеодолины наследуют как субмеридиональные позднемезозойские эрозионно-структурные депрессии, так и имеют самостоятельное заложение и, нередко, субширотное простираение. Ширина палеодолин 2–5 до 10 км, глубина вреза в подстилающие породы – до 25 м; борта долин сnivelированы эрозией, и палеодолины практически не проявляются в современной скульптуре рельефа. Сингенетично-синхронными образованиями является аллювий наурзумской свиты, возраст которой по палинологическим данным определен ранним миоценом. Примером может служить Актайско-Талицкая палеодолина, которая наследует позднемезозойскую меридиональную Ивдельско-Тагильскую депрессию. Она представлена небольшими двумя фрагментами: северный протягивается от р. Ляля до р. Выя; южный выделен в районе г. Красноуральск. Во врезх на обоих участках описаны кварцево-кремнистые галечники и пески с линзами серых каолинистых глин наурзумской свиты. Борта палеодолины пологие, сглаженные, перекрыты позднеплейстоценовым делювием и в рельефе не выражены. В южной части зауральского пенеплена А. П. Сиговым выделена Маминско-Коневская палеодолина (поток по Сигову). Она имеет уклон на север, который составляет 0,6 м/км. Вдоль «потока» закар-

тированы высыпки кварцевых галечников, по составу близкие к наурзумской свите. Палеодолина слабо проявляется в современном рельефе.

Позднеплиоценовые палеодолины имеют локальное развитие. В зоне кряжа фрагменты их зафиксированы на меридиональном отрезке долины р. Чусовая; в зоне пенеplена — на субмеридиональных притоках р. Нейва. К ним приурочен звериноголовский аллювий аккумуляевского возраста.

Раннеплейстоценовые «мертвые» палеодолины имеют также ограниченное распространение и субмеридиональное простирание. Наиболее крупная палеодолина прослежена вдоль западной границы цокольной равнины от г. Сухой Лог на юге до долины р. Реж на севере. Ширина палеодолины достигает 5–8 км, глубина вреза — до 16 м. Сингенетично-синхронным палеодолине является аллювий батуринской свиты раннего неоплейстоцена.

Структурно-денудационные уступы, предопределенные тектоникой, пользуются на Урале значительным распространением. Отчетливые уступы отделяют в ряде мест районы приподнятых горных массивов от районов остаточных гор и последние от зауральского пенеplена. Их тектонический характер подтверждается наличием неравновесных участков рек. Как правило, структурно-денудационные уступы приурочены к границам геоморфологических районов и к крупным омоложенным тектоническим нарушениям.

Карстовые формы приурочены к палеозойским карбонатным породам, выходящим на дневную поверхность. Наблюдается большое разнообразие карстовых форм по морфологии и времени образования. Наиболее древний мезозойский карст широко представлен в зоне пенеplена, где он заполнен «беликами» и бурями железняками алапаевского типа (р. Реж у пос. Липовка). Глубина карстовых полостей варьирует от первых до десятков метров. Миоценовый карст распространен более широко, проявляется во всех геоморфологических районах и приурочен к бортам раннемиоценовых палеодолин. В зоне кряжа фиксируется наложение миоценового карста на мезозойский (р-н г. Верхний Уфалей); на пенеplене имеются случаи наложения миоценового карста на более древний и самостоятельное его развитие. Карст четвертичного возраста имеет повсеместное развитие по долинам рек, вскрывающих карстующиеся породы, и представлен большим разнообразием форм (воронки, карстовые блюдца, провалы, суходолы, пещеры). Он характеризуется обычно небольшим проникновением на глубину, но сравнительно широким распространением в плане.

Овраги широко развиты в степных и лесостепных ландшафтах южной половины Западно-Сибирской равнины. Они опережают малые притоки широтных рек. Формированию оврагов способствуют рытвины и промоины на склонах речных долин, а также процессы попятной эрозии в продолжение их роста в сторону междуречий. Склоны оврагов крутые, поперечный профиль V-образный, глубина вреза 2–3 до 10 м в устьях. Они продолжают развиваться и в настоящее время.

Техногенные формы рельефа связаны с хозяйственной и горнодобывающей деятельностью. К ним относятся карьеры и их отвалы, терриконы, ирригационные дамбы и плотины, насыпи шоссейных и железных дорог и прочие формы (на схеме не отражены).

Становление современной скульптуры рельефа имеет длительную историю, которая совпадает с палеогеографическими условиями седимента-

ции рыхлых кайнозойских отложений (см. гл. «История геологического развития»). Основные тектоно-климатические этапы формирования рельефа сформулированы А. П. Сиговым (1981 г.). Для позднемезозойско-палеогенового этапа характерно относительное тектоническое спокойствие суши и, в условиях тропическо-субтропического гумидного климата, повсеместная пенеplanationизация Урала.

В позднепалеогеновом этапе происходит оживление тектонической деятельности (Савская фаза альпийской складчатости), и на фоне умеренно теплого гумидного климата закладывается речная сеть меридиональной ориентации. Моценовый этап был тектонически спокойным с умеренно теплым аридным климатом, способствующим образованию многочисленных озерных ванн, развитию денудационных процессов и педиplanationизации территории. С последним плиоцен-четвертичным этапом связаны дифференцированные неотектонические движения сводово-блоково и блокового характера и ухудшение климата с трендом похолодания, приведшего к покровному оледенению на северо-западе площади. Амплитуды поднятий в осевой части зоны кряжа Урала составляли 200–250 м, на восточном склоне (холмисто-увалистая полоса) – до 150 м, на Западно-Сибирской равнине неравномерные поднятия до 100 м. Границы неотектонических блоков совпадают с региональными разломами палеозойских структур, омоложенных неотектоникой и являющихся естественными границами геоморфологических зон. С этим этапом связано широкое развитие эрозионных процессов в долинах рек, физическое и нивальное выветривания на междуречьях.

Неотектоника

В олигоцене, в связи с восходящими движениями альпийского тектонического этапа, практически вся территория Урала и Зауралья превратилась в возвышенную равнину. Только на востоке сохранился озерно-морской бассейн, в котором накапливались осадки туртасской свиты. Время регрессии туртасского озерно-морского бассейна на границе эоцена и олигоцена принято считать за начало альпийского (олигоцен–миоцен) этапа в регионе.

Структурная схема этого этапа (рис. 28) составлена с учетом увязки со структурами смежных территорий на основе анализа геоморфологической, палеотектонической и геологической (характер изменения мощностей) обстановок. В связи с этим, по аналогии со смежной с севера территорией, выделены две региональные неотектонические структуры: Центрально-Уральское линейно-блоковое поднятие (А) и Западно-Сибирская геосинеклиза (Б). Центрально-Уральское линейно-блоковое поднятие (А) на этом этапе характеризовалось режимом интенсивного горообразования. В его структуре существенная роль принадлежит к разрывным нарушениям типа сбросов, сдвиго-сбросов, взбросов и надвигов. Осложняющими его структурами являются линейно-блоковые поднятия, горсты и грабены. Суммарные амплитуды поднятий достигали на восточном склоне Среднего Урала (для юго-запада территории) 320 м, о чем свидетельствуют находки на этих отметках палеогеновых озерно-аллювиальных отложений. Западно-Сибирская геосинеклиза подразделяется на Приуральскую субрегиональную сту-

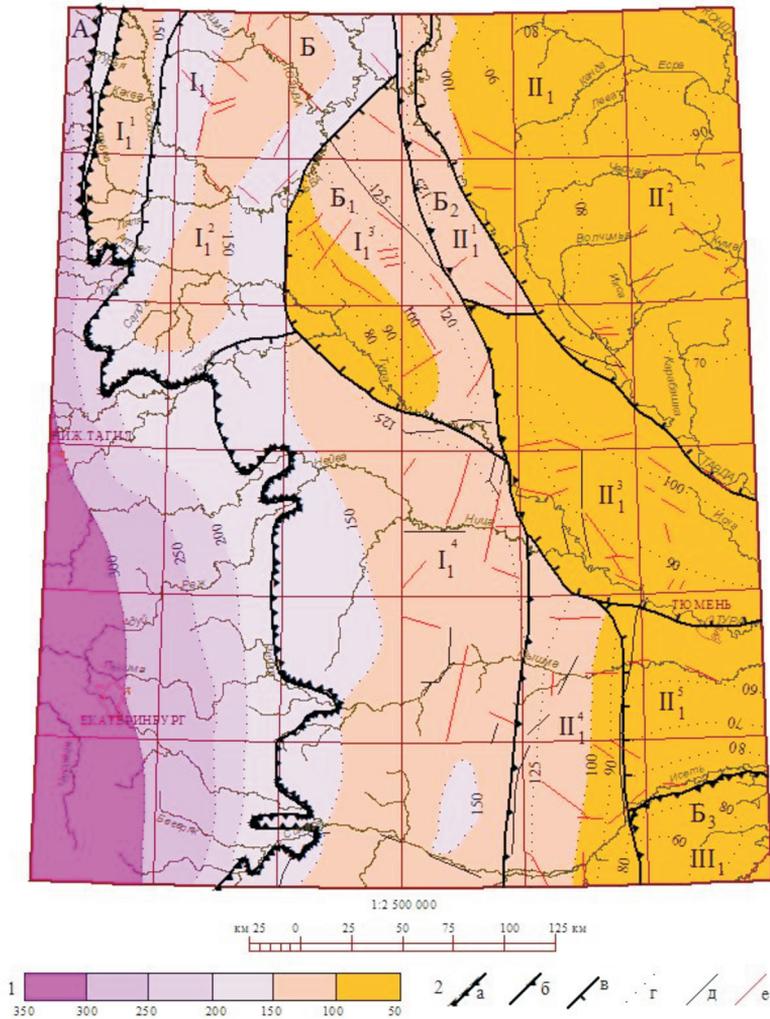


Рис. 28. Структурная схема неогороженного этапа.

1 – Амплитуды тектонических движений, м; 2 – Границы структур: а – региональных, б – субрегиональных, в – первого порядка, г – изолинии амплитуд тектонических движений, д – разломы, выделенные по геологическим данным, е – структурные элементы рельефа, выделенные по космическим и аэровысотным материалам. Список структур: А – Уральское линейно-блоковое поднятие; Б – Западно-Сибирская геосинеклиза; Б₁ – Приуральская субрегиональная ступень; I₁ – Сосьвинско-Атлымская мегаступень: I₁¹ – Ляпинский мегапрогиб, I₁² – Тапсуйско-Лозьвинское валообразное поднятие, I₁³ – Туринская терраса, I₁⁴ – Исетская структурная ступень; Б₂ – Обь-Иртышский субрегиональный прогиб; II₁ – Кондинско-Тобольская мегаступень: II₁¹ – Эсская терраса, II₁² – Верхнекондинский структурный залив, II₁³ – Тавдинская терраса, II₁⁴ – Пышминская ступень, II₁⁵ – Тюменский структурный залив; Б₃ – Приказахстанская субрегиональная ступень; III₁ – Заводоуковский структурный залив.

пень (B_1), Обь-Иртышский субрегиональный прогиб (B_2) и Приказахстанскую субрегиональную ступень. В связи с тем, что отложения туртаской свиты распространены только на востоке территории, тектоническое районирование и суммарные амплитуды деформаций определялись исходя из современного гипсометрического положения кровли туртаской свиты с поправкой на восстановленный палеорельеф суши и дна бассейна туртаского времени на площади отсутствия верхнеолигоценовых осадков, предполагая, что они были полностью размыты.

Приуральская субрегиональная ступень включает четыре структуры первого порядка, входящие в Сосьвинско-Атлымскую мегаступень: Ляпинский мегапрогиб, Тапсуйско-Лозьвинское валообразное поднятие, Туринскую террасу и Исетскую структурную ступень. Все структуры, за исключением Туринской террасы, имеют меридиональное простирание и амплитуды поднятий от 125 до 200 м. Туринская терраса ориентирована в северо-западном направлении и амплитуды ее неотектонических поднятий увеличиваются с запада на восток от 80 до 125 м, причем минимальный подъем испытала юго-западная часть террасы, примыкающая к долине р. Тура.

Обь-Иртышский субрегиональный прогиб (B_2) включает Кондинско-Тобольскую мегаступень (II_1), в которую входят пять структур первого порядка: Эсская терраса (II_1^1), Верхнекондинский структурный залив (II_1^2), Тавдинская терраса (II_1^3), Пышминская ступень (II_1^4) и Тюменский структурный залив (II_1^5). Эсская терраса (II_1^1) в пределах территории представлена своей южной половиной, ее ширина не превышает 30 км, амплитуда поднятий 125–150 м. Верхнекондинский структурный залив (II_1^2) расположен в северо-восточной части территории на междуречье Тавды и Конды, суммарные амплитуды тектонических движений увеличиваются в северо-западном направлении от 70 до 100 м. Тавдинская терраса (II_1^3) находится на востоке территории между реками Тура и Тавда, ориентирована в северо-западном направлении, амплитуда поднятий от 90 м в долине р. Тура до 100 м в долине р. Тавда. Пышминская ступень (II_1^4) имеет меридиональное простирание, ее границы совпадают с Беляковским и Боровлянским разломами, амплитуды поднятий увеличиваются с востока на запад с 70 до 125 м. Тюменский структурный залив (II_1^5) ориентирован в широтном направлении, на западе примыкает к Пышминской ступени, на юге и севере ограничен реками Исеть и Тура, амплитуды поднятий 55–85 м. Приказахстанская субрегиональная ступень (B_3) представлена только одной структурой первого порядка – Заводоуковским структурным заливом, являющимся, вероятно, западным окончанием Ишимо-Вагайского структурного залива, распространенного на соседней территории – листа О-42, имеющего слабый наклон в западном направлении с амплитудами поднятий от 60 до 80 м. С этапом поднятий альпийского этапа, вероятно, связано образование разломов, дешифрируемых на космических и аэровысотных снимках. Они малоамплитудные, обычно не смещают осадки, имеют северо-западное, северо-восточное, реже широтное и меридиональное направления.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В комплекте ГК-1000/3 листа О-41 учтено 907 объектов минерального сырья различных генетических типов и самых разнообразных рудных формаций: среди них 618 месторождений (крупных – 191, средних – 162, малых – 265), 212 проявлений, 24 пункта минерализации и 53 шлиховых потока.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

УГЛЕВОДОРОДНОЕ СЫРЬЕ

На территории имеются два объекта углеводородного сырья – Ереминское (I-4-1) месторождение нефти (законсервированное) и Карабашское (III-6-1) нефтегазовое месторождение (разведываемое с попутной эксплуатацией).

Ереминское месторождение расположено в пределах Восточно-Уральской НГО, открыто в 1981 г. в нижнемеловых аллювиальных отложениях (K_1al) на глубине 630–650 м. Площадь нефтеносного пласта 4 км². Коэффициент извлечения нефти 0,2, плотность 0,950. Запасы нефти на 1.01.2007 г. категории C_1 геологические – 2351 тыс. т (извлекаемые 470 тыс. т), категории C_2 геологические 20 684 тыс. т (извлекаемые 4136 тыс. т). Запасы газа на 1.01.2008 г. категории C_1 – 7 млн м³, категории C_2 – 62 млн м³. Газ – растворенный в нефти, газосодержание 15,0 м³/т нефти. Карабашское месторождение нефти, газа и газоконденсата выявлено в коре выветривания фундамента на территории ХМАО, в пределах Приуральской НГО (2Н, Г/PZ– K_2).

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Месторождения каменных (энергетических и коксующихся) и бурых углей, а также углепроявления по возрасту подразделяются на раннекарбонные, позднетриасово-раннеюрские, средне-позднеюрские и раннемеловые.

Уголь каменный. Большинство объектов каменного угля сосредоточено в терригенных отложениях турнейско-средневизейского возраста, угленосность которых связана с эвгеосинклинальной «котловинной» трансгрессивно-паралической туфогенно-полимиктовой формацией, а также с отложениями континентальных фаций. Известно 11 месторождений энергетиче-

ских углей – Махневское (III-2-10), Еловское (III-2-18), Липовское (III-2-20), Трошковское (III-2-22), Алапаевское (IV-2-7), Егоршинское (V-2-8), Буланашское (V-3-1), Дальне-Буланашское (V-3-3), Черемшанское (V-2-19), Алтынайское (V-3-6) и Елкинское (V-3-8), а также семь углепроявлений – Северо-Еловское (III-2-16), Костроминское (IV-3-2), Таборское (IV-2-23), Раскатинское (IV-2-35), Родниковское (IV-2-41), Липовка (V-2-15) и Икрянское (V-2-17).

Месторождений коксующихся углей – четыре: Подосининское (IV-2-32), Сухоложское (V-2-46), Полдневское (VI-3-2), Каменское (VI-2-19) и одно углепроявление – Рычковское (III-2-19).

Отрабатывается Подосининское месторождение коксующихся углей, в нераспределенном фонде числятся пять месторождений энергетических углей – Егоршинское, Дальне-Буланашское, Махневское (Ерзовское), Буланашское, Трошковское. Для каменных углей в 1992 г. были приняты следующие временные кондиции: 1) минимальная мощность пласта простого и сложного строения – 1 м; 2) максимальная зольность угольного слоя – 45 %; 3) максимальная зольность по пластопересечению с учетом засорения внутрипластовыми прослоями – 55 %; 4) максимальная мощность породного прослоя, включаемого в расчет зольности по пластопересечению – 3 м.

Месторождение Волчанское расположено в южной части одноименной депрессии; детально разведано в период 1945–1953 гг. На многих участках проведена доразведка. В 1986–1992 гг. полностью изучены фланги и разведаны глубокие горизонты месторождения, которое эксплуатируется и сейчас. Ложе и борта депрессии слагают среднедевонские карбонатные и силурийско-нижнедевонские терригенно-карбонатные отложения. Нижнемезозойские, в том числе угленосные отложения образуют крупную синклиналь, вытянутую на 7 км в меридиональном направлении и осложненную мелкими складками. Волчанская синклиналь имеет длину 7 км. Западное ее крыло пологое (15–20°), восточное – крутое (45–60°, иногда 85°) и частично срезано надвигом палеозойских пород вдоль восточного борта депрессии.

Месторождение Подосининское открыто в 1903 г., разведывалось в 1905–1907 гг., 1927–1929 гг. и в 1939 г. Изученная площадь месторождения 0,3 × 2 км. Структура его ранее трактовалась как сложно построенная антиклиналь с крутыми углами падения. По современным представлениям она являет собой чешуйчатую моноклиналь. Густая сеть разрывных нарушений обуславливает мелкоблоковое строение месторождения, с многочисленными разрывами угольных пластов. Раннекаменноугольные угленосные отложения имеют мощность около 200 м и прослеживаются по профирированию на 2–3 км, погружаясь в северном направлении под толщу визейских известняков. Продуктивная часть разреза мощностью 80–100 м содержит 6–8 сильно нарушенных угольных пластов, с «вклиниваниями» вмещающих пород. Глубина залегания пластов 2,5–10 м от поверхности. Мощность пластов от 0,1 до 6–8 м, суммарная мощность угольной массы колеблется от 5,5 до 12,5 м, в среднем составляя около 8 м. Пласты прослежены до глубины 200 м. Угли черного цвета, полублестящие, сильно перемятые, иногда превращенные в бесструктурную массу. Качественный состав углей (средние значения): влажность аналитическая 0,6 %, зольность

21 %, выход летучих 25 %, содержание серы 0,7 %; высшая удельная теплота сгорания 6900 ккал/кг. Угли спекающиеся марки Ж, хорошо обогащаются методом флотации и хорошо коксуются. Запасы на 1.01.2007 г. по сумме категорий А + В + С₁ – 415 тыс. т, С₂ – 790 тыс. т.

Месторождение Махневское расположено в Алапаевском районе, в 10 км к юго-востоку от пос. Махнево. Оно вытянуто в меридиональном направлении по простиранию угленосных отложений на 13 км, ширина – от 1 км (на севере) до 3 км в южной части; площадь 24,5 км². Месторождение открыто в 1947 г.; до 1958 г. на нем производились разведочные работы. Изучено месторождение неравномерно и в целом недоразведано. Строение его весьма сложное: угленосные отложения залегают в структурно разобщенных блоках и почти нигде не сохраняют первоначального стратиграфического разреза, а представлены лишь его фрагментами. С другой стороны, в таких блоках отмечается неоднократное «сдвигание» частей разреза, в том числе и продуктивных горизонтов. Одним из главных структурных элементов является субмеридиональный надвиг вдоль западной границы месторождения. Падение сместителя – пологое западное, под углом 10–20° до 40–45°, амплитуда перемещения около 500 м. Зона надвига осложнена нарушениями типа сбросо-сдвигов с крутым восточным падением. Образование палеозойского комплекса на площади месторождения повсеместно перекрыты верхнемезозойско-кайнозойскими рыхлыми осадками мощностью 40–90 м.

Угленосность месторождения связана со средней частью раннекаменноугольной угленосной егоршинской свиты (мощностью не менее 500 м). В ее разрезе содержится до 60 пластов угля, из которых 41 рабочей мощности – 0,6 м и более (по кондициям для подземной отработки). Пласты невыдержанные, с частыми раздувами и пережимами, выклинивающиеся на коротких расстояниях как по падению, так и по простиранию. Средние мощности рабочих пластов от 0,68 до 2,57 м, но встречаются линзовидные залежи мощностью до 13 м. Глубина залегания кровли рабочих пластов 58–434 м от поверхности. Пласты преимущественно сложного строения, с количеством породных прослоев от 1 до 6 и суммарной их мощностью 0,25–2,66 м. Простое строение имеют только 14 пластов из 41. Угленасыщенность на разных участках месторождения колеблется от 7 до 14 %, в среднем составляя 10,5 %. Качественная характеристика их следующая: угли марки А, зольность 29 %, влага аналитическая 1,45 %, содержание летучих на горючую массу 7,75 %, сера 1,7 %, высшая удельная теплота сгорания 7735–8575 ккал/кг. Средний элементный состав: углерод 91,2 %, водород 3,16 %, кислород + азот 3,52 %. Зола кислая (суммарное содержание оксидов кремния и алюминия 70–90 %), туго- и среднеплавкие (температура плавления: t_a = 1260 °С, t_c = 1530 °С). По физическому состоянию угля преобладают перемытые чешуйчатые разности (72 % общего числа пластопересечений), кусковые угли составляют 1/4 часть от общего их количества. Угли могут использоваться как энергетическое топливо, частично – в качестве отошающей присадки в коксовой шихте. Низкозольные (до 10 %) разности пригодны для окискования железорудного сырья и производства окатышей. Запасы угля, учтенные Государственным балансом как забалансовые, составляют на 1.01.2007 г. – 213 156 тыс. т.

Месторождение Трошковское расположено непосредственно к югу от Липовского месторождения, отделяясь от последнего субширотным разрывным нарушением. Размеры месторождения: 3,5 км в длину (по простиранию) и до 2 км в ширину; площадь 3,8 км². Открыто в 1977 г. (одновременно с Липовским) при проверке одноименной отрицательной гравиметрической аномалии. Первоначально оба объекта рассматривались как единое месторождение (Трошковско-Липовское), позже в ходе геологоразведочных работ и уточнения характера угленосности были выделены два самостоятельных месторождения. В 1980–1989 гг. на Трошковском месторождении проведены поисково-оценочные работы и предварительная разведка с подсчетом запасов угля до 460 м. Угленосная толща образует линейную синклиналь с крутым (углы падения 50–65°) западным крылом, разбитую серией меридиональных и субширотных нарушений на ряд тектонических блоков. Последние приводят к «сдвиганию» отдельных частей разреза, в том числе и продуктивных отложений. Мощность покровных осадков на Трошковском месторождении составляет от 15 до 60 м. Подсчет запасов произведен по девяти пластам (от 0 до 8). Кровля зоны пятого-шестого пластов, вмещающих 38 % общих запасов, находится на глубине от 36 до 258 м. Качество угля – каменные тощие, технологической группы 2Т, подгруппы 2ТВ. Качественная характеристика углей следующая (средние значения): влажность аналитическая 0,37 %; влага рабочая 3,5 %, зольность 28,06 % (колеблется по пробам от 6,7 до 49,8 %), выход летучих 15,01 %, высшая теплота сгорания 8070 ккал/кг (НТС-28 Мдж/кг), содержание серы общей 0,79 %. Средний элементный состав (%): углерод 88,72, водород 3,87, кислород 7,18; азот 1,09. Зола углей кислые среднеглиноземные (глиноземный модуль 1,9), туго- и среднеплавкие (температура плавления 1410°). Угли не склонны к окислению и самовозгоранию. Запасы угля Трошковского месторождения до глубины 460 м (составляют резерв подгруппы «а» для разрезов), на 1.01.2007 г. по сумме категорий А + В + С₁ – 33 978 тыс. т, С₂ – 20 569 тыс. т, забалансовые – 12 776 тыс. т.

Месторождение Егоршинское находится в черте г. Артемовский. Открыто в 1872 г., тогда же началась его систематическая эксплуатация. Добыча угля велась на четырех шахтах, достигла наибольших объемов в 1940-х годах и постепенно прекратилась начиная с 1950-х годов в основном из-за сложных горно-технических условий (высокая газообильность и катастрофические выбросы газа). Последняя шахта – им. Кирова – ликвидирована в 1971 г. Всего за время почти вековой эксплуатации добыто около 11 млн т угля, который использовался как энергетическое топливо на Егоршинской ТЭЦ, для котельных местных предприятий и бытовых нужд. Размеры месторождения: около 13 км в длину и 0,3 км (на севере) до 1,5 км (в центральной и южной частях) в ширину. Оно наиболее хорошо изучено среди всех палеозойских угольных месторождений Егоршино-Каменского района. В центральной части, в пределах шахтных полей, месторождение считается полностью разведанным до глубины 700 м. Мощность угленосной толщи, по данным глубокого бурения, составляет не менее 1200 м.

В центральной части (поля шахт Ключи и Бурсунка), вскрыто 17 угольных пластов суммарной мощностью 20 м, из них 10 являются рабочими. Мощность пластов подвержена значительным колебаниям из-за раздувов и пережимов и достигает 10–12 м.

В северном и южном направлениях, а также на глубоких горизонтах (до 700 м) происходит снижение угленосности за счет постепенного выклинивания отдельных пластов угля. Угли сильно разбиты кливажом, иногда раздавлены и перетерты, содержание класса 3–0 мм в добытом угле колебалось от 44 до 59 %. По внешнему виду уголь черный с жирноватым блеском, структура тонкополосчатая по витрену. Преобладают полублестящие дюрено-клареновые, реже встречаются блестящие и полуматовые дюреновые угли. Объемный вес углей 1,44, зольность товарного угля по шахтам: Ключи – 16,1 %, Бурсунка – 17,6 %, им. Кирова – 21,8 %. Низшая теплота сгорания рабочего топлива 5960 ккал/кг. Температура плавления золы более 1500°. Угли относятся к марке Т (тощие). Запасы угля шахтных полей и резервных участков Егоршинского месторождения на 1.01.2007 г. по сумме категорий А + В + С₁ – 29 090 тыс. т, С₂ – 2667 тыс. т, забалансовые – 16 292 тыс. т. Угли марки Д, зола 24 %, сера 0,9 %, НТС–28 Мдж/кг, влага 8 %.

Месторождение Буланашское открыто в 1936 г., строительство шахт начато в 1941 г. Глубина отработки по шахте Буланаш 2/5 составила 430 м, по шахте Буланаш 3/4 – 470 м. Месторождение вытянуто на 11 км, средняя ширина 2,2 км; детально разведано на глубину до 1200 м. Падение слоев восточное под углом 10–25°, вблизи выходов – до 70°. На месторождении в отложениях челябинской серии установлено 45 угольных пластов, из них кондиционных 21. Мощность последних колеблется от 0,66 до 8,49 м; средние мощности 0,84–2,03 м. Глубина залегания кровли пластов от 8 до 1090 м. Падение их пологое, строение сложное. Технический состав углей характеризуется следующими величинами (средние по пластам): зольность 13–17 %, влага лабораторная 0,9–1,3 %, летучие 37–44 %, сера общая 0,83–1,27 %, высшая удельная теплотворная способность 7845–8130 ккал/кг. Элементный состав: углерод 79,5–81,2 % (среднее 80 %), водород 5–6,2 % (средние 5,6), кислород 10,5–14,9 % (среднее 13,7 %). Угли каменные, низкой стадии метаморфизма (II), газовые, марки Гб. Зола углей тугоплавкая (температура плавления 1230–1380 °С). Угли легко обогащаемые, пригодны для газификации и полукоксования. Месторождение перекрыто чехлом водоносных опок, приток воды из которых достигает 457 м³/ч. Уровень извлечения угля из недр с начала отработки месторождения составил около 79 %. Запасы месторождения (резерв подгруппы «б» для шахт) на 1.01.2007 г. по сумме категорий А + В + С₁ – 20 098 тыс. т, С₂ – 13 785 тыс. т, забалансовые – 2253 тыс. т. Угли марки Д, зольность 30 %, сера 1,0 %. Перспективы месторождения ограничены. Возможно увеличение запасов лишь за счет глубоких горизонтов.

Месторождение Дальне-Буланашское расположено в 25 км к юго-востоку от ж. д. ст. Егоршино. Открыто в 1948 г.; разведывалось в 1953–1954 гг., 1969–1974 гг., 1979–1984 гг. и в 1995 г. Длина объекта 3,5 км, ширина в среднем 1 км. На севере примыкает к Буланашскому месторождению. Дальне-Буланашское месторождение находится в центральной части Буланаш-Елкинской депрессии. Его структура представляет собой синклиналь меридионального простирания, ограниченную на западе и востоке взбросо-надвигами с падением сместителей на запад и восток под углом от 40° до 80°. Углепродуктивной является челябинская серия верхнего триаса–нижней юры, имеющая мощность до 500 м и содержащая 42 угольных пласта, из которых 19 являются кондиционными для шахтной отработки. Средняя их мощность (по чистому углю) ко-

леблется от 0,97 до 2,05 м. Пласты в большинстве невыдержанные, сложного строения, пологопадающие. Глубина их залегания от 20 м (в среднем) до 760 м. Снижение угленосности наблюдается снизу вверх и в восточном направлении. Средние значения качественного состава угля по месторождению: зольность на сухое топливо 14,0 %, влага аналитическая 3,15 %, сера общая 1,28 %, высшая удельная теплота сгорания 7765 ккал/кг, теплота сгорания рабочего топлива 5790 ккал/кг (НТС-26 Мдж/кг).

Марочный состав углей преимущественно Г, в меньшей степени – Д. Элементный состав: углерод 78,8 %, водород 5,3 %, азот 1,8 %, кислород 11,3 %. Смола характеризуется следующими данными: действительная плотность – 1,040–1,041 г/см³, выход бензиновой фракции – 11,19–33,33 %, выход керосиновой фракции – 32,88–34,95 %, выход тяжелых масел – 24,4–32,30 %, выход пека – 23,55–25,30 %, потери – 0,87–2,13 %. Угли пригодны как сырье для газификации. Теплотворная способность сухого газа определена в 131–1500 ккал/кг, содержание СО₂ в газе 3,5–7,2 %, температура газа 340–650 °С, содержание горючего в шламе 10–15 %. По технологическим свойствам угли Дальне-Буланашского месторождения являются высокосортным энергетическим топливом. Запасы месторождения для подземной отработки (резерв подгруппы «а» для шахт), подсчитанные в 1976 г., составили по категориям А + В + С₁ – 30 384 тыс. т, категории С₂ 6260 тыс. т до глубины 600 м.

Месторождения бурых углей – Волчанское (I-1-5), Юконское (III-2-3) и Травяное (VI-3-4). Буроугольных углепроявлений известно шесть: Замарайское (I-1-24), Катасьминское (I-1-47), Рыбное (I-1-50), Латинское (II-1-5), Шайтанское (III-1-17) и Норицино-Ершовское (III-3-1).

Позднетриасово-раннеюрские угленосные отложения выполняют грабены (раннемезозойские эрозионно-структурные депрессии) Волчанско-Богословского и юга Буланаш-Елкинского бассейнов.

Угленосность приурочена к волчанской свите (верхний триас), содержащей рабочие пласты угля от 1,5 м и более. Глубина залегания пластов до 305 м. Средние суммарные мощности чистого угля в горизонтах составляют от 6,41 до 11,07 м. Кровля и внутрипородные прослои сложены аргиллитами, углистыми аргиллитами и алевролитами. Качество углей изучено хорошо: они малосернистые (0,59 %), средnezольные (28,4 %); величина рабочей влаги составляет 21,5 %, выход летучих в среднем равен 45,55 %, высшая удельная теплота сгорания в среднем составляет 6257 ккал/кг, низшая теплота сгорания рабочего топлива – 2880 ккал/кг. По характеру горения угли аналогичны сухим длиннопламенным. Элементный состав (%): углерод 69,51, водород 4,83, азот 0,95, кислород 19,5. Они не пригодны для полукоксования и экстрагирования. Выход смол составляет 8–10 % на горючую массу, битумов 3 % на сухой уголь. Уголь используется как энергетическое топливо.

Реактивная способность угля при разных температурах следующая (при зольности 34 %): горючесть при 300 °С составляет 21,6 %, при 400 °С – 68 %, при 500 °С – 97 %, при 700 °С – 100 %. Химический состав золы: оксиды кремния 46–49 %, алюминий с железом 40–47 %, кальций 1,6–4,0 %, магний 1,1–1,2 %, сера 1,7–2,3 %. Плавкость золы следующая: t_a 1500 °С, t_b – 1500 °С, t_c 1500 °С. До начала эксплуатации поверхность Волчанского мес-

торождения характеризовалась сильной заболоченностью. В настоящее время на значительной площади месторождения четвертичные отложения полностью сняты, на оставшейся части они сдренированы и характеризуются незначительной водообильностью, находящейся в прямой зависимости от выпадающих атмосферных осадков. Запасы угля (марки 2Б) на Волчанском бурогольном месторождении по сумме категорий А + В + С₁ – 4625 тыс. т, забалансовые – 13 493 тыс. т. Зольность 26 %, присутствие серы 0,5–0,7 %, низшая теплота сгорания (НТС) – 15 Мдж/кг, влага 23 %.

Уголь бурый. Месторождение Юконское. В 1956–1957 гг. на севере Алапаевского района скважинами были пересечены юрские континентальные отложения лангурской свиты с углем и лигнитом, перекрытые осадками мела и палеогена. В 1958 г. на этой площади проведены поиски на уголь, установившие несколько бурогольных линз, залегающих на глубинах 105–170 м от поверхности. Мощность линз от нескольких см до 5,5 м, они не были оконтурены. Лигниты представлены тускло-полублестящими разновидностями, имеют древесную структуру, состав их ксило-витреновый. Бурый уголь дюрено-клареновый с полосчатым строением. Его основная масса составляет 39,6 %, количество витрена 10,6 %, ксило-витрена 14 %, ксилена 6 %, фюзена 5 %, ксило-фюзена 1,4 %, смоляных телец 5 %, пыльцы и обломков спор 1,1 %, кутикулы 3,4 %, минеральных примесей 13,8 %. Зольность изменяется от 6,1 до 35,51 % (средняя – 21,56 %), влага 8,26–12,02 %, выход летучих 47,01 %, содержание серы 2,84 % (за счет пирита), высшая теплотворная способность 6545 ккал/кг, содержание углерода 68,55 %, водорода 5,28 %, кислород и азот не определялись. Удельный вес угля 1,44 г/см³, объемный вес 1,33 г/см³. Состав золы (%): оксиды кремния 31,37, алюминия 22,19, железа 10,71, марганца 0,08, кальция 16,29, магния 3,52, серы 12,19, калия 0,43, натрия 2,06, титана 1,15.

Месторождение Травяное расположено в 8 км к востоку от г. Каменск-Уральский. Обнаружено в 1943 г. при поисках мезозойских бокситов в Каменском районе. Месторождение приурочено к неглубокой котловине озерно-болотного происхождения, выполненной нижнемеловыми осадками: каолинистыми глинами, лигнитовыми глинами с залежами лигнита, песчано-глинистыми образованиями с кварцевой окатанной галькой, а на склонах котловины также пестроцветными глинами и бокситами. Продуктивные отложения перекрываются маломощным чехлом (от 1 до 8 м) морских верхнемеловых осадков, представленных тонко- и мелкозернистыми кварцевыми песками.

Весь комплекс рыхлых отложений залегают на «беликах» или известняках нижнего карбона. Лигниты образуют две залежи; наиболее продуктивная северная залежь, имея причудливые очертания, вытянута в меридиональном направлении на 500 м при ширине 150–200 м. Мощность лигнитов с зольностью до 50 % составляет от 1,1 до 27,7 м при средней мощности 5,8 м. Глубина залегания их кровли колеблется от 6 до 33 м. Качество лигнитов, принятых для подсчета запасов, характеризуется следующими показателями: влага (лабораторная) 8–30 %, иногда 40 %, зольность до 50 % (средняя 31 %), сера (общая) 0,3–1,5 %, изредка 3–4 %; летучие (на горю-

чую массу) 20–28 %; теплотворная способность (на воздушно-сухое вещество) 2500–3250 ккал/кг. Запасы угля (лигнита) Травянского месторождения определены в количестве 160 тыс. т (авторские, категории С₁).

Торф. В пределах изученной площади основные разведанные торфяные месторождения сосредоточены в северной и северо-восточной частях Зауралья. Плоский, слаборасчлененный рельеф, избыточная увлажненность, широкие хорошо увлажненные долины рек, многочисленные бессточные западины и мелководные озера способствовали поверхностному заболачиванию и образованию крупных торфяных массивов. Наименьшая заторфованность (0,35–7,3 %) отмечается южнее 58° с. ш., а также в районах Горного Урала.

По занимаемой площади месторождения небольшие (500–1500 га, редко 3500 га). Ложем торфяников являются породы палеозоя, песчано-глинистые палеоген-неогеновые и четвертичные образования. В качестве общей закономерности следует отметить преобладание верхового и переходного типов торфяников в северных частях площади и низинных торфяников на юге. В целом преобладают низинные торфяные месторождения, которые вместе с переходными составляют 72 % общих запасов. На крупных торфяных месторождениях, особенно верхового типа, средняя мощность залежей в большинстве случаев превышает 3 м, нередко встречаются торфяные месторождения, мощность залежей которых достигает 7–10 м (Катасьминское, I-1-62; Шайтанское, V-1-69; Чистое Алапаевское, III-2-27 и др.).

Верховые водораздельные торфяники сложены фускум-торфом, подстилаемым слоем осокового и осоково-гипнового торфа. Низинные представлены в основном осоково-гипновыми, осоково-сфагновыми и древесно-осоковыми видами. Залежи переходного типа – древесно-осоковыми, древесно-сфагновыми, осоково-сфагновыми. Для озерно-палюстринного торфообразования характерно формирование низинных торфов с преобладанием тростниково-осоковых разностей. В донной части часто наблюдается слой сапропеля до 2,85 м. Качество торфов отличается значительной пестротой. Степень разложения низинных и переходных торфов составляет 35–45 %, средняя зольность не превышает 6–8 %, калорийность 4800–5200 ккал (на абсолютно сухое вещество). Верховые месторождения имеют среднюю степень разложения 25–35 %, зольность 2–4 %, калорийность 5200–5400 ккал [505].

Изученность торфяных ресурсов низкая, только 14 % запасов торфа разведаны детально и относятся к категориям А + В; это главным образом эксплуатируемые месторождения. Несмотря на наличие больших ресурсов, применение торфа незначительно. Высокое качество торфа позволяет использовать его не только как котельное, но и как газо-генераторное топливо, а также как сырье торфобрикетного производства для нужд местной промышленности. Торф используется в качестве удобрения в сельском хозяйстве.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

На площади листа О-41 локализованы месторождения и проявления железа, марганца, хрома, титана и ванадия.

Железо. Является профилирующим видом минерального сырья на территории; представлено месторождениями всех рангов и многочисленными рудопроявлениями магматического, метаморфического, контактово-метасоматического, гидрогенно-инфильтрационного и осадочного генетических типов. Промышленные объекты принадлежат к восьми рудным формациям.

Магматический тип представлен титан-железородной мафитовой и ванадий-титан-железородной ультрамафит-мафитовой формациями. (Медно)-титан-ванадий-железородные месторождения пространственно и генетически связаны с габброидными и габбро-гипербазитовыми комплексами протерозойского, ордовикско-силурийского и девонского возрастов. Их локализация в пределах рудовмещающих и рудогенерирующих комплексов неравномерная. По геолого-структурной позиции, генезису, возрасту и содержанию двуокиси титана выделены следующие геолого-промышленные типы титаномагнетитовых месторождений Урала: метаморфизованный поздне-магматический высокотитанистый (кусино-копанский) в метагабброидах габбро-норитовой и габбро-долеритовой формаций позднепротерозойского возраста; позднемагматический умереннотитанистый (волковский) в габбро и габброноритах габбро-диорит-гранодиоритовой формации позднесилурийского возраста; позднемагматический и метасоматический низкотитанистый (качканарский) в габбро-гипербазитовых массивах дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации позднеордовикско-раннесилурийского возраста.

Рудотипами их являются одноименные широкоизвестные месторождения, крупнейшие на Среднем Урале. Одно малое месторождение высокотитанистых ильменит-магнетитовых руд – Маюровское (IV-1-51), расположенное в 4 км к югу от дер. Южаково. Известно с 1876 г., разрабатывалось до 1925 г. сначала карьером глубиной 10–25 м, затем небольшими шахтами. Локализуется в Маюровском габбро-пироксенитовом массиве. Протяженность рудной зоны 1,7 км, ширина 0,4 км. Рудовмещающие габбро крупнозернистые, такситовые с обособлениями грубозернистых горнблендитов и мелкозернистых роговообманковых габбро. Рудоносные участки пронизаны дайками микрогаббро и пегматоидных гранитов с оторочками вермикулита. Руды полосчатые вкрапленные и прожилковые (1–4 см), преобладает вкрапленный тип. Состоят из магнетита, ильменита и нерудных минералов: пироксена, роговой обманки, актинолита, тремолита, плагиоклаза, плеонаста, сфена. Химический состав руд (%): Fe_в 15,0–52,4; SiO₂ 9,48–31,5; TiO₂ 0,07–7,06; Al₂O₃ 14,13–15,26; Fe₂O₃ 14,4–55,36; FeO 0,5–19,3; V₂O₅ 0,08–0,9; SO₃ следы – 0,02; P₂O₅ следы – 0,63. Запасы богатых вкрапленных руд оценены по категории С₂ до глубины 50 м в 3,0 млн т при среднем содержании (%) Fe_в 34,00; TiO₂ 3,89; V₂O₅ 0,26, бедных вкрапленных

руд до глубины 100 м в 29,1 млн т при среднем содержании (%) Fe_b 18,48; TiO_2 2,21; V_2O_5 0,12. Общие запасы рудной массы на рудопроявлении (категории C_2) – 32,2 млн т [360].

Титаномагнетитовые рудопроявления среднедевонского возраста – Кузминское (IV-1-19), Редка (IV-1-31), Мокроусское (IV-1-33), Савковское (IV-1-47), Мингалевское (IV-1-48), Старопаньшинское (IV-1-40), Журавлевское (IV-1-8) пространственно и генетически связаны с габброидами петрокаменского комплекса.

Проявление Мокроусское является наиболее изученным. Расположено у северной окраины дер. Мокроусское. Известно с 1796 г. и первоначально отрабатывалось на медь. Оруденение приурочено к мезократовым амфиболовым габбро и представлено девятью телами жилообразной формы размерами до $50 \times 1-3$ м, прослежено на глубину до 15 м. Руды массивные и вкрапленные, содержат титаномагнетит, магнетит (45–55 %), ильменит (10–15 %), пирит, халькопирит, борнит, примазки медной зелени и сини, нерудные минералы (35–44 %). Средний химический состав руд (%): $Fe_{(н)}$ 35,0; TiO_2 1,36; V_2O_5 0,15; Cu 0,29; Ni 0,02; Co 0,03. Содержание TiO_2 варьирует от 0,9 до 9,0 %; Cu – от 0,09 до 6,03 %. Авторские запасы железных руд были оценены до глубины 9 м по категории C_2 в количестве 5 тыс. т руды при среднем содержании железа 35,0 % [360].

Скарновые медно-магнетитовые месторождения (контактово-метасоматический тип) на характеризуемой площади размещаются в пределах Краснотурьинского горнорудного района. Они локализованы в вулканогенно-осадочных породах дацит-андезит-базальтовой формации раннего девона в экзоконтактах ауэрбаховского габбро-диорит-гранодиоритового комплекса. Вдоль северо-западного и западного контактов одноименного массива располагаются Песчанское (I-1-27) и Воронцовское (I-1-32) месторождения, а к его восточному контакту приурочено Ауэрбаховское (I-1-28) месторождение.

Песчанское месторождение находится в 10 км к югу от г. Краснотурьинск. Относится к медно-железорудной скарновой золотосодержащей формации; по рангу – среднее. На месторождении выделены Западно-Песчанский, Ново-Песчанский, Северо-Песчанский и Южно-Песчанский участки (рудные тела). В пределах месторождения рудогенерирующий ауэрбаховский комплекс состоит из габбро, габбродиоритов и диоритов. Вмещающие породы представлены мраморизованными известняками пражского яруса мощностью до 1000 м, перекрывающимися туфоалевролитами, туфопесчаниками, туфами и лавами андезибазальтов в верхней части разреза. Породы полого падают на восток, разбиты тектоническими нарушениями на поднятые и опущенные блоки и срезаются крутым контактом интрузива. Минерализованная зона месторождения сопровождается ореолами известковых скарнов мощностью 80–120 м, реже более.

В их строении участвуют диопсид-плагноклазовые (околоскарновые) породы, гранатовые, пироксен-гранатовые, салитовые и волластонитовые разновидности. Наблюдаются различные соотношения скарнов и сопряженных с ними магнетитовых руд. Массивные магнетитовые руды размещены обычно в гранатовых и, в меньшей степени, в пироксен-гранатовых скарнах. Вкрапленное оруденение располагается во всех зонах скарновых

залежей, включая околоскарновые породы. Всего на месторождении разведано 17 рудных тел, наиболее крупные из которых достигают первых сотен метров при мощности от 40 до 80 м. Они приурочены к тектонически опущенным блокам и не выходят на поверхность, по падению прослежены до глубины 1000 м. Руды магнетитовые и сульфидно-магнетитовые со средним содержанием железа – 47,1 % (в сырой руде – 34,8 %), меди – 0,4 %, серы – 2,5 %, P_2O_5 – 0,037 %. Западно-Песчанское рудное тело отличается повышенным содержанием меди – до 0,61 %. Месторождение изучалось до глубин 500–1000 м. Балансовые запасы железных руд по сумме категорий А + В + C_1 – 107 878 тыс. т, обеспеченность запасами – 33 года, при этом 13 лет в контуре отработки.

В 5 км к северу от Песчанского месторождения находится давно разрабатываемое Вадимо-Александровское (I-1-17) малое медно-железородное месторождение. Руды магнетитовые, магнетитовые с сульфидами. Остатки запасов (на 1.01.2007 г.) по сумме категорий А + В + C_1 = 805 тыс. т при среднем содержании железа 34,65 % (в сырой руде – 23,6 %). Обеспеченность запасами – 3 года (в целой) и 2 года в контуре отработки. Месторождение изучалось до глубины 500 м.

Отработанные, не числящиеся на Балансе малые месторождения Воронцовское (7,0 млн т) и Ауэрбаховское (3,75 млн т) с кобальтово-медно-магнетитовыми рудами изучены до глубины 300–500 м. Расположенное еще южнее малое месторождение Питателевское – II-1-2 (менее 1 млн т) со скарново-магнетитовыми рудами не изучено на глубину; оно также не стоит на Балансе.

В районе г. Нижний Тагил расположено среднее месторождение Лебяжинское (шх. Эксплуатационная) – IV-1-3, представленное магнетитовыми и медисто-магнетитовыми рудами, с запасами железа 73 958 тыс. т по сумме категорий А + В + C_1 , со средним содержанием железа 29,23 %. Обеспеченность – более 100 лет (6 лет в контуре отработки).

Объекты собственно скарново-магнетитовой формации, приуроченные к метаморфическим образованиям салдинского комплекса – малое месторождение Большереченское (III-2-4) и проявление *Камбаихское* (III-2-7) расположены в западном крыле Большереченской антиклинали.

Рудовмещающими породами Большереченского месторождения выступают амфиболиты, роговообманковые и роговообманково-биотитовые плагиогнейсы, в различной степени измененные процессами мигматизации, перекрытые с поверхности песчано-глинистыми покровными отложениями мезозойского и кайнозойского возрастов мощностью до 12 м. Сульфидно-магнетитовое оруденение размещается в ореолах метасоматитов (скарнов), субсогласно залегающих во вмещающих породах. Скарны имеют гранатовый, пироксен-гранатовый и эпидот-гранатовый составы. В них выявлено шесть рудных тел преимущественно линзовидной формы. Протяженность наиболее крупного из них по простиранию составляет 494 м, по падению 490 м; средняя мощность 20 м, максимальная 67 м. Руды магнетитовые сульфидсодержащие, на отдельных участках мартит-магнетитовые и мартитовые. Главные рудные минералы: магнетит, мартит, пирротин, пирит. Последний нередко содержит повышенные концентрации кобальта. Химический состав руд (%): TiO_2 – 0,16; Fe_2O_3 – 31,88; FeO – 15,16;

MnO – 0,25; P₂O₅ – 0,07; S – 1,16; Co – 0,01. Среднее содержание железа – 39,4 %. Балансовые запасы железных руд на месторождении составляют 14,5 млн т. Кроме получения железных концентратов возможно выделение пиритных кобальтсодержащих концентратов. Общие запасы по сумме категорий А + В + С₁ = 145 600 тыс. т, С₂ = 1073 тыс. т, среднее содержание – 39,0 %. К промышленному освоению месторождение не намечается.

Месторождения осадочного генезиса относятся к трем геолого-промышленным типам: «алапаевскому», «серовскому» и «аятскому». *Алапаевский тип* приурочен к мезозойским эрозионно-структурным депрессиям, в цоколе которых присутствуют закарстованные карбонатные породы. Оруденение контролируется континентальными отложениями алапаевской толщи нижнего мела и локализуется среди аллювиально-пролювиальных образований «беликовой толщи». Размещение рудных объектов на площади неравномерное. Значительная их часть сосредоточена в Алапаевском горнорудном районе, на месторождениях которого ведутся добычные работы свыше 200 лет.

Промышленное значение имеют малые месторождения Алапаевское (IV-2-11), Зырянское (IV-2-18) и Синячихинское (IV-2-4), расположенные в субмеридиональной полосе (20 км) в районе г. Алапаевск. Месторождения весьма сходны по строению и параметрам. Рудные тела имеют в основном пластообразную форму, границы которых устанавливаются опробованием по минимальному содержанию железа (20 %). Протяженность рудных пластов составляет 5–10 км при ширине в плане 0,5–1,0 км, общая мощность, включая блоки некондиционных руд и пустых пород, от 0,5–1 до 50–70 м. Руды плотные кусковатые и рыхлые глинистые, по минеральному составу гидрогетитовые (выше уровня грунтовых вод) и стриговит-гидрогетитовые. На отдельных участках отмечены сидерититы. Среднее содержание железа составляет 38,5 %, двуокиси кремния от 2 до 60 %, серы до 0,27 %, фосфора 0,16–0,19 %. Повышенные концентрации хрома зафиксированы в бобовых рудах, лежащих стратиграфически выше рудоносного горизонта. Название месторождения ранее отрабатывались как открытым, так и подземным способом. В настоящее время законсервированы с фактическими запасами железных руд (тыс. т) соответственно: 20 439; 17 897; 2316. Южнее Алапаевского района располагается ряд малых месторождений и проявлений Сухоложского и Каменско-Уральского «районов», полностью выработанных к настоящему времени.

Хромистые бурожелезняковые оолитовые осадочные руды *серовского* типа залегают среди каолиновых глин мысовской свиты сеноманского яруса верхнего мела.

Разведанное крупное месторождение Серовское (I-1-25) данного типа расположено в пределах Серовского горнорудного района (в 15 км к северо-западу от г. Серов). На месторождении бурожелезняковые руды образуют горизонтально залегающий пласт протяженностью 12 км при ширине в плане от 2 до 7 км. Мощность пласта 6–40 м. Глубина залегания кровли пласта от поверхности 20–40 м (месторождение разведано на глубину 100 м). Рудные минералы представлены гетитом и гидрогематитом; нерудные – каолинитом, гидраргиллитом, хлоритом. Среднее содержание железа 27,5 %; содержание попутных компонентов: хрома до 4,1 %, никеля до 0,7 %,

кобальта 0,046 %. Запасы руды составляют 946 млн т. Месторождение законсервировано с запасами более 300 млн т (на Балансе не числится).

Малое месторождение осадочных бурожелезняковых руд *аятского типа* Синаро-Теченское (VI-3-22) приурочено к песчано-глинистым морским отложениям верхнего мела. Характеризуется пластовой формой, небольшой мощностью рудного тела. Запасы значительные, но из-за низкого качества руд промышленного значения объект не имеет.

Железорудные объекты таморфического генезиса (магнетит-гематитовые кварциты) известны в Верхотурско-Новооренбургской минералогической зоне в пределах древних гнейсово-мигматитовых комплексов. Наиболее значимы: малое месторождение Истокское (III-1-11) месторождение и Усть-Шайтанское (III-1-38) рудопроявление. Истокское приурочено к нижней части ромахинской толщи верхнего ордовика—нижнего силура и представлено магнетитовыми и магнетит-спессартиновыми кварцитами (гондитами), залегающими в виде линз мощностью 20–50 м на глубине 125 м среди слюдисто-полевошпат-кварцевых кристаллосланцев. Руды массивные (магнетита до 90–95 %) и вкрапленные (до 10 % магнетита). Содержание валового железа в кварцитах 23,39 %, двуокиси кремния 63,9 %, оксида марганца 0,22 %. Магнетит-гематитовые кварциты Усть-Шайтанского проявления на глубину не изучались. На сегодня промышленного значения объекты данного типа на рассматриваемой площади не имеют.

Гипергенные (водородно-инфильтрационные) проявления железа промышленного значения также не имеют. Бурожелезняковые руды данного типа встречались преимущественно на верхних горизонтах известных магнетитовых, медно-магнетитовых, колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений в виде «рудных шляп» (Тагило-Кушвинский, Дегтярский, Полевской и другие горнорудные районы), а также в коре выветривания ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации. Для последних характерны высокие содержания никеля и кобальта (до кобальтсодержащих железо-никелевых руд на Елизаветинском никелевом месторождении). Перспективы выявления промышленных элювиальных железорудных месторождений на площади ограничены локальным развитием химических кор выветривания ферритного типа. Обнаружение подобных объектов возможно в пределах мезозойских эрозионно-структурных депрессий, в бортах и цоколе которых развиты коры выветривания линейно-карстового типа на контактах известняков с магнетитовыми скарнами, сидеритами, серпентинитами, зелеными сланцами по основным вулканитам и габбро с вкрапленностью магнетита и сульфидов, залежами колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд. Их промышленная значимость будет определяться главным образом уровнем концентраций попутных элементов, таких как кобальт, никель, титан, ванадий, марганец, хром, медь, золото и др.

Марганец. На изученной территории размещены объекты марганцевых руд осадочного типа, сосредоточенные в Североуральском марганцеворудном районе, в отложениях мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской платформы. Это малое месторождение Колинское (I-1-40), проявления Комаровское (I-1-41) и Крутоложское (I-1-42). Последние распо-

ложены западнее собственно Североуральского марганцеворудного района, в полосе уже фрагментарного развития марганцевоносных палеогеновых отложений. На Балансе месторождений марганца все они не числятся. В 2004 г. выдана лицензия на геологическое изучение, разведку и добычу марганцевых руд Колинского месторождения.

Продуктивные отложения относятся преимущественно к раннепалеогеновой (полуночная пачка марсятской подсвиты талицкой свиты) глауко-нит-кварцевой формации. Наиболее крупный объект — месторождение Колинское, изученное в 1956 г. Рудный горизонт его прослежен скважинами на протяжении 3,5 км при ширине 0,5–1,5 км. Рудоносная пачка в пределах площади месторождения одним пластом простого строения с ненарушенным залеганием (разница абсолютных отметок не превышает 30–35 м. Мощность его колеблется от 5 см до 2,7 м; кондиционной принята мощность 1 м. Глубина залегания рудного пласта 130–150 м. На юге месторождения субмеридионально вытянутые рудные полосы перемежаются с некондиционными (менее 1 м) или безрудными, в северо-восточной части зафиксированы максимальные мощности (более 2 м). Руды месторождения (по составу карбонатные) содержат 22–28 % марганца, являются наиболее богатыми по сравнению с другими объектами Североуральского района. Количество кремнезема варьирует от 12,6 до 46 %, окиси кальция — от 1,1 до 5 %. Запасы марганцевых руд категории C_1 в авторском варианте по состоянию на 1.04.1995 г. составляли 3465 тыс. т при среднем содержании (%) марганца 21,92, кремнезема 22,25, железа 6,28, окиси кальция 3,46, фосфора 0,19 [398].

На месторождении Клевакинское силикатно-карбонатных и окисленных марганцевых руд (VI-2-4), расположенных на юге листа O-41, продуктивные марганценозные комплексы относятся к среднедевонскому возрасту и представлены глинисто-кремнистыми и кремнистыми яшмовидными сланцами. Среднее содержание марганца в первичных карбонатно-силикатных (аллеганит-родохрозитовых) рудах составляет 23,2 %, в окисленных рудах — 28,6 %. Технологические исследования руд Клевакинского месторождения, выполненные в 1962–1965 гг., показали следующее. Из окисленных руд получен промпродукт, подобный по качеству концентратам «агломерационный второй». Из первичных руд получен промпродукт, близкий к концентрату «карбонатный первый», отличаясь от него почти вдвое повышенным содержанием SiO_2 . Кроме того, первичные руды могут быть использованы как сырье для выплавки ферро- и силикомарганца в электропечах [167].

Три небольших месторождения — Кургановское (VI-1-1), Бородулинское (VI-1-12) и Мало-Седельниковское (VI-1-6), локализованные в кремнисто-туффито-терригенных отложениях, метаморфизованные, с окисленными и первичными рудами, более ценны как объекты поделочного камня родонит, чем как собственно марганцеворудные.

Хром. Хромитовые месторождения и проявления на территории листа O-41 приурочены к ультрамафитам дунит-гарцбургитовой, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой геологической формаций офиолитовой ассоциации, а также дунит-клинопироксенит-габбровой (платиноносной) формации. Наибольшее значение имеют месторождения, связанные с офиолитовой группой

формаций. Массивы ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации вмещают месторождения высокомагнезиальных малоглиноземистых хромитов с переменным содержанием хрома и алюминия и низким содержанием окисного железа ($\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{FeO} \geq 2,5$). Высокосортные хромитовые руды связаны исключительно с дунитами. Л. Д. Булыкин [350] выделяет пять формационных типов хромитов, присутствующих на восточном склоне Среднего Урала — ключевской, гологорский, курмановский, алапаевский и соловьевогорский. Ключевской тип представлен высокохромистыми (Cr_2O_3 в хромшпинелиде — 50–60 %) субферриалюмохромитовыми неоднородно-вкрапленными рудами (Cr_2O_3 в руде — 10–45 %), локализованными в дунитах; гологорский тип также связан с телами дунитов, пространственно ассоциирующих с верлитами и клинопироксенитами и представлен массивными и густовкрапленными рудами со средними содержаниями Cr_2O_3 44–52 %, рудные минералы — алюмохромит и субферриалюмохромит с содержанием Cr_2O_3 50–58 %. С дунит-гарцбургитовым комплексом связаны курмановский (редко- и убого-вкрапленные руды с содержаниями Cr_2O_3 5–20 %) и алапаевский (массивные, густовкрапленные руды с содержаниями Cr_2O_3 33–44 %) типы, сложенные соответственно железистым алюмохромитом и железистым хромитом с $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 50–55$ % — первый, алюмохромитом и хромпикотитом с содержаниями $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 3–47$ % — второй. Соловьевогорский тип приурочен к ультрамафитам дунит-клинопироксенит-габбровой (платиноносной) формации и представлен неоднородно-вкрапленными рудами с содержаниями Cr_2O_3 5–40 %, в состав которых входят железистый феррихромит и железистый субалюмоферрихромит ($\text{Cr}_2\text{O}_3 = 35–49$ %). Руды умеренноглиноземистые, $\text{Cr}_2\text{O}_3 : \text{FeO} = 1–3,5$. В настоящее время на балансе числятся четыре месторождения, три из которых приурочены к Алапаевскому массиву — III Поденный рудник, Вершина реки Алапахихи и Курмановское и одно (Качкинская группа) — к Первомайскому массиву.

Месторождения III Поденный рудник и Вершина реки Алапахихи пространственно сближены и на карте показаны под одним номером (IV-2-10). Месторождение III Поденный рудник представлено «зонами» густовкрапленных хромитовых руд в гарцбургитах и апогарцбургитовых серпентинитах алапаевского комплекса; среднее содержание $\text{Cr}_2\text{O}_3 = 35,73$ %. Рудные тела месторождения III Поденный рудник локализованы в зонах двух крупных разрывных нарушений субширотного (рудное тело № 1) и северо-восточного (западный фланг месторождения Шахта «Монастырь») простирания, в оперяющих данные зоны трещинах. Рудные тела имеют форму линз, жил, вертикальных столбов, четырехугольных блоков, а также образований сложной формы с многочисленными апофизами. Основное вскрытое тело месторождения (рудное тело 1) прослежено горными выработками на 150 м. Направление минерализованной зоны изменяется с северо-западного на северо-восточное, падение крутое северное. В западном направлении она постепенно затухает, на востоке обрезается разрывным нарушением северо-восточного простирания. В 2001 г. ТКЗ «Уралнедра» утверждены запасы 30 тыс. т руды по категориям А + В + С₁. С 1 января 2008 г. на месторождении числятся только забалансовые запасы в размере 28 тыс. т, добыто 20 тыс. т руды. Месторождение отрабатывается открытым способом ЗАО «Уралхром».

Месторождение Вершина реки Алапахихи состоит из нескольких групп рудных тел, расположенных в одной узкой полосе почти широтного про-

стирания общей длиной около 300 м. Рудные тела имеют форму линз, разбитых на ряд мелких блоков. Длина блоков колеблется от 1 до 10 м, горизонтальная мощность – от 1 до 15 м. Все известные здесь рудные обособления объединяются в четыре группы (участка). Ромб, Юньковский, Редники, Уступчатый. Кроме того, к юго-востоку от месторождения разведано еще два небольших рудных обособления – проявления У Гаража и В Огороде [351]. Подсчет запасов проведен по кондициям, утвержденным ТКЗ протоколом № 19 от 27.10.2006 г., в следующих параметрах: минимальная мощность рудных тел, включаемых в подсчет запасов – 1 м; минимально допустимая мощность прослоев пустых пород, включаемых в подсчетный контур запасов – 2 м; глубина подсчета запасов – 100 м. Авторские запасы месторождения составляют: 92 834 т по категории C_1 при средних содержаниях $Cr_2O_3 = 35\%$ и 4854 т по категории C_2 со средними содержаниями $Cr_2O_3 = 31,24\%$. Суммарные запасы категорий $C_1 + C_2$ – 97 688 т при средних содержаниях $34,82\% Cr_2O_3$. На баланс 1.01. 2008 г. запасы приняты как «забалансовые» в размере 97 тыс. т руды с содержанием $Cr_2O_3 = 34,96\%$. Месторождение подготавливается к отработке открытым способом.

Месторождение Курмановское (IV-2-2) приурочено к телу шпирово-полосчатых дунитов и гарцбургитов вендского алапаевского комплекса. Представлено одним крупным рудным телом (№ 1) и 17 мелкими рудными блоками линзообразной формы. Рудное тело имеет северо-западное простирание с северо-восточным падением под углами $50-60^\circ$. Тело оконтурено по бортовому содержанию $Cr_2O_3 = 15\%$, мощность его составляет от 2 до 5–6 м, по простиранию прослежено на 550 м, по падению – до глубины 14–36 м, где оно выклинивается или срезается разломом. Протяженность по падению для большинства блоков составляет от 20 до 50 м, но хромитовое оруденение встречено и на глубинах более 100 м [354].

Запасы были утверждены в 2005 г. в размере 130 тыс. т по категориям $A + B + C_1$ и 141 тыс. т по категории C_2 при среднем содержании $Cr_2O_3 = 14,69\%$. В 2008 г. на балансе осталось 76 тыс. т по категории C_1 и 141 тыс. т категорий C_2 ; забалансовые запасы составляют 234 тыс. т хромитовых руд. Месторождение разрабатывается открытым способом.

Качкинская группа (V-1-13) состоит из восьми проявлений, объединенных в одно рудное поле (малое месторождение) в пределах Первомайского ультрамафитового массива. Рудные тела приурочены к дунитам одноименного среднеордовикского дунит-гарцбургитового комплекса. Для руд характерны повышенные содержания Al_2O_3 (алюмохромиты, хромпикотиты). Форма рудных тел линзовидная, длина по простиранию 3–55 м, мощность 0,5–15 м, глубина выклинивания 5–59 м. Контакты с вмещающими породами обычно резкие. Руды мало- и среднехромистые, массивные и вкрапленные; последние слагают зальбанды рудных тел и имеют подчиненное значение. Состав руд (%): Cr_2O_3 38–49; Al_2O_3 1–26; SiO_2 5–11 [401]. В 2001 г. на месторождении утверждены запасы хромитовых руд 109 тыс. т по категориям $A + B + C_1$; в 2008 г. на балансе осталось 95 тыс. т – категории C_1 и 7 тыс. т – C_2 .

Прочие малые месторождения, а также проявления, показанные на карте полезных ископаемых, либо отработаны, либо не имеют балансовых

запасов. Приурочены они к Уфалейскому Гологорскому, Верхнетагильскому, Ключевскому и другим ультрамафитовым массивам. Оруденение феррихромитовой формации связано с дунитами уктусского комплекса позднего ордовика. Представлено мелкими шлирами хроммагнетитов и магнхромитов мощностью 0,1–1,0 м; промышленного значения также не имеет.

Титан, цирконий. Промышленные эндогенные месторождения титана в пределах площади листа О-41 отсутствуют. Собственно титановое оруденение метаморфического генезиса представлено небольшими «зонами» вкрапленности рутила в метаморфических породах гнейсово-мигматитовых комплексов Восточно-Уральской мегазоны. Повышенные скопления ильменита также отмечены на полигенном Маюровском титаномагнетитовом месторождении (рассмотрено выше) с низкотитанистыми титаномагнетитовыми, умеренно- и высокотитанистыми ильменит-магнетитовыми рудами. Извлекаемость ильменита из титаномагнетитовых руд, особенно низкотитанистого (качканарского) типа, низкая.

Потенциальными источниками титана для металлургической промышленности Урала являются ильменит-циркониевые прибрежно-морские россыпи. В последние годы в Талицком и Тугулымском районах Свердловской области выделено и активно изучалось крупное Буткинско-Фоминское скопление россыпных проявлений ильменита и циркона. В его пределах наибольшим распространением пользуются прибрежно-морские осадочные породы куртамышской свиты олигоцена, а также континентальные отложения миоцена и плиоцена. Продуктивными на ильменит-циркониевые россыпи являются куртамышские осадки. Нижняя часть их разреза представлена слабопродуктивным горизонтом песчано-глинистых отложений с большим количеством обуглившихся растительных остатков, отвечающих фациям прибрежных болот и озер, лагун. Верхний продуктивный горизонт свиты сложен преимущественно мелко- и тонкозернистыми полевошпат-кварцевыми безглинистыми или слабоглинистыми песками (с повышенным содержанием титановых минералов и циркона), нередко с характерной тонкой слоистостью, обусловленной наличием слойков с высоким содержанием шлиховых минералов. Они образуют плащеобразные залежи в понижениях и впадинах поверхности подстилающих отложений нижнего горизонта. Мощность продуктивных песков от 4 до 20 м, реже более. На отдельных возвышенных участках они эродированы.

В пределах россыпного узла с 1999 по 2001 г. ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция» осуществлялись поисковые и оценочные работы. Оконтурены Буткинское и Фоминское россыпные поля, а в их пределах перспективные участки и проявления, произведена геолого-экономическая оценка полезных компонентов с учетом их возможной комплексной отработки. Наиболее изучена на сегодня россыпь Береговая. По бортовому содержанию циркона $2,5 \text{ кг/м}^3$ выделена продуктивная залежь неправильной в плане формы размером 940×100 – 540 м и мощностью от 3 до 19,5 м. В разрезе она имеет линзовидный облик с максимальной мощностью в центральной части и на южном фланге. Распределение полезных компонентов в россыпях совместное, относительно равномерное, подчиняющееся размещению обогащенных шлихом пропластков, линз и слойков. Наблюдает-

ся некоторое обогащение рудным шлихом верхних горизонтов залежи. Содержание ильменита в пробах от 7,77 до 31,62 кг/м³, рутила от 0,40 до 1,78 кг/м³ (среднее по залежи – 0,77 кг/м³), лейкоксена от 1,84 до 6,96 кг/м³ [437].

Ванадий. Запасы ванадия учитываются в титаномагнетитовых, медно-железо-ванадиевых и уран-ванадиевых рудах, бокситах и титаномагнетитовых россыпях. На рассматриваемой территории известны два малых месторождения – Маюровское (IV-1-51) ванадий-титан-магнетитовой и Тотинское (I-1-42) ванадийсодержащей бокситовой терригенной формации. На последнем числится V₂O₅ – 600 т, при среднем содержании 0,05 %. Месторождение не обрабатывалось. Широкое развитие в пределах Каменско-Алапаевской зоны линейно-площадных кор выветривания по вулканогенно-осадочным и карбонатно-терригенным породам девонского и каменноугольного возраста, а также скоплений бокситов мезозойского возраста позволяет предполагать их возможную ванадиеносность. Данные типы оруденения ранее для этой зоны не изучались и не рассматривались.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

В эту подгруппу входят медь, свинец, цинк, никель, кобальт, молибден, вольфрам.

Медь, цинк, свинец. Рассматриваются совместно ввиду их тесной ассоциации (при переменном количественном соотношении) в месторождениях самых различных рудных формаций. Широко распространены на территории и являются профилирующими для нее видами минерального сырья.

Известны многие десятки подобных объектов; на карте полезных ископаемых показаны основные из них: месторождения и наиболее значимые проявления. Они размещаются в пределах палеовулканических поясов Тагильской и Восточно-Уральской мегазон и сформированы главным образом в палеозойское время.

Ведущее промышленное значение придается медноколчеданным и медно-цинковоколчеданным месторождениям. Значительна роль медно-скарновых и медно-железоскарновых месторождений, проявлена минерализация медно-порфирирового типа; в последнее время началась обработка гипергенных медных руд Гумешевского месторождения (медистых глин). Основные генетические типы месторождений – гидротермальный (вулканогенный и плутогенный), а также контактово-метасоматический.

Колчеданные месторождения составляют основу минерально-сырьевой базы цветных металлов Урала. Размещение их неравномерное. В пределах Тагильской мегазоны сосредоточены средние и малые колчеданные месторождения, которые входят в состав пяти таксонов: Лобвинско-Лялинской медно-золото-железородной зоны, Богомоловско-Ольховской золото-цинково-меднородной зоны, Левихинско-Кировградского золото-цинково-меднородного узла, Полевской хромово-медно-никелеворудной зоны, Дегтярской никелево-цинково-меднородной зоны. В Восточно-Уральской

мегазоне выявлены немногочисленные преимущественно малые месторождения и проявления в составе Верхотурско-Новооренбургской минерагенической зоны: Красный Бор, Чебаковское, Арамилское, Пышминско-Ключевское и др. В Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне известно среднее месторождение Сафьяновское (IV-2-50) и ряд рудопоявлений.

Возраст колчеданного оруденения в разных зонах Уральской складчатой системы различный, в целом наблюдается его омоложение в восточном направлении. На территории листа О-41 известны следующие уровни колчеданообразования: позднеордовикско-раннесилурийский (ашгиллско-раннелландоверийский), раннесилурийский, раннедевонский и среднедевонский. Колчеданоносные формации Урала принадлежат к продуктам позднеордовикско-раннедевонской и девонской палеоостроводужных систем. Среди них могут быть выделены две группы формаций, различающиеся литолого-фациальными особенностями – вулканогенные и вулканогенно-осадочные [397, 400].

Основные колчеданоносные вулканогенные формации: позднеордовикско-раннесилурийская и раннедевонская базальт-риолитовая и базальт-андезит-дацитовая (раннесилурийская и среднедевонская). С ними связано большинство колчеданных месторождений. В вулканогенно-осадочных отложениях оруденение представлено немногочисленными колчеданно-полиметаллическими проявлениями стратиформного типа. Это в частности Колпаковское (VI-2-35) проявление, руды которого залегают в вулканотерригенно-карбонатных отложениях нижнего силура.

Среднее месторождение Красногвардейское (III-1-9) расположено на южной окраине г. Красноуральск, в пределах поля вулканитов красноуральской свиты; открыто в 1917 г., разведано до глубины 750 м. Рудные тела полностью оконтурены, а «Главная сланцевая зона», вмещающая все промышленные залежи, прослежена скважинами по падению до 600–1100 м. Отрабатывалось с 1926 г. по конец 1980-х гг. Руды локализованы в апикальной части деформированного линейного (гребневидного) экструзивного купола. Вмещающие породы – экструзивно-лавовые образования, представленные плагиофировыми дацитами, дациандезитами и их эруптивными и купольными брекчиями, нередко превращенными в кварц-серицитовые сланцы и хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты. На месторождении выявлено 23 линзовидных и столбообразных рудных тела, залегающих на глубинах от 20 до 570 м субсогласно с вмещающими породами или сланцеватостью в них, имеют меридиональное простирание и крутые, как правило, восточные падения. Крупные рудные тела имеют размеры по простиранию 25–280 м, по падению 30–620 м. Средняя мощность от 1,8 до 25,4 м, в раздувах – 40–70 м («Главная линза»). На месторождении установлена первичная зональность: медноколчеданные руды по падению, а иногда в крайних частях постепенно сменяются серноколчеданными. Внутри рудных тел зональность выражается в обогащенности медью их верхних горизонтов и западных флангов. Преобладают массивные руды, вкрапленные развиты, как правило, на контактах с вмещающими породами. Рудные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, в незначительном количестве теннантит, галенит, кубанит, борнит, магнетит, золото, серебро. Содержание меди в рудах 2–2,8 %; цинка 0,73 %, серы 42 %. Сопутствующие компоненты: Au

0,5–0,8 г/т; Ag 5,–7,1 г/т, Co 0,01 %, Se – 30 г/т, Te – 60 г/т, Ga – 5,8 г/т, In – 2,5 г/т. Запасы, утвержденные в 1954 г., составляли 8900 тыс. т руды (Cu – 214,6 тыс. т). Месторождение отработано. В непосредственной близости от Красногвардейского месторождения расположена группа подобных, но более мелких объектов.

На медноколчеданном месторождении Восточно-Кушайском (III-1-16) оценены запасы руды по категории C_1 – 354 тыс. т, по C_2 – 277 тыс. т, среднее содержание меди 2,82 %, запасы меди по категории C_1 составляют 10 тыс. т, по C_2 – 2,6 тыс. т. В вулканитах базальт-андезит-дацитово-формации раннего силура (павдинская свита) располагается Северо-Калугинское месторождение. Запасы, утвержденные ГКЗ в 1959 г.: руды медно-цинковые категории C_1 – 934 тыс. т; C_2 – 17 тыс. т; забалансовые – 106 тыс. т; при среднем содержании меди 3,87 % запасы по C_1 – 36,1 тыс. т; C_2 – 0,3 тыс. т, забалансовые 0,7 тыс. т; цинка при среднем содержании 2,73 % по категории C_1 – 25,5 тыс. т.

В тектонических блоках меланжа Серовско-Маукского разлома локализовано месторождение Чусовское (VI-1-38), расположенное в 7 км к юго-востоку от г. Полевский. Рудные тела приурочены к полосе сланцеватых метасоматитов (кварц-серицитового, кварц-хлорит-серицитового составов) протяженностью около 1,5 км. Глубина залегания рудных залежей составляет 30–440 м. Основное рудное тело имеет длину по простиранию 400 м, по падению 350 м, мощность до 7 м. Форма тел линзовидная и жиллообразная, простирание субмеридиональное, падение восточное под углами 65–80°, согласное с вмещающими сланцами. Руды вкрапленные, реже массивные; по составу медистые, медно-цинковые, серноколчеданные. Средние содержания меди 5,18 %, цинка 0,17 %, серы 17,6 % золота 0,4 г/т, серебра 7,8 г/т. Запасы меди до глубины 300 м составляют по категориям $C_1 + C_2$ 25,6 тыс. т; прогнозные ресурсы нижних горизонтов месторождения оцениваются до глубины 670 м по категориям $P_1 + P_2$ в 19,5 тыс. т [401].

Крупное месторождение Дегтярское (V-1-61) известно с 1907 г., расположено на территории г. Дегтярск. Представлено одним рудным телом, залегающим в висячем боку Серовско-Маукского разлома среди кварц-серицитовых и кварц-хлорит-серицитовых сланцев по туфопесчанникам дегтярской свиты. Породы пронизаны телами риолитов и гипабиссальных плагиогранитов и образуют моноклиналиную структуру с восточным падением, ограниченную с запада серпентинитами, с востока – габбро и плагиогранитами Новоалексеевского массива. По мнению ряда исследователей, рудная залежь после своего образования была смята в складки, запрокинутые на запад, что подтверждается обратной геохимической и рудной зональностью, выраженной в размещении серноколчеданных руд в висячем боку залежи, а медных и медно-цинковых – в лежащем [401]. Длина рудного тела составляет 4,8 км, средняя мощность 10,7 м. Оно осложнено раздвигами, изгибами, блоковыми смещениями, выклинивается на глубине 610–690 м. Руды полосчатые, массивные и вкрапленные. Главные рудные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит; в небольших количествах присутствуют теннантит, галенит, барит. Средний химический состав руд (%): Cu – 1,0; Zn – 1,5; S – 45; Fe – 34; Ba – 3,34; содержание золота 1,02 г/т, серебра 13,8 г/т. Месторождение выработано.

Месторождение Сафьяновское (IV-2-50) располагается в 6 км к северо-востоку от г. Реж и в настоящее время разрабатывается открытым способом. Выявлено в 1985 г. при ГДП-50. Месторождение среднее, представлено массивными и прожилково-вкрапленными рудами, размещающимися в метасоматически измененных вулканокластитах кислого состава протяженностью в 6 км, при ширине в плане и мощности 650–850 м. По данным А. В. Коровко [407], тектоническая пластина, к которой приурочено месторождение, представляет собой фрагмент захороненной вершинной части палеовулканической постройки купольного типа в близком к первичному залеганию и имеет мощность между разломами до 450 м. Она сложена порфиоровыми массивными флюидалными и флюидално-обломочными дацитами и риодацитами, массивными и флюидалными риолитами, их туфами и туффитами, разнообломочными брекчиями и брекчиевидными породами смешанного состава, на верхних уровнях – телами сплошных колчеданов, вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами с рудокластами колчеданов, сульфидными стяжениями и осадочной сульфидной минерализацией, а также глинисто-кремнистыми образованиями и седиментогенными брекчиями. Обломочные породы с материалом преимущественно кислого состава и тела сплошных колчеданов выполняют линейную палеодепрессию каньонообразной формы, сформировавшуюся в процессе локального раздвига в экструзивно-субвулканическом комплексе риолитов и риодацитов. Ширина депрессии на верхних горизонтах достигает 200–250 м; по простиранию на северо-восток она прослежена на 3 км. Основное тело сплошных колчеданов и обломочных руд Сафьяновского месторождения имеет сложную морфологию и в общих чертах соответствует гребневидной сульфидной купольной постройке. Руды сплошных колчеданов на нижних уровнях и в западной части – преимущественно медные, а на верхних уровнях, в восточных частях и на выклиниваниях залежей – медно-цинковые, цинковые. Массивные колчеданные руды прослежены до глубины 200 м, прожилково-вкрапленные – до глубин 350–380 м. Сопутствующие благородные металлы представлены золотом и серебром. Содержание меди в богатых массивных пирит-халькопиритовых рудах более 4 %. Запасы руды по категории C_1 – 17 416 тыс. т, C_2 – 862 тыс. т, забалансовые – 42 565 тыс. т. Запасы меди и цинка при средних содержаниях меди 3,47 %, и цинка – 0,58 %: C_1 – Cu 605 тыс. т, Zn 95,4 тыс. т, C_2 – Cu 27,8 тыс. т, Zn 11,9 тыс. т, забалансовые – Cu 28,4 тыс. т.

Медно-скарновые и медно-железо-скарновые месторождения связаны почти исключительно с раннедевонскими вулcano-плутоническими ассоциациями. Промышленные месторождения меди концентрируются в окрестностях г. Краснотурьинск, залегают в известняках и туфогенно-осадочных породах нижнедевонской краснотурьинской свиты в экзоконтактах интрузий кварцевых диоритов и габбродиоритов ранне-среднедевонского ауэрбаховского комплекса. Пластообразные рудные тела приурочены к скарнированному контактам известняков, туфогенно-осадочных пород. Трубы, штоки, линзы тяготеют к зонам разломов контактов интрузивных пород. Рудные тела сложены сплошными и вкрапленными халькопирит-пиритовыми, халькопирит-магнетитовыми и сфалерит-халькопиритовыми разновидностями. В Краснотурьинском рудном узле размещены место-

рождения: Ауэрбаховское, Песчанское, Вадимо-Александровское и др. (рассмотренные выше, см. разд. «Железо»). Все объекты залегают в известковых скарнах. В настоящее время продолжают эксплуатироваться Вадимо-Александровское и Песчанское месторождения медных, магнетитовых и медно-магнетитовых руд. Запасы меди на Вадимо-Александровском месторождении при среднем содержании 1,73 % по категории C_1 – 22,9 тыс. т, C_2 – 18,7 тыс. т, забалансовые – 12,2 тыс. т. Запасы утверждались ГКЗ в 1962 г.; имеется перспектива прироста запасов на флангах. На Песчанском месторождении содержание Cu 0,12 %, запасы меди категории C_1 – 22,9 тыс. т, C_2 – 18,7 тыс. т; забалансовые (при содержаниях 3,5 %) – 12,2 тыс. т. Запасы утверждались ГКЗ в 1971 и 1982 гг.

Вторая группа медно-скарновых месторождений и проявлений связана с диоритами и гранодиоритами раннедевонского новоалексеевского комплекса и располагается в пределах Верхотурско-Новооренбургской минералогической зоны. Наиболее значительные из них – Шуралинское проявление и Гумешевское месторождение.

Малое месторождение Шуралинское (IV-1-79) расположено в 250 м к северо-востоку от пос. Шурала. Открыто в 1957 г. Нейво-Рудянской ГРП. Выявлено семь рудных тел; два наиболее крупных из них имеют размеры по простиранию 810 и 650 м. Оруденение приурочено к приконтактной зоне небольшого тела диоритов новоалексеевского комплекса с вулканогенно-терригенными и карбонатными породами шуралинской свиты. Рудные тела локализуются главным образом на контактах известняков с вулканитами дацитового состава, где развиты гранат-эпидотовые скарны. Вмещающие породы содержат вкрапленность сульфидов (в основном пирита) до 5–30 %. Руды преимущественно вкрапленные, реже прожилково-вкрапленные. По минеральному составу выделяются два типа руд: сульфидно-магнетитовые (в скарнах и скарнированных породах) и сульфидные (вне зон скарнирования). Химический состав руд (%): Cu 0,85–1,94, (до 3,0); Zn 0,01–0,43; S до 4,4. Запасы Cu по категории C_1 до глубины 400 м оценены в количестве 24,4 тыс. т (среднее содержание 1,0 %) [360]. Не разведаны южный и северный фланги месторождения. Прирост запасов ожидается на северном фланге.

Месторождение Гумешевское (VI-1-28) известно с 1702 г., расположено на северной окраине г. Полевский. Оруденение приурочено к зонам скарнированных контактов кварцевых диоритов новоалексеевского комплекса и мраморов. На контактах развиты скарны существенно эпидот-хлорит-актинолит-гранатового состава и апоскарновые карбонатные породы. Основная часть запасов приурочена к западному контакту диоритов. Рудные тела имеют характер пластообразных и линзообразных залежей меридионального простирания с падением на восток под углами 60–75°. Длина рудных тел 50–920 м, мощность 1–50 м, прослежены по падению до глубины 650 м. Руды вкрапленные, реже массивные; по составу медистые, серноколчеданные и медистые магнетитовые. Рудные минералы: халькопирит, пирит, блеклые руды, сфалерит, борнит, гематит, магнетит, арсенопирит, галенит и др. Среднее содержание меди составляет 1,41 %. В зоне окисления развиты азурит, хризокolla, самородная медь, малахит. Последний, обладая красивым декоративным рисунком, является объектом попутной

добычи. По мнению некоторых исследователей, месторождение по генезису является изначально колчеданным, впоследствии регенерированным в условиях контактового метаморфизма и метасоматоза [401]. Месторождение эксплуатировалось до 1995 г. В настоящее время оно законсервировано, оставшиеся запасы категорий $C_1 + C_2$ переведены в забалансовые.

К медно-порфировой формации отнесены проявления Верхне-Лобвинское (I-1-47), Лялинский и Гилевский рудники (Восточно-Тагильская минерагеническая зона), Южно-Гальяновское, Белозерское, Северо- и Верхнечеремшанские (Сосьвинско-Суундукская минерагеническая зона).

Лялинский и Гилевский рудники (II-1-11), расположены к западу от дер. Караул. Приурочены к западному экзоконтакту Караульского массива кварцевых диоритов и тоналитов, предположительно относящегося к ауэрбаховскому комплексу раннего—среднего девона. Массив прорывает вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы павдинской и туринской свит. В зоне контакта диоритов с вулканитами туринской свиты породы часто серицитизированы, эпидотизированы и окварцованы, содержат сульфидную (в основном пиритовую) минерализацию. Кроме пирита, изредка встречаются халькопирит, сфалерит, борнит, самородная медь, малахит, азурит, магнетит. Сульфидные и сульфидно-кварцевые прожилки содержат: Cu до 1 %, Zn до 0,1 %, Mo до 0,005 %, Ag до 0,005 %, Au до 2,0 г/т (по данным спектрального анализа).

Группа проявлений Сосьвинско-Суундукской зоны тяготеет к северному и восточному обрамлению силурийского Рефтинского габбро-диорит-плагиигранитового массива. Наиболее изучено Южно-Гальяновское проявление, где прожилково-вкрапленное оруденение локализуется как в эндоконтакте гранитоидов Алтынайского массива, так и в надинтрузивной зоне, среди вулканогенных и осадочных пород рудянской толщи среднего девона. Крутопадающие трещинно-штокверково-прожилковые зоны (мощностью до 25 м) характеризуются содержаниями меди от 0,3–1 % (в зоне первичных руд) до 3,6–5,3 % (в зоне вторичного обогащения), молибдена до 0,03 %.

Гипергенные медные руды пространственно тяготеют к медно-скарновым месторождениям. Месторождение Гумешевское (VI-1-28), благодаря крупным скоплениям поделочного малахита в зоне окисления, приобрело в XIX веке мировую известность. Месторождение комплексное. Помимо меди из окисленных и первичных скарновых руд здесь также добывались золото и серебро. Промышленные концентрации золота также приурочены к ореолам метасоматитов аргиллизитовой формации, наложенным на скарны и вмещающие их породы. В настоящее время на месторождении способом подземного выщелачивания ведется добыча меди из глинистых образований контактово-карстовой коры выветривания мезозойского возраста. К этим же образованиям приурочены и скопления золота, добыча которого также возможна технологиями выщелачивания.

Никель, кобальт. На территории листа присутствуют как эндогенные, так и экзогенные месторождения и проявления никеля с кобальтом. В настоящее время промышленное значение имеет только вторая группа. Экзогенные месторождения и рудопроявления силикатного никеля разделяются на остаточные и осадочные. Промышленную значимость на Урале

имеют в основном месторождения остаточного генезиса, связанные с определенным типом коры выветривания ультраосновных пород. Залежи осадочных руд не имеют самостоятельного значения. По условиям образования, геологическому строению и формам залегания выделяют три основных морфологических типа месторождений, соответствующих трем основным типам коры выветривания: 1) площадной; 2) линейный (линейно-трещинный, линейно-контактовый, контактово-карстовый подтипы); 3) смешанный (линейно-площадной). Площадные и смешанные коры выветривания преимущественно развиты на Северном Урале (Серовском, Салдинском и Махневском районах Свердловской области). Линейные коры выветривания наибольшее развитие получили на Среднем Урале, в южной части Свердловской области. Коры выветривания по породам ультраосновного состава характеризуются различными геохимическими типами профилей. Для площадных и смешанных кор выветривания характерен полный геохимический тип керолит-нонтронит-охристого состава. В корях линейного типа преобладает сокращенный тип керолит-охристого или керолит-охристо-кремнистого состава со слабым развитием нонтронитового горизонта. По комплексу рудообразующих минералов силикатные никелевые руды подразделяются на следующие технологические типы: 1) кремнистые – окись кремния > 45 %; 2) железистые – окись железа > 35 %; 3) магнезиальные – окись магния > 14 %; 4) глиноземистые – окись алюминия > 12 % [414]. С линейными корами выветривания связаны месторождения инфильтрационно-трещинного и контактово-карстового типов. Первые сложены многочисленными мелкими крутопадающими рудными телами. Для них характерна линзовидная, клиновидная, эллиптическая и конусовидная форма, относительно быстрое выклинивание с глубиной, крайне неравномерное чередование рудных интервалов с «пустыми» породами. В верхней части месторождений нередко присутствуют охристо-глинистые руды, состоящие из лимонита, ревдинскита, никелевых и кобальтовых охр, а также элювиально-делювиальные брекчии с обломками выветрелых серпентинитов, известняков и порфиритов, сцементированных охристо-глинистым и кремнисто-лимонитовым цементом, пропитанным никелевой зеленью (Петропавловские, Петровские рудники).

Месторождения никеля осадочного типа приурочены к поздне меловым (морским) и олигоценовым (озерным) отложениям. С первыми связано Серовское железорудное никель- и хромсодержащее месторождение, краткое описание которого приведено ниже. Со вторыми – небольшие рудные залежи Черемшанского месторождения, где помимо гипергенных силикатно-никелевых руд контактово-карстового типа, в перекрывающих их озерных лигнитовых глинах куртамышской свиты также выделены линзообразные пропластки никеленосных глин. Содержание никеля в отдельных интервалах здесь достигает 8 %.

Главные промышленные запасы силикатно-никелевых руд связаны с зонами максимального гипергенного преобразования пород субстрата. К линейно-площадному морфологическому типу относится крупное кобальт-никелевое месторождение Серовское (I-1-23). Оно расположено в 8 км к северо-западу от г. Серов и представлено пластовой залежью охристо-глинистых образований (зоны конечного окисления) и рыхлых нонтро-

низированных, хлоритизированных серпентинитов (зоны выщелачивания) общей мощностью до 30 м. Залежь имеет субгоризонтальное залегание и плащеобразную форму. С поверхности она перекрыта юрско-палеогеновыми морскими и неоген-четвертичными континентальными образованиями мощностью от 0,5 до 102 м. В ее подошве залегают слабооруденелые дезинтегрированные серпентиниты, осложненные в линейно-трещинных зонах крутопадающими линзовидными рудными телами отмеченного выше типа. По латерали залежь имеет сложное прерывистое строение. Выделено шесть изолированных участков площадью 250–2500 × 100–50 м. По данным опробования, в них оконтурено более 300 рудных тел, число которых может существенно увеличиться при обоснованных геолого-экономическими и технологическими расчетами изменениях кондиционных требований к рудам. По вещественному составу различаются три типа руд: железистые, железисто-магнезиальные и магнезиальные. Наиболее распространены высококачественные руды первых двух типов. Сложены они гетитом, гидрогетитом, гидрогематитом, гематитом, сунгулитом, керолитом; характеризуются относительно выдержанным содержанием никеля (0,86–2,67 %) и кобальта (0,02–0,08 %). Магнезиальные разности представлены выщелоченными серпентинитами с довольно выдержанным содержанием никеля (1–1,85 %) и кобальта (0,05–0,11 %). Месторождение крупное, эксплуатируется. Остаток запасов никеля на 1.01.2007 г. категорий А + В + С₁ – 390,3 тыс. т (кобальта – 21 805 кг), С₂ – 78,5 тыс. т (кобальта – 7755 кг) при среднем содержании никеля 0,76 % на влажный вес (кобальта – 0,044 %) и 1,0 % на сухой вес (кобальта – 0,057 %).

Среди стоящих на балансе известно также находящееся на временной консервации крупное месторождение контактово-карстового типа *Черемшанское* (VI-1-64). На дату утверждения (1962 г.) запасы составляли (по категориям А + В + С₁): руда – 23 002 тыс. т, никель – 222,7 тыс. т, С₂ руда – 3484 тыс. т, никель – 30,1 тыс. т; остаток никеля на 1.01.2007 г. А + В + С₁ – 30,8 тыс. т; запасы категории С₂ – 10,7 тыс. т; среднее содержание – 2,01 % на влажный вес и 2,59 % на сухой вес.

Месторождение Кунгурское (VI-1-8) доразведывается: запасы никеля категорий А + В + С₁ здесь составляют 5,2 тыс. т, кобальта – 259 кг; категории С₂ никеля – 4 тыс. т, кобальта – 197 кг при среднем содержании никеля 1,06 % на влажный вес и 1,38 % на сухой вес; кобальта – 0,053 % на влажный вес. В нераспределенном фонде числятся четыре месторождения.

Парушинское (VI-1-40), находящееся на консервации, на дату утверждения 1955 г. запасы никеля составляли – 7,7 тыс. т, кобальта – 242 кг; разрабатывавшиеся Елизаветинское (V-1-60), где остаток никеля забалансовый – 91,1 тыс. т, кобальта – 14 853 кг; Синарское (VI-1-69) на дату утверждения (2004 г.) запасы никеля составляют 23,8 тыс. т; Северное (VI-1-53) с забалансовыми запасами никеля 25,6 тыс. т (ГКЗ 2004 г.). Ранее разрабатывались не числящиеся ныне на балансе средние месторождения Липовское (IV-2-42) контактово-карстового типа и Ново-Ивановское (VI-1-26), а также малые месторождения Сохаревское (IV-2-34), Точильногорское (IV-2-38), Сусанское (IV-2-19), Капарулинское (IV-2-46), Нижне-Александровское, Калиничевское (V-1-10), Петровское (V-1-52), Гребневское (V-1-50), Крестово-Тюленевское (VI-1-72), Черноозерское (VI-1-70).

Структурное положение Липовского месторождения определяется субсогласным залеганием серпентинитов в сложнодислоцированной метаморфической толще, интенсивно инъецированной мелкими телами гранитоидов и включающей пласты мраморов. В состав месторождения входят восемь залежей, в пределах которых выделено 72 рудных тела пласто- и линзообразной формы. Минералы — гетит, гарниерит, нонтронит, монтмориллонит, галлуазит, гидрохлорит, керолит.

Еще несколько старых гипергенных объектов сейчас классифицируются как проявления: Анатольское (IV-1-32), Теплый Ключ (IV-2-31), Голендухинское (IV-2-44), Уктусское (V-1-57), Быстринское (V-2-5), Колюткинское (V-2-61) и Ключевское (VI-2-1).

Кобальт как попутный компонент присутствует также в месторождениях и проявлениях двух рассмотренных выше рудных формаций — медно-железородной скарновой кобальтсодержащей и медно-серно-колчеданной кобальтоносной.

Вольфрам, молибден. Известны единичные месторождения, несколько десятков проявлений и пунктов минерализации этих легирующих металлов. Приурочены они к гранитоидным массивам позднепалеозойского возраста в пределах Восточно-Уральской минерагенической мегазоны. Представлены вольфрам-молибденовой грейзеновой и молибденовой кварцевой рудными формациями.

Малое месторождение Южно-Шамейское (V-2-28), разрабатываемое с 2007 г., представляет собой рудный молибденовый штокверк длиной 1200 м и шириной 200 м. На глубину он прослежен до 220–280 м, падение почти вертикальное. Штокверк приурочен к восточному экзоконтакту с метавулканистами южного тела Малышевского гранитного массива. Запасы молибдена составляют 42,6 тыс. т при среднем содержании 0,080 %. В 2 км юго-восточнее расположено вольфрам-молибденовое рудопроявление Партизанское — линейный штокверк на юго-восточном фланге Южно-Шамейского месторождения. Среднее содержание молибдена там — 0,086 %. В 2 км юго-западнее расположено еще одно проявление — Южно-Малышевский вольфрамовый участок с так называемой «Приконтактной рудоносной зоной» — зоной меланжа в восточном контакте Лесозаводского габбро-диоритового массива; среднее содержание вольфрама 0,155 %. Наиболее существенные концентрации вольфрама выявлены на проявлении Рабочее (Западно-Асбестовский участок) — среднее содержание WO_3 в рудах 0,174 % и на Северо-Шамейском (V-2-18) малом вольфрам-молибденовом месторождении содержание вольфрама в рудах также значительно.

Проявления Чекуровское (VI-2-51), Окуловское (VI-2-39), Каринское (VI-2-47), Коклановское (VI-3-21) образуют два небольших потенциальных рудных поля у южной рамки листа.

Молибденовая кварцевая грейзеновая формация представлена Редкинским (IV-1-64) и Талицким (IV-1-93) проявлениями; они, возможно, имеют промышленный потенциал [419]. По объектам оценены прогнозные ресурсы. Та же формация, но с висмутом в качестве попутного компонента, представлена Пийским (III-2-6) проявлением и пунктом минерализации Путинцев Хутор (II-1-17).

Вольфрам-серебро-золоторудная жильная формация промышленного значения в настоящее время не имеет и представлена тремя проявлениями — Южно-Сосновским (VI-2-15), Озерным (V-2-2) и Шеелитовым Рудником (V-1-42). Проявление Озерное изучалось также на тантало-ниобаты; результаты отрицательные. Проявление Шеелитовый Рудник локализовано в блоке между сериями субмеридиональных и субширотных гранитоидных даек в зоне северного экзоконтакта Шарташского гранитоидного массива. В жилах, кроме кварца и шеелита также присутствуют серицит, реже микроклин, карбонат, турмалин, галенит, пирит, халькопирит, тетраэдрит, молибденит, золото. В годы Отечественной войны на этом объекте в небольших объемах извлекались шеелитовые руды. Площадь его заслуживает доизучения на возможность выявления прожилково-вкрапленного вольфрамового и золотого оруденения, особенно на участках развития мезозойских химических кор выветривания.

Алюминий. Промышленные источники алюминия на Урале представлены исключительно бокситами. Разведанные запасы бокситовых руд размещаются в Карпинском, Махневском, Алапаевском, Режевском и Каменском районах Свердловской области. По возрасту образования бокситы разделяются на палеозойские и мезозойские. Первые (девонские) образуют промышленные месторождения высококачественного сырья. Вторые (мелового возраста) имеют небольшие размеры и невысокое качество, по экономическим показателям их запасы давно переведены в забалансовые. Меловые месторождения отрабатывались с 1930-х по 1940-е годы, до открытия СУБР; поиски этих месторождений продолжались до 1978 г. включительно.

На Балансе в нераспределенном фонде числятся малые месторождения Тотинское (I-1-43) с запасами руды по категории C_1 — 1181 тыс. т, C_2 — 71 тыс. т, забалансовыми — 2063 тыс. т; Мугайское (III-2-14): руда C_1 — 3332 тыс. т, C_2 — 251 тыс. т (среднее содержание Al_2O_3 — 41,70 %, SiO_2 — 12,30 %); малые с забалансовыми запасы руды: Пироговское (VI-2-28) — 913 тыс. т (Al_2O_3 — 33,30 %, SiO_2 — 6,0 %); Одинское (VI-3-11) — 832 тыс. т (Al_2O_3 — 37,80 %, SiO_2 — 6,60 %); Бурнинское (VI-3-10) — 4576 тыс. т; Колчеданская группа — VI-3-7 (Колчеданское, Восточно-Колчеданское, Северо-Колчеданское) с общими забалансовыми запасами руды 4421 тыс. т. Первые два ранее не отрабатывались. Кроме перечисленных месторождений имеется 14 объектов, не учитываемых Балансом, но признанных в свое время перспективными [341]. На восьми из них проведены поисковые работы: это проявления Серовское (I-1-26), Винновское, Актай-Талицкое (II-1-13), Чернушинское (IV-2-8), Лужское (VI-3-5), Черноскутовское (VI-3-8), Засинарское, скв. 419 (VI-3-20). Разведаны среднее месторождение Сухарниковское (VI-3-12), малые месторождения Южно-Одинское (VI-3-13), Зырянское (VI-3-17), 24-е рудное тело (I-1-21), Нижне-Синячихинское (IV-2-3) и Южно-Борисовское (VI-3-15), проявления Монастырское (VI-3-6) и Таушканское (VI-3-14).

Единственное на листе месторождение девонского возраста Тотинское расположено в 22 км к югу от г. Карпинск, контролируется зоной регионального надвига с востока и северо-востока, вследствие чего в пространстве имеет форму клина, обращенного узкой частью на северо-запад. В его

расширенной юго-восточной части рудные тела прослежены до глубины 2,0 км, к востоку срезаются надвигом и выклиниваются на глубинах 250–600 м. Разведано более 30 рудных тел, локализованных на трех рудных горизонтах: «шайтанском», «тотинском» и «талицком». Первый горизонт, выделенный в основании эмского яруса, и третий горизонт, залегающий в известняках эйфеля, представлены маломощными (0,3–0,6 м) пластами пестроцветных глин и некондиционных бокситов. Тотинский рудный горизонт мощностью до 13,5 м залегает на неровной поверхности светло-серых массивных и брекчированных известняков эмса мощностью 150–200 м. Надрудный горизонт представлен темно-серыми грубослоистыми амфи-поровыми известняками (мощность 5–70 м). Пестроцветные диаспор-бемитовые руды преобладают (80 %), слагая верхние и центральные части рудных тел. Красные бемит-диаспоровые бокситы залегают в их основании. Среднее содержание Al_2O_3 в рудах составляет 51,70 %, SiO_2 – 9,40 %; величина кремниевого модуля – 5,3. Рудные тела прослежены до естественных границ; перспектив прироста запасов на флангах и глубоких горизонтах месторождение не имеет. Горнотехнические и гидрогеологические условия разработки сложные. Объект рассматривается как резервная сырьевая база для Богословского алюминиевого завода.

Мугайское (III-2-14) месторождение находится в Махневском районе Свердловской области. Бокситовые тела латеритно-осадочного генезиса (предположительно мелового возраста) относятся к контактово-карстовому типу, приурочены к карстовой котловине протяженностью 3 км, шириной 500 м. Бокситы каолинит-гипсбситового состава, «глинистые» – 44,5 %, «рыхлые» – 29 %, «каменистые» – 5,2 %, аллиты – 11,3 %. Центральная часть котловины разведана по сети 25×50 м, прибортовые части – 100×180 м. Выявлено 40 рудных тел протяженностью 9–50 м при мощности 2–5,5 м [407].

Ртуть, сурьма. Ртуть как попутный компонент известна в шести объектах. Четыре из них принадлежат к золоторудной адуляр-кварцевой аргиллизитовой формации – это проявления Травяное (II-1-10), Аятское (IV-1-92), Арамашевское (IV-2-36) и малое месторождение Гагарское (V-2-56); два сурьмяно-ртутных проявления – ртутно-сурьмяной джазпероидной формации – проявления Лялинское (II-1-6) и Егоршинское (IV-2-52). Лялинское и Травяное проявления располагаются в непосредственной близости в пределах Восточно-Тагильской минерагенической зоны, Арамашевское, Егоршинское и Гагарское – в Сосьвинско-Суундукской зоне, Аятское – в Верхотурско-Новооренбургской зоне. Последние четыре объекта образуют подобие группы, располагаясь вокруг Адуйского гранитного массива.

На Гагарском месторождении с 1996 г. ведется добыча золота и попутно ртути (способом подземного выщелачивания). Балансовые запасы ртути учитываются в окисленных и полуокисленных рудах верхней части месторождения на глубине от 20 до 50 м. На 1.01.1997 г. утверждены запасы золотоносной руды категории C_2 в количестве 767 тыс. т, в которой содержалось 998 кг ртути. За 10 лет разработки месторождения из растворов вместе с золотом добыто 310 кг ртути. Ртуть является вредной примесью; потребители на извлеченную из растворов ртуть отсутствуют. После извлечения золота руда, содержащая ртуть, складывается в отвалах (в районе г. Зареч-

ный) и в дальнейшем отправляется на утилизацию. В 2007 г. объем попутной добычи составил 27 кг ртути, а содержание ее в рабочих растворах составляло 1,3 г/м³.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий, тантал, ниобий. Тесно ассоциируют между собой и в переменных соотношениях образуют объекты преимущественно двух рудных формаций: бериллиеносных флюорит-слюдистых метасоматитов и редкоземельно-редкометалльной апогранатовой; многие из этих объектов имеют промышленное значение.

На крупном вольфрам-бериллиевом месторождении Боевское (VI-2-27) поисковые работы и предварительная разведка проведены в 1958–1960 гг. Месторождение представлено системой эшелонированных широтных кварцевых жил в полосе амфиболитов и биотитовых сланцев. Установлена мелко-вкрапленная берилл-флюорит-мусковитовая минерализация, образующая две зоны. Средняя мощность восточной зоны 30 м, разведанная длина 1100 м; мощность западной минерализованной зоны 15 м, длина 600 м. Содержание мусковита достигает 75 %, флюорита – 60 %, каолинита – 40 %, кальцита – 15 %. Основные типы руд: минерализованные известняки, минерализованные породы алюмосиликатного состава и сплошные флюорит-мусковитовые грейзены. Бериллиевая минерализация представлена почти исключительно бериллом, в незначительном количестве присутствует фенакит. Руды интенсивно брекчированы и в верхних частях каолинизированы (кора выветривания). С глубиной возрастает количество карбонатов. Были подсчитаны запасы BeO – 24,4 тыс. т и CaF₂ – 1946 тыс. т при содержаниях 0,1 и 8 % соответственно. В настоящее время месторождение на Госбалансе не числится [435].

В те же сроки (1957 г.) было разведано вольфрам-бериллиевое проявление Игишанское (VI-2-40), представленное серией кварцевых жил среди лейкократовых гранитов. Жилы сложены светло-серым, дымчатым кварцем и минерализованы мусковитом, флюоритом, бериллом, пиритом и халькопиритом.

Проявление Пьянковское (VI-2-31) выполнено серией жил дымчатого, светло-серого кварца протяженностью 30–60 м и мощностью 2–40 см. Жилы минерализованы бериллом, флюоритом, вольфрамитом, сфалеритом, халькопиритом. Молибден-бериллий-вольфрамовое среднее месторождение Пороховское (VI-2-49) эксплуатировалось до 1958 г., на карте полезных ископаемых показано как проявление вольфрама, молибдена. Вольфрамовое оруденение приурочено там к кварцевым жилам с карбонатами, флюоритом, слюдами, вольфрамитом, шеелитом и пиритом.

Уран-бериллий-вольфрамовое месторождение Юго-Коневское (VI-2-44) открыто в 1934 г., эксплуатировалось до 1958 г. на карте полезных ископаемых показано как проявление вольфрама, бериллия. Приурочено к системам кварцевых жил, из которых наиболее богаты диагональные; длина жил от 20 до 300 м, мощность – от 1 до 60 см. Минеральный состав: мусковит, флюорит, вольфрамит, шеелит, пирит, берилл, сфалерит, халькопирит и гале-

нит. Меридиональные кварцевые жилы содержат также молибден. Наряду с вольфрамом присутствует бериллиевая минерализация в промышленных масштабах; в последние годы обнаружен уран.

На бериллий-вольфрамовом месторождении Карасьевское (VI-2-34) рудные кварцевые жилы образуют четыре системы. Вещественный состав: кварц, полевые шпаты, марганец, берилл, флюорит, вольфрамит, шеелит, пирит, сфалерит, халькопирит, висмутин и галенит.

Промышленные собственно бериллиевые месторождения образуют компактную группу в районе г. Асбест. Бериллий здесь двух генетических разновидностей, связанных: 1) с нормальными гранитными пегматитами (присутствуют совместно с танталом), 2) с пневматолитовыми гидротермально-метасоматическими образованиями, представленными плагиоклаз-слюдитовыми и слудитовыми породами. Бериллий добывается как тех, так и других руд. На Госбалансе числится Малышевское (V-2-26) крупное комплексное (бериллиевое литийсодержащее) месторождение. Разрабатываются слудитовые и кварц-плагиоклазовые жилы. Запасы BeO категории C_1 – 6893 т, C_2 – 8873 т при среднем содержании 0,14 %; запасы Li_2O забалансовые – 10 289 т, среднее содержание 0,17 %. Малышевское месторождение – единственный состоящий на балансе литийсодержащий объект на Урале.

Разведывается малое существенно бериллиевое месторождение Красноболотное (V-2-39) со средним содержанием оксида бериллия 0,03 %. В нераспределенном фонде числятся пять малых месторождений: Красноармейское (V-2-43), запасы которого были утверждены в 1958 г. по категории C_1 – 455 т, C_2 – 136 т при среднем содержании BeO – 0,05 %; Каменское (V-2-48) – запасы BeO категорий $B + C_1$ – 271 т, C_2 – 59 т, при среднем содержании полезного компонента 0,09 % (запасы утверждались в 1956 г.); Малиновый Ключ (V-2-31) – BeO категории C_1 – 52 т, среднее содержание 0,09 % (запасы утверждались в 1956 г.); Диоритовое (V-2-32) – забалансовые запасы оксида бериллия 28 т, среднее содержание 0,70 %; Березовая Роща (V-2-33) – запасы оксида бериллия забалансовые (5 т) при среднем содержании 0,01 %. К танталсодержащим относится Малорефтинское (V-2-12) малое бериллиевое месторождение, числящееся в нераспределенном фонде; запасы BeO категорий $B + C_1$ – 42 т, среднее содержание 0,14 %.

Месторождения, где существенную роль играет тантал, связаны с гранитными редкометалльными пегматитами; тантал добывается из пегматитовых руд. Все выявленные и разведанные объекты по содержаниям и запасам тантала являются сравнительно бедными (менее 0,01 % оксида тантала), а по рангу – малыми (до 500 т оксида тантала). Кроме колумбит-танталита они содержат промышленно ценные компоненты: берилл, керамический полевой шпат, кварц, мусковит. На эксплуатируемых коренных месторождениях они занимают значительное место в балансе стоимости продукции (до 80 %), а также производство только одного танталового концентрата делает разведку этих месторождений нерентабельной. Для определения запасов и прогнозных ресурсов тантала в коренных пегматитах приняты следующие кондиции: минимальное промышленное содержание оксида тантала 0,005 %, минимальная мощность рудных тел – 3 м, максимальная мощность пустых пород – 2 м; запасы попутных компонентов (полевошпатового сырья, слюд, бериллия, оксида ниобия) определяются в блоках подсчета, независимо от их содержания

в руде. Кондиции для месторождений танталовых руд кор выветривания: минимальное промышленное содержание оксида тантала 0,0024 %, минимальная мощность рудных тел и максимальная мощность пустых пород — 2 м, предельный коэффициент вскрыши — 0,94 м³/т.

На месторождениях Липовый Лог (V-2-34), 40-летия Победы (V-2-41) и Участок № 293 (V-2-38), где минералы тантала (танталит-колумбит) составляют основную ценность руд, запасы тантала подсчитаны как в коренных породах (пегматиты), так и в корах выветривания, развитых по ним. ОАО «Малышевское рудоуправление» разрабатывает уч. № 1 месторождения Липовый Лог, запасы которого по категории C₁ составляют 370 т тантала при среднем содержании 0,0062 %. Месторождение является комплексным — на Балансе числятся также запасы ниобия и бериллия, составляющие по категории C₁ соответственно 955 т (среднее содержание 0,0160 %) и 1612 т (0,03 %). Участок № 2 подготавливается к освоению; запасы тантала здесь составляют по категории C₁ — 125 т, C₂ — 72 т (среднее содержание 0,0042 %), ниобия категории C₁ — 527 т, C₂ — 303 т (0,0179 %) и бериллия категории C₁ — 369 т, C₂ — 242 т (0,01 %). На месторождении Липовый Лог производится также переработка техногенных забалансовых руд для получения полевошпатового сырья — запасы категорий В + C₁ составляют 5401 тыс. т, C₂ — 969 тыс. т. На Участке № 2 разрабатывается также тантал-содержащая кора выветривания — запасы Ta₂O₅ категории C₁ — 68 т, C₂ — 0,4 т, среднее содержание 0,0034 %.

На месторождении 40-летия Победы запасы BeO категории C₁ — 356 т, C₂ — 1194 т (среднее содержание 0,05 %); запасы Ta₂O₅ категории C₁ — 41 тыс. т, C₂ — 232 тыс. т, (0,0063 %). На месторождении Участок 293 запасы BeO категории C₁ — 1653 т, C₂ — 35 т, среднее содержание 0,05 %; запасы Ta₂O₅ категории C₁ — 250 тыс. т, C₂ — 7 тыс. т (0,0072 %).

Перспективным на редкометалльные коры выветривания считается проявление Медведевское (III-2-15), где при поисковых работах 1974 г. в коренном субстрате установлены повышенные концентрации этих элементов: в пегматитовых жилах было установлено содержание пентоксида тантала до 0,012 %, в гранитах — содержание пентоксида ниобия до 0,006 %, а оксида бериллия — до 0,0015 %. Прогнозные ресурсы тантала в корах выветривания оценены также в ряде других проявлений (Черемшанское, Седьмой Участок, Второй Участок и др.

К довольно редкой формации редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой (Nb, Zr) принадлежит учтенное нераспределенным фондом одно месторождение — Вишневогорское (VI-1-77) в альбитизированных нефелиновых сиенитах с балансовыми запасами ниобия по категориям В + C₁ в количестве 5535 т, C₂ — 184 т и забалансовыми — 52 751 т. Запасы утверждались ВКЗ в 1950 г., ГКЗ в 1955 г., а также в 1958 и 1972 гг. Руды месторождения комплексные. Запасы Nb₂O₅ категории C₁ — 5535 т, C₂ — 184 т, забалансовые — 52 751 т, среднее содержание циркония 0,1468 %. На месторождении также производится добыча нефелин-полевошпатового сырья (миаскитов), балансовые запасы которого составляют по категориям В + C₁ 1809,2 тыс. т, C₂ — 313,5 тыс. т.

Иттрий. В конце 1980-х годов на Урале обнаружены месторождения и проявления оксидов редких земель (РЗЭ), связанные с корах выветрива-

ния мезозойского возраста. Редкоземельные коры выветривания развиты на разновозрастных и различных по составу породах субстрата: субщелочных и щелочных гранитоидах, вулканогенно-осадочных и метаморфических образованиях. Протяженность минерализованных зон до 1–2 км при ширине 25–100 м. Подсеченные мощности рудоносного элювия от 5 до 25 м, на отдельных участках до 40–50 м. На древних метаморфических комплексах оруденение развивалось в зонах разрывных нарушений по амфиболовым, биотит-амфиболовым плагиосланцам рифея, трассируемым в субмеридиональном направлении телами протрузивных серпентинитов и дайками гранитоидов проявление (Теняжское – VI-1-51). Редкоземельная минерализация в корях выветривания вулканогенно-осадочных пород девона (проявление Верхнемакаровское – V-1-59) приурочена к грабенам, в бортах которых развиты карбонатные породы, интрузии габбро-диоритов и дайки лейкократовых гранитов. Промышленные и повышенные концентрации редких земель на перечисленных объектах тяготеют к охристо-глинистым и дресвяно-глинистым продуктам выветривания. Большая часть РЗЭ экстрагирована глинистыми минералами: каолинитом, монтмориллонитом, гидробиотитом, а также гидроксидами железа и марганца. Редкоземельными гипергенными минералами являются черчит, рабдофанит; с ними связано 20–30 % РЗЭ. В нижних зонах элювия присутствуют первичные минералы-носители РЗЭ: монацит, ортит, эшинит, флоренсит, апатит, циркон, сфен [419].

Цирконий. Сосредоточен преимущественно в титан-циркониевых, редко – собственно «циркониевых россыпях (в том числе погребенных); они рассмотрены выше (см. разд. «Черные металлы»).

Кадмий. Запасы кадмия подсчитаны в «Балансе» для руд медноколчеданных месторождений (описанных выше). На Сафьяновском месторождении до 2007 г. добыто 1006 тыс. т руды, содержащей 95,5 т кадмия. Запасы кадмия на 1.01.2007 г. здесь составляют: категории C_1 – 317 т, C_2 – 535 т, забалансовые – 71,3 т, среднее содержание 0,0047 %. В нераспределенном фонде числятся запасы кадмия на Северо-Ольховском (IV-1-1) месторождении (по категории C_2 – 7,2 т со средним содержанием 0,0004 %), а также на Северо-Калугинском (III-1-3) месторождении (по категории C_1 – 165,5 т при среднем содержании 0,0165 %).

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото коренное. На карте полезных ископаемых показано 12 месторождений с балансовыми запасами (из них четыре разрабатываются, шесть законсервированы, два находятся в разведке), а также 10 отработанных ранее и 42 проявления.

Собственно золоторудные месторождения на Урале представлены четырьмя рудными формациями: золото-кварцевой малосульфидной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной и золоторудной адуляр-кварцевой аргиллизитовой. Для золото-сульфидного оруденения типична связь (а нередко и взаимопереходы) как с вышеохарактеризованными комплек-

сными золотосодержащими медно-железо-скарновыми, медно-цинково-колчеданными, колчеданно-полиметаллическими, так и с золоторудными кварцево-жильными месторождениями.

Классическим эталонным объектом *золото-кварцевой малосульфидной* формации является крупное промышленное месторождение Березовское (V-1-39) — крупнейший золоторудный объект Урала, широко известный, рассматривающийся в сводках и обобщениях по золоторудным месторождениям мира и представляющий также особый интерес как уникальный минералогический объект.

Месторождение приурочено к субширотной брахисинклинальной структуре, выполненной основными вулканитами и вулканогенно-осадочными породами ордовика—раннего силура. Она ограничена с севера и юга тектоническими пластинами метаультрамафитов и габбро-дунит-гарцбургитовой формации (Балтымский габбро-гипербазитовый «массив»), а с юго-запада — выступом эродированной апикальной части Шарташского массива гранитоидов (тоналит-гранодиоритовая формация. Рудовмещающие породы метаморфизованы на уровне зеленосланцевой фации, а в зоне контакта с гранитами превращены в роговики, тальк-карбонатные породы, пропилиты. В апикальной и надынтрुзивной части массива по разрывам субмеридионального, реже северо-восточного и широтного направлений внедрены серии протяженных даек плагиогранит-, граносиенит- и гранит-порфиоров, а также лампрофиоров (в том числе щелочных). Всего известно более 300 даек мощностью от 0,5 до 15–20 м; с глубиной все они уменьшаются в мощности и нередко выклиниваются. Промышленное золотое оруденение, прослеженное в южной части месторождения до глубин 400–500 м, а в центральной и северной — до 1,1–1,2 км, связано с системами субширотного ориентированных кварцевых жил в дайках гранитоидов и вмещающих их образованиях. Околорудно измененные породы представлены слабозолотоносными березитами по гранитоидам, серыми листовниками по вулканогенно-осадочным породам и зелеными фукситсодержащими листовниками по метагипербазитам. В зальбандах продуктивных жил с интенсивной золото-полиметаллической сульфидной минерализацией отмечается поздняя серицитизация. В целом система даек и золото-сульфидно-кварцевых (золото-шеелит-кварцевых) жил в пространстве образуют эллипсоидальное поле, ориентированное длинной осью на север.

Наибольшее сосредоточение руды отмечено на участках сгущения широтных кварцевых жил в дайках («лестничных»), а также мощных и протяженных жил во вмещающих породах («красичных») в пределах зон поперечных разломов. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, блеклые руды, айкинит, галенит, сфалерит, а также самородное золото и шеелит. Золото различных классов крупности от тонкого пылевидного до весьма крупного и самородков. Пробность металла высокая (в среднем 930 ‰), варьирует в значительном диапазоне значений: от низкой за счет существенного содержания серебра (серебристое золото) до высокой, особенно в зоне окисления. Содержание металла в рудах в среднем по месторождению — 2,5 г/т (иногда до 100 г/т и более). Месторождение эксплуатируется уже более 250 лет, сейчас работы ведутся на глубине более 500 м. Имеются перспективы прироста запасов на глубину. Запасы золота на 1.01.2007 г. по категории C_1 — 59 613 кг, C_2 — 31 624 кг при среднем содержании 1,874 г/т.

В нераспределенном фонде числятся два мелких месторождения названной формации — *Январское (Ариничевское)* — IV-1-49 и *Пушкинское (V-1-54)* с запасами золота соответственно 86 и 234 кг. Известны также восемь проявлений, из которых наиболее значимым объектом является *Сальское (IV-1-4)*, расположенное в 4 км к востоку от Телянского гранитного массива и залегающее в габбро на контакте с серпентинитами. Проявление представляет собой две кварцевые жилы длиной 400 и 170 м средней мощностью 1,5 м (от 5 см до 2,25 м). Породы сильно разрушены, эпидотизированы, оталькованы. Минеральный состав руд — кварц, пирит, халькопирит, гематит, золото. Содержание последнего достигало 17–60 г/т, среднее — 4,5 г/т.

Самая многочисленная группа месторождений и проявлений относится к *золото-сульфидно-кварцевой рудной* формации. Представителями ее являются разрабатываемые месторождения *Воронцовское (I-1-30)*, *Маминское (VI-2-14)*, разведываемые *Северо-Долгомысовское (IV-1-18)* и *Верхотурское (V-1-8)*, находящиеся в резерве *Быньговское (IV-1-55)*, *Долгий Мыс (V-1-23)* и *Крылатовско-Чесноковское (VI-1-9)*.

Воронцовское месторождение является крупным, расположено в Краснотурьинском районе и пространственно сопряжено с медно-магнетитовыми скарнами, развитыми в экзоконтакте Ауэрбаховского габбро-диорит-гранитного массива. Золотое оруденение тяготеет к зоне крупного разлома и локализовано в виде пластообразных залежей вдоль контактов пологопадающих на запад известняков с вулканогенно-осадочными отложениями краснотурьинской свиты. На месторождении кроме скарнов развиты метасоматиты золотопродуктивных березит-лиственитовой и аргиллизитовой геологической формаций. Аргиллизация наложена на все более ранние образования. Внутренние части рудно-метасоматических зон представлены кварц-серицитовыми и слюдисто-каолинит-кварцевыми образованиями (по силикатным породам) и доломит-анкерит-кварцевыми метасоматитами (джаспероидами) по известнякам. На них наложена золото-сульфидно-кварцевая минерализация стадии сопутствующего рудоотложения. Среди рудных минералов преобладают тонкокристаллический пирит, рутил, мелкое и тонкое самородное золото, с ними ассоциируют блеклые руды, арсенопирит, аурипигмент, реальгар, висмутин, антимонит, киноварь. Эта рудная ассоциация обычно наложена на более раннюю халькопирит-галенит-сфалеритовую. Для геохимических ореолов, сопровождающих золото-сульфидное оруденение, типичны серебро, мышьяк, сурьма, ртуть, барий, титан, кобальт, хром. С поверхности развиты окисленные золото-охристо-гидрогетитовые руды. Месторождение отрабатывается открытым способом.

Маминское месторождение сложено осадочно-вулканогенным комплексом пород, представленным туфами и лавами андезибазальтов, туффитами среднего и прорванными субсогласными малыми интрузиями гранодиорит-гранитового состава. Кварц-сульфидная (преимущественно пиритовая) минерализация является вкрапленной и прожилково-вкрапленной с самородным золотом; она наложена на зоны лиственитов и березитов. Первичные руды отнесены к типу минерализованных зон. Последние вытянуты на расстояние около 1 км, мощность их составляет от первых метров до 20–30 м. Всего на месторождении выделены 11 промышленных зон общей протяженностью около 2 км. По степени разложения в коре выветривания выделяются руды

окисленные и полуокисленные. Максимальные содержания металла достигают 304 г/т. Запасы золота на 1.01.2007 г. составляют: по категории C_1 – 251 кг, C_2 – 443 кг, при среднем содержании 0,432 г/т.

В группу объектов золото-сульфидно-кварцевой формации входят также три разрабатываемых ранее малых месторождения – Богомоловское (III-1-13), Сусанское (IV-2-22), Февральское (V-2-23) и 24 проявления, большая часть из которых ранее обрабатывалась старательским способом – Мысовское (I-1-50), Чадарское (III-1-40), Невьянская Середовина (IV-1-66), Коневское (IV-1-62), Шабровское (VI-1-10) и др.

Типичным объектом *золото-сульфидной формации* является Гагарское (V-2-57) малое месторождение. Оно связано с раннедевонскими гранитоидами рефтинского комплекса, тяготеет к зоне Сусанско-Асбестовского разлома. Вмещающие золотое оруденение плагиограниты рассланцованы, метасоматически изменены. Зоны метасоматитов серицит-альбит-кварцевого и серицит-кварцевого составов с сульфидной прожилково-вкрапленной минерализацией имеют крутое падение на северо-восток; мощность минерализованных пород достигает 70 м. Руды состоят из пирита, халькопирита, пирротина, сфалерита, блеклых руд, теллуридов, мелкого и тонкого золота. Золото встречается в пирите в сростках с теллурувисмутином, тетрадимитом, гесситом. Распределение металла неравномерное, содержание его варьирует от 0,5 до 34,4 г/т, в среднем составляя 0,599 г/т. Запасы эксплуатируемой части месторождения (подземное выщелачивание золотоносных кор химического выветривания) составляют по категории C_1 – 243 кг, C_2 – 308 кг. Запасы в минерализованных зонах неокисленных руд Гагарского месторождения (нераспределенный фонд): C_1 – 7970 кг, C_2 – 25 592 кг при среднем содержании 4,59 г/т. Непосредственно к северо-востоку от этого месторождения установлено продолжение минерализованных зон с серицит-кварцевыми метасоматитами. Содержание золота на месторождении Новогагарское (V-2-56) достигает 5,2 г/т.

На Мраморской площади (Сысертско-Ильменогорская минерагеническая зона) недавно выявлена интересная золото-(самороднометалльно)-сульфидная минерализация. Здесь наряду с золотоносными кварцевыми прожилками в березитизированных и аргиллизированных породах прослежены зоны углеродистых метасоматитов, накладывающихся на разновозрастные метаморфические (серпентиниты, амфиболиты, гнейсы, мраморы), интрузивные (гранитоиды) и метасоматические породы, а также на продукты мезозойской химической коры выветривания. Как потенциально крупный промышленный объект перспективно месторождение Мраморское (VI-1-20), на Чернореченском проявлении (I-1-4) идут оценочные работы.

Золоторудная адуляр-кварцевая аргиллизитовая формация представлена тремя проявлениями: Ключик, Рудноболотское и Безымянный Лог. Последнее расположено севернее г. Асбест. Оруденение там представлено золотоносными химическими корами выветривания на участке экзоконтакта массива габбро, прорванного дайками долеритов и маломощными телами гранитоидов на пересечении тектонических швов. По зонам расланцевания и дробления развиты сложные по строению ореолы метасоматитов березит-лиственитовой формации, сопровождающиеся золоторудной минерализацией. При оценке объекта выделено пять основных залежей золо-

тоносных химических кор выветривания мощностью до 40 м. Проявления Ключик и Рудноболотское по геолого-структурной позиции сходны с Долгомысовским месторождением, здесь также представлены мощные коры выветривания.

Следует отметить, что золотоносные коры выветривания мезозойского возраста развиты на всех вышеперечисленных золоторудных объектах, а также на золотосодержащих медноскарновых, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях. Этот тип золотого оруденения в настоящее время изучен недостаточно, однако его перспективы довольно высоки. К числу разведанных на этот тип относится Гумешевское месторождение. Здесь на известковые скарны с медно-сульфидным оруденением и на рудогенерирующие диориты наложены ореолы золотоносных аргиллизитов, по известнякам развиты джаспероиды. Благодаря наличию аргиллизированных силикатных и карбонатных пород на месторождении образована глубокая кора выветривания линейно-карстового типа, к которой приурочены (в зоне окисления медносульфидных руд) скопления малахита и медистых глин, а над ореолами аргиллизитов – золотоносный элювий. Медь и золото образуют как комплексные, так и (главным образом) обособленные рудные залежи. Наряду с медью из элювия технологиями выщелачивания возможна и добыча золота. Забалансовые запасы золота на Гумешевском месторождении – 8159 кг при среднем содержании 0,533 г/т. На железо-медном Вадимо-Александровском месторождении учтены запасы золота по категории C_2 – 300 кг, среднее содержание 0,305 г/т. На эксплуатируемом медно-цинковом Сафьяновском месторождении запасы золота на 1.01.2007 г. составляли по категории C_1 – 1919 кг, C_2 – 4636 кг при среднем содержании 0,283 г/т. В резервных объектах также учтено золото разных категорий: Восточно-Кушайское, Спасо-Серноколчеданное, Северо-Калугинское, Северо-Ольховское, Чусовское малые месторождения содержат золото в сумме 6 т (в т. ч. Северо-Калугинское – 4157 кг), средние содержания от 0,301 до 1,233 г/т.

Всего учтенные запасы коренного золота по листу О-41 составляют: по категории C_1 – 106 т, C_2 – 82 т, забалансовые – 48 т.

Золото россыпное. На рассматриваемой территории 73 золотоносные россыпи, стоящие на балансе, из них 15 разрабатывается, девять подготавливаются к освоению. По способу отработки россыпи подразделяются на гидравлические и дражные. Для россыпей дражного способа отработки допускаются более низкие кондиции по среднему содержанию металла. Основу сырьевой базы территории составляют Невьянская, Краснотурьинская и Шишимская группы россыпей (россыпные узлы). Подавляющее большинство россыпей приурочено к остаточным горам, меньшая часть – к зауральскому пенеплену.

Коренными источниками россыпного золота являются площади распространения рудных объектов следующих формаций (в порядке убывания значимости): золото-кварцевой малосульфидной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной, а также прочих рудных формаций с сопутствующим золотом. Решающее значение здесь имеет крупность зерен высвобождающегося металла – основная часть добытого золота уральских россыпей попадает во фракцию 0,2–0,3 мм. Форма залегания россыпей

разнообразна: пластовые, многопластовые, струйчатые, гнездовые залежи. Для россыпей горной части свойственно неравномерное распределение металла как в продольном профиле долин, так и в разрезе продуктивных отложений. Промышленные концентрации золота характерны для нижней (приплотиковой) части россыпей; они обычно приурочены к карстовым понижениям или «сланцевым щеткам» в цоколе коренных пород. По возрасту выделяются юрские, меловые, нижнемиоценовые, верхнемиоценовые, плиоцен-четвертичные и четвертичные россыпи. По генезису они подразделяются на аллювиальные и элювиальные. В четвертичных и плиоцен-четвертичных россыпях сосредоточена основная часть всех запасов. Неогеновые россыпи изучены и опробованы в меньшей степени. Меловые и юрские сохранились лишь в карсте, сложны для поисков и разведки и составляют небольшую долю общих запасов.

Самая крупная, разрабатываемая дражным (участками – гидравлическим) способом плиоцен-четвертичная россыпь *Среднейвинская* (IV-1-89) с запасами россыпного золота 2,88 т (среднее месторождение); объем горной массы – 23 852 тыс. м³, среднее содержание металла – 0,122 г/м³. Россыпь образует несколько струй в расширенной части долины р. Нейва с притоком – р. Шайтанка. Общая протяженность контуров россыпи более 20 км.

Самые мелкие из разрабатываемых (преимущественно гидравлическим способом) – неоген-четвертичные россыпи золота – Кировский и Назаровский Лога (IV-1-69) с запасами 60 и 95 кг и содержаниями 0,136 и 0,177 г/м³ соответственно.

Характерный пример погребенной древней россыпи – *Кантуровский Поко* (III-1-37). Россыпь долинная, участками террасовая, мелко- и среднезалегающая. Золотоносны галечники юрского, раннемиоценового, плиоценового и четвертичного возрастов. Древние галечники перекрыты морскими отложениями, общая мощность рыхлых образований – 15–17 м. Запасы категории С₂ – 242 кг при среднем содержании с/с-196 мг/м³ и объеме горной массы – 1235 тыс. м³ [385].

Серебро. Самостоятельных объектов не образует. Запасы серебра учтены Балансом в 14 месторождениях, как собственно золоторудных, так и комплексных, преимущественно медноколчеданных. Разрабатываемые месторождения – золоторудные Березовское, Воронцовское и Гагарское, комплексное золото-медноколчеданное Сафьяновское, железо-медное Вадимо-Александровское. В нераспределенном фонде золоторудные месторождения – Гагарское, Долгий Мыс и Крылатовко-Чесноковское, комплексные медноколчеданные – Северо-Ольховское, Чусовское, Спасо-Серноколчеданное, Северо-Калугинское и Гумешевское.

На месторождении Березовское (V-1-39) на 1.01.2007 г. запасы серебра составляют по категории С₁ – 1417,6 т, С₂ – 85,6 т, забалансовые – 40,7 т (среднее содержание 4,64 г/т). На эксплуатируемой части Гагарского месторождения (V-2-56) запасы серебра по категории С₂ – 4,5 т, забалансовые – 2 т (5,87 г/т), в части нераспределенного фонда: С₁ – 35 т, С₂ – 90,2 т, забалансовые – 5 т при среднем содержании 20,14 г/т.

На Воронцовском месторождении в окисленных рудах числится по категории С₁ – 6 т, забалансовые – 8,3 т (среднее содержание 32,26 г/т); в пер-

вичных рудах C_1 — 30,2 т, C_2 — 5 т, забалансовые — 19,6 т (8,22 г/т); кроме того, в подготавливаемых к добыче (за контуром открытых работ) окисленных рудах по категории C_1 — 2,7 т (среднее содержание 4,84 г/т), в первичных рудах: забалансовые — 1,2 т (3,66 г/т). В месторождениях Долгий Мыс (IV-1-20) — C_2 — 0,4 т (6,78 г/т); в Крылатовско-Чесноковском (VI-1-9): C_2 — 1,9 т, забалансовые — 0,4 т (2,08 г/т).

На комплексном Сафьяновском месторождении запасы серебра составляют по категории C_1 — 75,4 т, C_2 — 235,9 т, забалансовые — 21,3 т при среднем содержании 11,11 г/т; Вадимо-Александровском — C_2 — 9,4 т, забалансовые — 1,2 т (7,41 г/т). В комплексных медноколчеданных месторождениях — Северо-Ольховском запасы серебра составляют по категории C_2 — 20,2 т, при среднем содержании 11,44 г/т; Чусовском — C_2 — 3,9 т (8,67 г/т); Спасо-Серноколчеданном — C_1 — 5 т, C_2 — 2,5 т (10,87 г/т); Северо-Калугинском — C_2 — 54,6 т (35,92 г/т); Гумешевском — забалансовые запасы серебра 81,6 т при среднем содержании 5,33 г/т.

Всего учтенные запасы серебра составляют: по категории C_1 — 1571,9 т, категории C_2 — 514,1 т, забалансовые — 181,3 т.

Платина и платиноиды. Промышленные эндогенные месторождения платиноидов в районе отсутствуют. Единичные проявления и пункты минерализации связаны с ультраосновными породами дунит-гарцбургитовой формации и главным образом дунит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Платиносного пояса; последний картируется небольшим фрагментом в юго-западной части листа. Платиносность связана с дунитами и хромитовой минерализацией в них; платинометальное оруденение кемпирсайского, верхнейвинского, нижнетагильского типов. Платиноиды установлены в восьми ультрабазитовых «массивах». Содержащие их рудные объекты относятся к хром-платинометальной ультрамафитовой формации.

Проявление *Луковское* (IV-1-30) расположено в Восточно-Тагильском массиве альпинотипных ультрамафитов, дунит-гарцбургитовой формации (верхнейвинский тип оруденения). Выявлено и опробовано в 1932 г. трестом «Уралзолото». Здесь развиты в различной степени серпентинизированные перидотиты (преимущественно лерцолиты) и апоперидотитовые серпентиниты, участками содержащие до 2–3 % хромита и спорадическую вкрапленность пентландита. Результаты анализов на осмистый иридий и платину (трех лабораторий) показали существенно разные результаты: от 0,05 до 10 г/т суммы платиноидов. Валовая проба весом 2,5 т из всех шурфов дала содержание платиноидов 0,25 г/т (при извлечении — около 0,20 г/т). Осмистый иридий в продуктах обогащения наблюдался в виде отдельных светлых зерен и в сростаниях с зернами хромшпинелидов [434].

Проявление Лешачьи Лога (V-1-11) локализовано в Верх-Нейвинском массиве. Выявлено в 1941 г. попутно при разведке платиновых россыпей. В верхней части россыпи обнаружен самородок таблитчатой формы весом 1,9 г, по составу отвечающий осмистому иридию (платины — следы, родия нет). На проявлении развиты в различной степени серпентинизированные перидотиты и апоперидотитовые серпентиниты с высокохромистыми рудами (окиси хрома в массивных разностях 3–60 %, во вкрапленных — 35 %). Опробование хромшпинелидов на осмистый иридий и платину (в местах

повышенных содержаний в россыпях) показало весовые количества платиноидов в четырех пробах. Конкретные данные отсутствуют.

Проявление Омутнинское (VI-1-44) расположено в одноименном массиве, представляет нунетагильский тип оруденения. Открыто в 1908 г. старателями, не разведано. Массив состоит из «дунитового ядра» размером 1 × 3 км и «пироксенитовой оторочки», окружен габброидами. Коренной платины не наблюдалось, но куски хромистого железняка до сантиметра величиной встречались в вершинах Второго и Старичного логов. Непосредственно в дунитах содержание платины составляет 0,527 г/т. Присутствие платиноидов в минеральной форме обнаружено только в образцах с хромитом (концентрации МПГ до 0,056 г/т). Коренная платина в целом не изучена, россыпная содержит осмистый иридий и иридий до 15–20 %.

Проявление *Окуневско-Рефтинское* (V-2-20) выявлено в начале 1980-х годов. В течение 1984–1988 гг. Баженовской ГРП отобрано около 300 проб гипербазитов из шести скважин на участке Баженовского массива, где развита дунит-верлит-клинопироксенитовая ассоциация. По результатам пробирно-спектрального метода анализа, в 17 пробах установлены относительно повышенные содержания платиноидов: платины от 0,038–0,220 г/т, палладия – 0,05–0,16 г/т (верхнейвинский тип). В 5 км южнее в 1985 г. была отобрана проба хромитовой руды. По данным ЦНИГРИ, Pt – 0,051 г/т, Os – 0,028 г/т, Ru – 0,046 г/т, сумма МПГ – 0,12 г/т (алапаевский тип).

Проявление Пьяноборское (V-2-60) находится в северной части Ключевского массива. На Пьяноборском хромитовом месторождении в 1988 г. отобрана проба хромитовой руды с сульфидами. По данным ЦНИГРИ, в руде содержится 0,103 г/т МПГ, в том числе платины – 0,093 г/т, палладия – 0,005 г/т, родия – 0,005 г/т (кемпирсайский тип). В южной части массива ЦНИГРИ проанализированы пробы с Заячьего, Беспаловского, Федосеевского проявлений хромита. Установлено соответственно 0,107 г/т, 0,157 г/т, 0,124 г/т платиноидов. Кроме платины (0,047–0,097 г/т) обнаружены палладий (до 0,077 г/т), осмий (до 0,014 г/т, родий (до 0,0039 г/т), рутений – до 0,027 г/т (верхнейвинский тип). Всего на Ключевском массиве было отобрано в 1988–1992 гг. более 40 проб, из которых 30 показали значимые содержания платиноидов.

На проявлении платины Елизаветинское (V-1-62) в 1989 г. в пределах одноименного месторождения железо-никелевых руд Уктусский массив опробована кора выветривания ультрамафитов. Платина установлена в двух пробах – 0,13 и 0,082 г/т (сахаринский тип – хромисто-магнезиальные коры выветривания). Пункты минерализации платиноидов установлены на Верхнетагильском (Pt – 0,058 г/т, Pd – 0,042 г/т), Первомайском – (Ir – 0,06 г/т, Pt – 0,04 г/т) (Качкинское проявление хромитов), Алапаевском (Pt – 0,047 г/т, Pd – 0,041 г/т, Rh – 0,002 г/т, Os – 0,004 г/т, Ir < 0,020 г/т, Ru – 0,008 г/т, Au < 0,050 г/т) ультрамафитовых массивах.

В последние годы выявлены новые типы платинометаллической самородной и сульфидной минерализации: в углеродистых (черносланцевых) вулканогенно-осадочных образованиях рифея и ордовика (золото-платинопалладиевый), а также на колчеданных, скарновых медно-магнетитовых, медно-молибден-порфириновых, золото-сульфидно-кварцевых и сульфидно-никелевых месторождениях и проявлениях. Эти типы платиноидной ми-

нерализации сегодня находятся на начальной стадии исследования, требуют дальнейшего обоснования и тщательного изучения, особенно в плане комплексования с рудами других металлов: хрома, меди, никеля, свинца, цинка, золота.

Среди россыпных платиновых и золото-платиновых месторождений промышленное значение имеют приуроченные как к современной речной сети, так и к древней (кайнозойской, мезозойской). Коренные источники платины и палладия связаны с габбро-гипербазитовыми массивами Платиноносного пояса; источники осмия, иридия, рутения — с породами дунит-гарцбургитовой формации. В Балансе россыпей все минералы платиновой группы объединены под одним названием «платина». Промышленное значение имеют четвертичные россыпи, в которых сосредоточены две трети всех запасов. Юрские, меловые и неогеновые россыпи изучены и опробованы в меньшей степени. Для россыпей каждой возрастной группы характерно неравномерное распределение платины как в продольном и поперечном профиле россыпеконтролирующих долин, так и в разрезе продуктивных отложений. Как для россыпного золота промышленные концентрации металла характерны для нижних (приплотиковых частей россыпей), обычно приуроченных к карстовым понижениям или сланцевым щеткам в цоколе коренных пород.

На карте полезных ископаемых почти все россыпи, где есть платиноиды (18 месторождений) показаны как золото-платиновые. Лишь одна собственно платиновая — Перевозная Боровина (II-1-19), хотя формально «собственно платиновыми» считаются россыпи с запасами платиноидов более 75 %. Числятся также одна «золото-платиновая» (платины вдвое больше золота) — Туринско-Талицкая (II-1-16), одна «платино-золотая» (платины 41 %) — Туринская (II-1-14), еще две могут с натяжкой считаться «платино-золотыми» — Большой Чирок (III-1-7), где платины 22 %, и Тагильская — устье Ольховки — Вьюшино (III-1-35), где платины 19 %. Остальные 14 россыпей, содержащих учтенную Балансом платину, фактически являются золотыми с примесью платины — запасы ее колеблются в пределах от 10 % — Белая Теляна (III-1-41) до 0,15 % — Левобережная (IV-1-45).

Россыпь Перевозная Боровина (малая по запасам) расположена на р. Тура, в 27 км к юго-западу от г. Верхотурье, является четвертичной, долинной, мелкозалегающей, аллювиального генезиса. Балансовые запасы платины 187 кг (80,1 %), золота 28 кг (19,5 %) при среднем содержании соответственно 166 мг/м³ и 18 мг/м³, забалансовые запасы 76 кг (Pt), 11 кг (Au). Длина россыпи 1,3 км, ширина 200—400 м (средняя 300 м), мощность рыхлых отложений средняя 5,4 м, горной массы — 1468 тыс. м³. Способ обработки — гидравлический.

Россыпь Туринско-Талицкая, средняя по запасам, расположенная в 28—33 км к юго-западу от г. Верхотурье, является мезозойско-кайнозойской (юра, неоген, голоцен) многопластовой, мелко- и среднезалегающей аллювиального генезиса. Общие балансовые запасы платины составляют по категориям C₁ + C₂ — 482 кг (64 %), золота 276 кг (36 %) при средних содержаниях 125 мг/м³ и 53 мг/м³ соответственно. Россыпь состоит из нескольких участков: Восточный, правая терраса р. Тура, Западный участок южной террасы, левая терраса р. Большая Талица, правая терраса р. Большая Глубокая. Длина участков от 400 до 1400 м (общая 5150 м), ширина от 30 до

400 м, мощность средняя от 3,6 до 9,6 м. Мощность торфов 0–18,3 м, песков 1–16 м. Вскрыша 1/1,5. Способ отработки – гидравлический.

Всего учтенной россыпной платины 2458 кг. Россыпи предварительно подразделяются на предназначенные для дражной отработки и бульдозерно-гидравлические. В настоящее время при все большем применении крупных шагающих экскаваторов способ отработки определяется производителем работ в зависимости от рентабельности.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. На площади листа О-41 известно около 150 проявлений, а также более 250 аномалий и пунктов минерализации уранового и урано-ториевого оруденения, связанного с рифейско-палеозойскими формациями. Промышленных месторождений нет. По характеру гидротермально-метасоматических и гипергенных процессов урановорудные объекты в генетическом отношении можно разделить на две основные группы – эндогенные и экзогенные. Эндогенные (гидротермальный тип) подразделяются на генетические подтипы: 1) высокотемпературные метасоматические; 2) высокотемпературные метасоматические с наложением более поздних гидротермальных процессов; 3) низкотемпературные гидротермальные в связи с зонами кислотного выщелачивания и аргиллизитами. На карте показано 23 эндогенных объекта (проявления и пункты минерализации) урановой аргиллизитовой рудной формации.

Высокотемпературное урановое и уран-ториевое оруденение выявлено в большинстве случаев при поисках и разведке других полезных ископаемых: железных, медно-кобальтовых, золотых, редкометалльных, редкоземельных руд. Урановая минерализация на этих месторождениях преимущественно находится в контурах основных рудных тел или вблизи них, причем в одних случаях она является более поздней, наложенной на основные руды, в других сформирована в процессе высокотемпературного рудогенезиса, входя в состав редких и редкоземельных минералов в изоморфном состоянии. Урановое оруденение во всех этих случаях не имеет самостоятельного значения, образуя либо мелкие линзы, гнезда и рассеянную вкрапленность уранинита в главных рудных телах, либо находится в дисперсном состоянии среди породообразующих и редкометалльно-редкоземельных минералов в зонах березитизации, калиево-натриевого и карбонатного метасоматоза. Характерна пространственная и генетическая связь оруденения с гранитными, сиенитовыми и миаскитовыми интрузиями, многоэтапность и многообразие предрудных, рудных и послерудных метасоматических процессов, иногда с наложением (слабопроявленным) более низкотемпературных стадий.

Урановое (уранинит-сульфидное) и урано-ториевое оруденение в связи с редкометалльными гранитами (пегматитами) широко развито в зоне Восточно-Уральского мегантиклинория, локализуясь в основном в пределах крупных пегматитовых полей на Среднем Урале, а также среди древних метаморфизованных толщ Мурзинско-Адуйского блока в ареалах позднепалеозойских гранитных интрузий. Незначительное развитие ураноносных

пегматитов отмечается вблизи гранитных массивов, в частности Гаевского. Пегматиты имеют сложную форму линзообразных залежей и даек, имеют преимущественно бериллий-тантал-ниобий-уран-ториевую специализацию (пункты минерализации) Бреховской (III-2-9), Москальский (III-2-11) и Кваршинский (III-2-12). Другие пункты минерализации с аналогичным оруденением установлены в Адуйском гранитном массиве – Крутихинский (V-2-14), а также в районе Светлоозерского медно-железорудного месторождения – Светлоозерский (II-2-4).

Уранинит-молибденитовое оруденение в связи с медно-кобальтовыми рудами в зонах березитизированных пород установлено в пределах Медведовско-Свердловского синклинория, вдоль Мостовского глубинного разлома. Рудное поле медно-кобальтового месторождения Пышминско-Ключевское (V-1-34) имеет размеры $3,0 \times 1,5$ км и локализуется в меридиональных зонах рассланцевания, по которым развиты гидротермально измененные породы (хлоритовые, биотитовые, актинолитовые и карбонатно-хлоритовые сланцы и листвениты). Известны 52 минерализованные зоны протяженностью до 600 м и мощностью от 0,3 до 8,0 м. Урановая минерализация (проявление V-1-35) локализуется в четырех из них (в центре рудного поля) и приурочена к узлам сочленения меридиональных и субширотных разрывов. Она более поздняя, наложенная на медно-кобальтовое оруденение и зоны сульфидизации, образует ряд рудных столбов с размерами по простиранию до 90–100 м, а по падению – до 200–300 м при мощности от десятков сантиметров до 4,2 м (в раздувах). Рудные тела имеют форму гнезд (до 2×3 м) и тонких линз длиной 5–10 м, мощностью от 5 до 15 см; и представлены магнетит-молибденит-уранинитовыми микропрожилками в сульфидных жилах, а также во вмещающих сланцах карбонат-хлорит-биотитового состава. Зачастую вкрапленность уранинита в сульфидных жилах приурочена к чешуям и скоплениям темного биотита. Содержание урана колеблется от 0,01 до 0,6 %, составляя в среднем 0,01–0,04 %, молибдена – от 0,01 до 1,0 %, кобальта от 0,05 до 1,0 %, меди от 0,05 до 5–10 %. Запасы урана (авторские) в промышленных рудах по категориям $C_1 + C_2$ составляют 13–15 т.

Уран-торий-редкометалльно-редкоземельное оруденение в связи с карбонатитами и миаскитами известно в пределах Сысертско-Ильменогорского антиклинория, где располагается редкометалльное месторождение Вишневогорское (VI-1-77) и рудопроявления тантал-ниобиевых руд, содержащих в виде примеси также уран и торий. Рудные объекты связаны с ильменогорско-вишневогорским карбонатит-миаскитовым комплексом позднеордовикского возраста. Рудные залежи слагают линейные штокверки и прослеживаются по простиранию до 4,0 км (и на глубину от 200–300 до 500–800 м при мощности от 15–20 до 40 м). В пирохлоровом концентрате Вишневогорского месторождения содержание U_3O_8 – 1,2 %, ThO_2 – 0,37 %. Концентрации урана в отдельных пробах достигают 0,2–0,21 % при максимальных содержаниях тория от 0,4 до 1,27 %. Прогнозные ресурсы категории P_1 на Вишневогорском месторождении составляют: U_3O_8 – 5,6 тыс. т, ThO_2 – 1,7 тыс. т [397].

Высокотемпературная минерализация с наложением более позднего низкотемпературного уранового оруденения связана с гранитными интрузи-

зиями верхнего палеозоя и располагается как в их эндо-, так и экзоконтактах, где присутствуют дайки и малые тела лейкогранитов, аляскитов и пегматоидных гранитов. Гранитоиды в большинстве своем в разной степени грейзенизированы, иногда березитизированы, зачастую несут редкометалльную рудную минерализацию; отмечаются также более ранние альбитизация и биотитизация пород. Поздние процессы аргиллизации проявлены либо слабо (только вдоль плоскостей трещин), либо интенсивно, захватывая значительные объемы ранее гидротермально проработанных пород. Выделяются несколько геолого-минералогических разновидностей этого оруденения, масштабы проявления которого иногда выглядят значительными (рудопроявления урана Юго-Коневское, Кирдинское и Газетинское II).

Юго-Коневское проявление располагается на площади одноименного месторождения вольфрама и бериллия (VI-2-44), в восточной эндо- и (частично) экзоконтактовой зонах одноименного массива биотитовых и лейкократовых гранитов. Месторождение эксплуатировалось на вольфрам, представлено кварцево-жильным полем (300 × 200 м), где известно порядка 1200 крутопадающих (65–90°) жил, прослеженных до глубины 200 м. Состав жил: кварц, флюорит, вольфрамит, шеелит, берилл, пирит, сфалерит, халькопирит и гематит. На уровне шахтных горизонтов урановое оруденение установлено во всех жилах, располагаясь в их зальбандах или в тектонических глинках трения в виде изолированных мелких гнезд и линз мощностью от 1–2 до 25–40 см (в среднем 7–9 см). Содержание урана колеблется от 0,01 до 0,35 %, иногда достигает 1,–1,5 %, с глубиной отмечается тенденция к увеличению масштаба оруденения. Минерализация повсеместно представлена урановой смолкой, урановыми чернями в ассоциации с пиритом, марказитом и мельниковитом, реже встречается уранинит. При более позднем изучении этого проявления вдоль контакта интрузии прослежен ореол уранового оруденения на протяжении 1000 м при ширине 300–350 м, вскрыт бурением до глубины 350–400 м. Урановое оруденение с концентрациями 0,01–0,02 %, в отдельных гнездах 0,03–0,07 %, приурочено к прожилково-штокверковой грейзеновой зоне с проявлением наложенных процессов гематитизации, пиритизации, гидрослюдизации, каолинизации, развитых вблизи трещинных зон мощностью до нескольких метров. Прогнозные ресурсы урана категории P₁ на рудопроявлении оцениваются в 2342 т с бортовым содержанием урана 0,01 % [379].

Рудопроявление урана Кирдинское располагается на площади Коклановского (Кирдинского) вольфрам-молибденового месторождения (VI-3-22) в восточном эндо- и экзоконтактах Коклановского массива лейкогранитов, который прорывает рифейские сланцы с прослоями известняков и кварцитов. Граниты и сланцы в свою очередь прорваны штоками и субширотными дайками долеритов и базальтов триасового возраста. В зоне экзоконтакта развиты пропилиты и магнетитовые скарны, в гранитах и в ближайшем экзоконтакте (до 200–250 м) размещается мощная зона грейзенизированных пород (глубиной более 700 м и размером в плане 2 × 1,4 км) с редкометалльным оруденением. Основными минералами грейзенов являются: в гранитах – молибденит, в сланцах – шеелит и вольфрамит. Внутри редкометалльного грейзена развиты аргиллизиты каолинит-гидрослюдистого состава, причем в них и ореолах грейзенизации широко проявлено

урановое оруденение, локализующееся преимущественно в гранитах и сланцах, частично в скарнах, серпентинитах, долеритах и базальтах, образуя многочисленные линзы и гнезда с содержаниями урана от 0,01 до 0,151 %, (в среднем – 0,017 %). Минерализация представлена уранинитом, браннеритом, настураном, коффинитом, урановой чернью, ортитом. Прогнозные ресурсы по категории P_2 урана по оценке разных авторов составляют от 9 тыс. т при среднем содержании 0,019 % до 21 тыс. т при среднем содержании 0,016 % и 38 тыс. т при бортовом содержании 0,01 %.

На недавно выявленном урановом рудопроявлении Газетинское II (VI-2-10), наиболее интенсивный ореол (западный) приурочен к телу эпидотовых метасоматитов мощностью 3 м среди гранито-гнейсов. По данным бороздового опробования, в канаве выделено рудное тело мощностью 2,15 м со средним содержанием урана 0,081 %, в том числе на мощность 0,85 м – 0,143 %. Концентрация тория в рудном интервале – 0,001–0,003 %. Микроскопическим анализом в рудных эпидозитах определены две группы минералов: более ранние (высокотемпературные) ортит и браннерит, а также отложившиеся позже низкотемпературные коффинит и настуран.

Низкотемпературное урановое оруденение объединяет многочисленные объекты, формирование которых происходило в заключительные стадии гидротермального процесса в зонах тектонических нарушений (березитизация и аргиллизация пород), сопровождавшиеся настуран-сульфидной минерализацией. Данные объекты представляются наиболее перспективными на эндогенное урановое оруденение (в том числе и на высокопродуктивное) и подразделяются на несколько основных разновидностей (минеральных типов).

Настуран-сульфидное оруденение в зонах аргиллизированных гранитов верхнего палеозоя характеризуется проявлением *Георгиевское* (IV-2-40). Оно локализуется в Мурзинско-Адуйском антиклинории, в восточном эндо- и экзоконтакте Соколовского гранитного массива, который прорывает углисто-глинисто-кремнистые и кварц-слюдяные сланцы и известняки нижнего силура. Рудопроявление располагается в узле сопряжения Суванско-Асбестовского меридионального разлома с разрывом северо-восточной ориентировки. Ураноносная минерализованная зона прослежена бурением по простиранию с перерывами вдоль всего восточного эндоконтакта гранитного массива на расстояние до 7 км при ширине 100–120 м и по падению до 400 м. Зона представлена серией прерывистых линз с содержаниями урана 0,01–0,015 % на мощность до 2,0–4,2 м; в пределах зоны выделяется ряд мелких рудных тел с содержаниями урана до 0,4–0,96 % на мощность от 0,05 до 0,2 м. Урановое оруденение размещается в полях трещиноватости, вдоль плоскостей трещин граниты гематитизированы, содержат молибденит, марказит, флюорит, карбонат и сидерит; настуран при этом тесно ассоциирует с пиритом, гидрослюдой и каолинитом. Подобное оруденение встречается в пунктах минерализации Черновский (V-2-9), Квартал 53 (V-2-34).

Настуран-сульфидное оруденение в связи с зонами аргиллизации развито в северной краевой части силлоподобной интрузии покровского риолитового комплекса, залгающей среди андезитобазальтов и известняков нижнего–среднего девона. Здесь бурением выявлено (IV-2-51) рудопроявление урана Малотрифоновское. Оруденение установлено на площади

900 × 1700 м, располагаясь в интервале глубин от 60 до 400 м (в основном 150–200 м), где приурочено к пологим «послойным» зонам дробления и гидротермального изменения риолитов, локализуясь преимущественно в приконтактовых частях силла. Скважинами вскрывается от 1–2 до 11 ураноносных зон мощностью от 1–2 до 10–16 м с содержаниями урана от 0,005 до 0,02 % (на мощность от 0,1 до 2,9 м). На этом фоне в центре силла пятью скважинами оконтурена урановорудная залежь северо-западного простирания протяженностью 550 м с содержаниями урана в пробах от 0,03 % и выше, которая представлена серией неувязывающихся в разрезе мелких линз. Максимальное содержание урана в одной из них составляет до 0,38 % на мощность 0,6 м, в одном штуфе – до 0,66 %. Ресурсы урана в залежи по категории P₁ - 610 т при среднем содержании 0,028 % и средней мощности 1,45 м [379]. Риолиты силла повсеместно карбонатизированы и гематитизированы (в связи с чем окрашены в разные оттенки красноватых тонов), чередуясь с зонами обеления за счет более поздней аргиллизации. Последняя выражается в образовании гидрослюд, каолинита, монтмориллонита–иллита, сочетания которых формируют зональные ореолы. Урановое оруденение локализуется во внутренней колонке аргиллизитов и приурочено к границе зон обеленных пород и участков перекристаллизации дисперсного гематита в мелкокристаллический. Эти участки имеют как вертикальную, так и наклонную (5–30°) ориентировку, здесь развита густая сеть тончайших микропрожилков настурана в ассоциации с небольшими количествами пирита, галенита, халькопирита и сфалерита в сопровождении кальцита.

Урано-битумное настуран-сульфидное оруденение обычно локализовано в зонах аргиллизации карбонатных пород среднего–верхнего палеозоя. Проявлено в основном в пределах Алапаевско-Теченского синклинория, где в мощных (100–600 м) и протяженных (250–3000 м) крутопадающих (60–85°) субмеридиональных и северо-восточных зонах дробления, трещиноватости и милонитизации скважинами выявлены *Алапаевское II* (IV-2-6) и *Мазулинское* (VI-3-3) рудопроявления урана. Урановорудные объекты в целом характеризуются убогими содержаниями урана (0,01–0,02 %), локализируются в крутопадающих северо-восточных минерализованных зонах протяженностью по простиранию до 450 м и по падению до 200–250 м. В зонах выделяются редкие гнезда и линзы с содержаниями урана от 0,1 до 0,18 % на мощность 0,1–0,2 м и 0,05–0,066 % на мощность 1,0–1,8 м. Вдоль этих зон проявлены процессы магниезально-карбонатно-сульфидного метасоматоза: отмечаются осветление, доломитизация и окварцевание пород, а также повсеместно более поздние прожилки и вкрапленность кальцита, кварца, пирита, твердых битумов, иногда – барита и гипса. Вдоль трещин и в зонах милонитизации фиксируются каолинит-гидрослюдистые агрегаты с пиритом и замещением зерен барита и кальцита гидрослюдой, образованием прожилков и вкрапленности новообразованных кальцита, флюорита, халцедоновидного кварца, сфалерита, галенита, халькопирита, молибденита, иногда – арсенопирита, и в завершении – формирование (вблизи флюорита, в трещинах твердого битума и рудных минералов) тончайших прожилков и вкрапленности урановой черни, настурана в ассоциации с марказитом или мельниковитом, окруженных часто тонким орео-

лом гематитизации. Низкотемпературная урановая минерализация отмечается также в проявлениях *Волчанское* (I-1-9), *Цинковое* (V-2-20), *Анохинское* (V-3-2), в пунктах минерализации *Липовский II* (V-2-3), *Новогодний* (V-2-16), *Участок 293* (V-2-37).

Экзогенное урановое оруденение (на карте – 20 проявлений и точек минерализации) относится к гидрогенно-инфильтрационному генетическому типу и включает следующие пять подтипов: 1) в корях выветривания пород складчатого фундамента – остаточно-инфильтрационные с признаками эндогенного происхождения – *Анохинское III* (V-3-4), *Басмановское* (VI-4-1); 2) осадочно-диагенетический в россыпях кайнозойского возраста – *Салдинское* (III-1-19); 3) осадочно-диагенетический в углеродсодержащих осадках палеозойского возраста – *Акинфиевское* (III-2-21); 4) инфильтрационно-эпигенетический в зоне поверхностного окисления – *Первомайское* (VI-2-30); 5) инфильтрационно-эпигенетический в зоне пластового окисления – проявления *Бобровское* (III-2-13), *Юконское* (III-2-1), *Анохинское II* (V-3-5), *Восточно-Анохинское* (V-3-7), *Лапинское* (II-2-5), пункты минерализации *Сосьвинский* (II-2-1), *Чарский* (II-3-1), *Ляпуновский* (IV-4-2), *Чувашовский* (IV-4-3), *Серковский* (IV-4-4), *Завьяловский* (V-4-1), *Сугатский* (V-4-3), *Пионерский* (V-4-4), *Истоурский* (V-4-5), *Комсомольский* (V-4-2), *Комаровский* (V-4-7), *Крутоярский* (V-4-6). Последние два подтипа (уран-редкоземельная терригенная формация образуют промышленные скопления урана, с которыми связываются значительные перспективы (палеодолины далматовского типа).

Пример типичной палеодолины – район южных притоков р. Ница в 10–35 км к юго-востоку от г. Ирбит. Участок включает Ляпуновскую палеодолину, Никитинский, Боровой и ряд небольших палеопритоков общей протяженностью около 115 км. Палеодолинная сеть прослежена на 17 сейсмопрофилях и восьми профилях скважин. Основная структура – Ляпуновская палеодолина – изучена на протяжении 40 км. Амплитуда ее эрозионного вреза достигает 100 м, при этом осадки позднеюрского возраста мощностью до 40 м выполняют самую нижнюю ее часть. В поперечном строении палеодолина характеризуется корытообразным профилем с более крутым левым (северо-восточным) бортом. Уклон тальвега составляет на отрезках между буровыми профилями – 10,2; 7,8; 0,5; 4,5; и 6,8 м/км, постепенно погружаясь на глубину от 455 до 650 м. Контур аллювиальных позднеюрских осадков имеет ширину от 850 до 1900 м. На одном из профилей морфология долины осложнена выступом пород фундамента, разделяющем ее на два рукава шириной 1,1 и 0,5 км. Цоколь палеодолины слагают кварц-серицит-хлоритовые сланцы (прослоями углеродсодержащие), эффузивы основного состава, песчаники, реже известняки; одной скважиной вскрыты порфирировидные граниты. Углеродистые сланцы, граниты и коры выветривания по ним характеризуются геохимической специализацией на уран. Исследования показали, что урансодержащие образования приурочены к углестому детриту в глинистом цементе песчаников. Изотопный анализ (ISP-MS) показал, что цифры радиологического возраста руд характеризуются значительным разбросом – до 34 млн лет. Это свидетельствует о процессах перераспределения урана при относительной миграционной инертности свинца. Среди проанализированного массива проб выделяются две группы. К первой отнесены породы с возрастом, соответствующим датировке

руд Далматовского месторождения (южнее территории листа), образовавшихся на рубеже юры и мела, либо в начале мела — 130–140 млн лет; особенно это относится к орудуению в глинах. Во второй группе — пробы руд с возрастом поздний мел–эоцен эпохам — 40–80 млн лет [497].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Кварц. Немногочисленные промышленные месторождения и рудопроявления пьезооптического кварца располагаются в пределах либо на периферии Верх-Исетского и Сысертско-Ильменогорского гнейсово-мигматитовых комплексов. В районе г. Екатеринбург разрабатываются два крупных месторождения молочно-белого жильного кварца: Светлореченское (V-1-51) с запасами категорий $A + B + C_1 + C_2$ — 5290 тыс. т и Гора Хрустальная (V-1-48) — 9467,4 тыс. т (в 1978 г. было утверждено 11385,5 тыс. т). Разрабатываемое месторождение редкометалльных пегматитов Липовый Лог (V-2-30) содержит также учтенные балансом запасы кварца категорий $A + B + C_1 + C_2$ — 3125 тыс. т при среднем содержании кварца 29,9 %.

В нераспределенном фонде числятся два собственно кварцевых мелких месторождения — Ново-Алексеевское и Аятское. На Новоалексеевском (V-1-41) числятся забалансовые запасы: кристаллосырья — 18,4 т; пьезооптического кварца — 285 кг моноблока; горного хрусталя для плавки — 3,7 т; горного хрусталя для огранки — 0,2 т. На Аятском (V-1-20) числятся запасы гранулированного кварца категорий $A + B + C_1 + C_2$ — 9,4 тыс. т. Известны также мелкое месторождение жильного кварца Нелобское (III-1-43) и проявление Иткульское (VI-1-58).

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Известняк флюсовый. По запасам флюсовые известняки Урала занимают одно из первых мест в стране. На балансе числятся семь месторождений. Наиболее значимыми являются: Южно-Вязовское — VI-1-7 (запасы категорий $B + C_1$ — 13 123 тыс. т, C_2 — 5070 тыс. т.), Хвошевское П–IV-2-39 ($B + C_1$ — 12 010 тыс. т, C_2 — 12 164 тыс. т.), Черемшанское — VI-1-63 ($B + C_1$ — 1839 тыс. т, C_2 — 5070 тыс. т), Шайтанское — III-1-42 ($B + C_1$ — 9647 тыс. т), Северо-Воронцовское — I-1-34 ($A + B + C_1$ — 65 567 тыс. т) [69]. Месторождения приурочены к мощным пачкам известняков, часто доломитизированных и мраморизованных. Основная часть балансовых запасов тяготеет к районам с развитой металлургической промышленностью, где они используются для доменного, сталеплавильного и ферросплавного производства.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. В приуральской части Западно-Сибирской платформы, на правобережье р. Тура выше устья р. Салда, известны Красногорское и Захаровское рудопроявления (II-2-6), связанные с морскими осадками талицкой свиты палеоцена. Прослой с желваковыми стяжениями фосфоритов имеют малую мощность, содержания P_2O_5 — от 10 до 23 %. В морских осадках позднего мела, представленных кварц-глауконитовыми песками, песчаниками и опоками, также встречаются слои с галькой и желваками фосфоритов, содержание P_2O_5 в некоторых до 18–20 % [32]. Широкое распространение мезозойско-кайнозойских морских отложений в Зауралье позволяет предполагать наличие более мощных фосфоритосодержащих залежей.

Сера. Балансами учитывается сера в двух разрабатываемых месторождениях — Песчанском, Сафьяновском и в трех месторождениях нераспределенного фонда — Северо-Ольховском, Чусовском, Северо-Калугинском. Геология этих объектов рассмотрена выше (разд. «Цветные металлы»).

Песчанское железо-медное месторождение разрабатывается ОАО «Богословское рудоуправление». В 2006 г. добыто 1563 тыс. т руды и 47 тыс. т серы, потери при добыче 12,77 % (серы — 7 тыс. т), разубоживание — 32 %. Извлечение серы из магнетитовых руд не намечается. Сера вместе с железной рудой отгружается потребителям и при агломерации выжигается (попадая, видимо, в атмосферу). Балансовые запасы серы на 1.01.2007 г. составляют по категории C_1 — 1203 тыс. т, C_2 — 302 тыс. т при среднем содержании 3,0 %.

Сафьяновское медноколчеданное месторождение обрабатывается ООО «Сафьяновская Медь-Медин». В 2006 г. добыто 1007 тыс. т руды и 329 тыс. т серы. Потери при добыче составили 2,58 % (серы — 9 тыс. т). Переработка руды производилась на Кировградском и Красноуральском медеплавильных заводах. Отгружено 1059 тыс. т товарной руды с содержанием серы 31,1 %. Балансовые запасы серы на 1.01.2007 г. составляют по категории C_1 — 3481 тыс. т, C_2 — 195 тыс. т, забалансовые — 234 тыс. т при среднем содержании 19,8 %.

Балансовые запасы серы резервных медноколчеданных месторождений составляют: на Северо-Ольховском по категории C_1 — 363 тыс. т, C_2 — 293 тыс. т (среднее содержание 38,6 %), на Чусовском — C_1 — 79 тыс. т, C_2 — 33 тыс. т (17,6 %), на Северо-Калугинском — C_1 — 467 тыс. т, C_2 — 16 тыс. т (30,0 %).

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Пегматит керамический. Керамическое сырье на рассматриваемой площади представлено месторождениями пегматита и гранита. Запасы утверждены на четырех месторождениях, три из которых входят в Алабашскую группу (IV-2-16) пегматитов (Северная Мыльница, Тысячница, Алабашское (V-2-56) башское) с общими запасами по категориям $A + B + C_1$ — 4,78 млн т и C_2 — 4,66 млн т. Одно месторождение лейкократовых пегматоидных гранитов (Режик, V-2-51) имеет запасы по категориям $A + B + C_1$ — 2,85 млн т, C_2 — 3,7 млн т [85].

Месторождения связаны с позднепалеозойскими гранитными интрузиями в пределах Восточно-Уральского мегантиклинория. По составу гранитные пегматиты являются калиево-натриевыми при различных соотношениях этих элементов. Пегматиты пригодны для производства электротехнического фарфора и других видов тонкой керамики. Сырье месторождения Режик после обогащения может быть использовано в керамической и стекольной промышленности.

Глины огнеупорные. Известно несколько месторождений этого сырья. Наиболее крупное Невьянское (IV-1-76) состоит из четырех обособленных участков, расположенных один от другого на расстоянии 1–5 км. Оно связано с линейной корой выветривания, образовавшейся на контакте метаморфических сланцев и карбонатных пород ранне-среднедевонского возраста. Глины тонкодисперсные, пластичные, низкоспекающиеся. Месторождение обрабатывается открытым способом, максимальная глубина отработки 24 м. Общие балансовые запасы составляют 9,42 млн т, в том числе 8,24 млн т по категориям А + В + С₁ и 1,19 млн т по категории С₂. Сырье Невьянского месторождения используется без обогащения. Основными потребителями являются Свердловский завод керамических изделий, Невьянский завод стройматериалов и Богдановичский огнеупорный завод, производящие метлахскую и облицовочную плитку, фаянсовые изделия и кислотоупорный кирпич. На остальных месторождениях огнеупорных глин общие запасы по категориям А + В + С₁ составляют 116,1 млн т, С₂ – 102,8 млн т [72].

Известно более десятка малых месторождений мезозойских глин каолинового состава, которые образуются за счет кор выветривания и преимущественно приурочены к раннемеловым континентальным песчано-глинистым отложениям. Глины пластичные, низко- и высокоспекающиеся. Содержание окислов железа 2–3 % [32]. В настоящее время промышленная отработка объектов не производится.

Магматические дуниты широко распространены в пределах гипербазитовых массивов дунит-гарцбургитовой и дунит-клинопироксенит-габбровой формаций, но в результате значительных метаморфических преобразований (серпентинизация, оталькование, карбонатизация и др.) имеют ограниченную промышленную значимость. Небольшие объемы дунитов добывались на Уктусском габбро-гипербазитовом массиве (Патрушихинское проявление). В пределах крупного Восточно-Тагильского массива известно Красноуральское месторождение серпентинита (IV-1-13), в пределах которого отдельные блоки слабо серпентинизированных дунитов использовались в качестве огнеупорного и магнезиального сырья.

Кианит. Месторождение Абрамовское (VI-1-35) приурочено к докембрийским метаморфическим образованиям Сысертско-Ильменогорского антиклинория гнейсово-мигматитового комплекса. Кианитсодержащие породы локализуются в относительно узких (до 1 км), но значительно протяженных (до 10 км) зонах. Месторождение законсервировано.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Диатомит, трепелы, опока. Промышленную ценность представляют два разрабатываемых месторождения: Курьинское (V-3-12) – трепел, опока – и Камышловское (V-3-14) – диатомиты, запасы которых по категориям А + В + С₁ составляют соответственно 163 тыс. м³ и 12 765 тыс. м³. Диатомиты, трепелы и опоки раннеэоценового возраста слагают серовскую и ирбитскую свиты, имеют площадное распространение в Зауралье. Средняя мощность диатомитов составляет 50 м, трепелов и опок – 20 м. Вскрыша представлена песчано-глинистыми отложениями палеогенового и четвертичного возраста мощностью от 0,5 до 22,5 м. Средний химический состав опоко-трепеловых пород и диатомитов очень близок (%): SiO₂ – 80,5; Al₂O₃ – 7,25; Fe₂O₃ – 3,28. Гидравлическая активность опок и трепелов 274,1–437,2 мг, диатомитов 157–599 мг [57].

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Асбест. Месторождения асбеста подразделяются на две минеральные группы: хризотил-асбеста серпентинитов и асбеста амфиболового.

Асбест хризотилowy. На Государственном балансе числятся шесть месторождений; наиболее значимые из них находятся на восточном склоне Урала и связаны с массивами ультрамафитов: Асбестовско-Алапаевского (Баженовское, V-2-40; Лесное, IV-2-9) и Серовско-Невьянского (Красноуральское, IV-1-14).

Разрабатывается крупнейшее месторождение Баженовское, расположенное в районе г. Асбест. Приурочено к массиву ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации в зоне влияния Каменского массива позднепалеозойских гранитоидов. Массив состоит из серпентинизированных гарцбургитов, среди которых встречаются мелкие тела дунитов и аподунитовых серпентинитов. Породы разбиты системой пересекающихся разломов, фиксирующихся дайками гранитоидов, зонами расланцевания, развития тальк-карбонатных пород и образующих полигонально-блоковую структуру рудного тела. К трещинам отрыва, зонам трещиноватости и расланцевания, (особенно к узлам их пересечения) приурочены обособления хризотил-асбеста. В них выделяются зоны «отороченных жил», «крупной и мелкой сетки», «мелкопрожила» и «просечек». Промышленные залежи хризотил-асбеста размещены в центральной части массива. Формы залежей: трубообразные, эллипсоидальные, линзовидные и пластообразные. Они вытянуты в меридиональном направлении и имеют вертикальное или крутое западное падение. Минеральный состав продуктивных жил: хризотил-асбест, офит, асбофит; вредные примеси – пирит, магнетит, брусит. Среднее содержание асбеста по месторождению 2,47 %, максимальное 8–10 %. Запасы асбеста по категориям А + В + С₁ – 5713,0 тыс. т [59]. Эксплуатация ведется на горизонтах ниже 220–240 м. Проектная глубина отработки 1 км. Обеспеченность предприятия запасами около 50 лет.

Асбест амфиболовый представлен тремя минеральными подгруппами: антофиллитовой, режикитовой, тремолит-актинолитовой. Промыш-

ленные месторождения разведаны для первых двух, причем антофиллит-асбест приурочен к глубокометаморфизованным перидотитам рифейского возраста, а режикит-асбест связан с зонами метасоматического преобразования гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации раннего–среднего ордовика.

Восемь промышленных месторождений антофиллит-асбеста локализованы в метакльстафитах в пределах Сысертско-Ильменогорского антиклинория. Типоморфное крупное месторождение Сысертское (VI-1-30) состоит из двух участков: Основной и Турсутский. Вмещающими породами служат амфибол-биотитовые гнейсы с линзами амфиболитов, слюдяно-кварцевых сланцев и многочисленными согласными телами сильно метаморфизованных ультраосновных пород. Зона продуктивных тальк-карбонат-антофиллитовых пород характеризуется сложной морфологией: линзовидные и лентовидные тела с раздувами, пережимами и разветвлениями, а также гнезда неправильной формы. Генезис месторождения метаморфический. Запасы по категориям А + В + С₁ – 59,76 тыс. т.

Известны девять промышленных месторождений режикит-асбест (три эксплуатируются, остальные – резервные) и многочисленные проявления. Большинство из них приурочены к южной части Восточно-Тагильского массива ультраосновных пород, образуя Анатольско-Шиловскую группу.

Наиболее богатое Анатольское (IV-1-27) месторождение находится в 30 км к юго-востоку от г. Нижний Тагил. Оно состоит из трех участков, в пределах которых асбестовые залежи приурочены к карбонатизированным антигоритовым серпентинитам на контакте с тальк-карбонатными породами. Длина залежей режикит-асбеста от 100 до 440 м, мощность от нескольких метров до 60 м. Разведанная глубина 150 м. Асбестоносность выражена серией ветвящихся и пересекающихся жил и прожилков. Волокно асбеста в жилах, залегающих среди серпентинитов, имеет высокую прочность, а среди тальк-карбонатных пород – обычно ломкое. Среднее содержание кондиционного асбеста в рудной массе составляет 792 г/т; запасы по категории С₁ – 148 тыс. т, С₂ – 187 тыс. т [60].

Мусковит. Известны два месторождения (неэксплуатируемых) и несколько проявлений мусковита, которые приурочены к крыльям Шумихинского и Иткульского гнейсовых куполов. Слюдоносная зона наиболее детально разведанного Окунькуль-Шумихинского (VI-1-65) месторождения прослеживается на 10 км вдоль Шумихинского болота. Слюдяные пегматиты залегают в двуслюдяных гнейсах. Промышленные жилы сосредоточены в северной части месторождения, имеют сложную форму зонального строения, достигая длины 600 м при мощности 15–18 м. Ослюденение гнездовое. Максимальные размеры кристаллов 30 × 25 × 15 см. Среднее содержание забойного сырца от 0,5 до 32,4 кг/м³. Месторождение малое, отработано.

Геологическая позиция Полдневского (VI-1-48) малого месторождения аналогична вышеописанному. Месторождение числится на балансе, но к освоению не намечается.

Вермикулит. Единственное малое отработанное месторождение вермикулита Булдымское (VI-1-76) известно в Челябинской области (юго-запад

листа) в 1 км к юго-востоку от оз. Булдым. Оно приурочено к небольшому массиву серпентинитов и связано с корой их выветривания, являясь продуктом гидратации биотита в гипергенных условиях. Выявлены 15 флогопит-вермикулитовых жил, из которых девять несли промышленное освоение. Длина жил от 45 до 350 м, мощность от 3 до 25 м. На глубине 50–60 м жилы выклиниваются. По размерам кристаллов выделялись слюды крупнолистоватые (более 3 см) и мелкочешуйчатые (менее 3 см). Качество вермикулитов высокое. Месторождение выработано. Перспективы нахождения значительных вермикулитовых жил крайне ограничены.

Тальк (тальковый камень). Месторождения талькового камня расположены в Сысертском и Режевском районах. В Сысертском районе находятся два месторождения, числящихся на Государственном балансе: среднее эксплуатируемое Шабровское (VI-1-15) и малое резервное Сысертское (VI-1-19).

Шабровское месторождение тальк-магнезитового камня расположено в 20 км к югу от г. Екатеринбург. Тела метаморфизованных ультрамафитов залегают согласно среди филлитов и сланцев сысертской свиты. Месторождение приурочено к одному из пластообразных тел серпентинитов, почти полностью преобразованных в тальк-магнезитовые и тальк-хлоритовые породы. Общая длина продуктивной зоны около 2,5 км, суммарная мощность 200–350 м. Залежь тальк-магнезитового камня имеет сложную форму, разветвляющуюся на несколько линз. Сырье используется в виде естественного кирпича в металлургической, цементной и резиновой промышленности. Руды характеризуются выдержанным минеральным химическим составом. Минеральный состав: тальк, магнезит, хлорит, серпентинит, рудные. Химический состав (%): SiO_2 – 30,2; Al_2O_3 – 1,13; Fe_2O_3 – 3,45; FeO – 1,87; MgO – 32,7; CaO – 1,17; п.п.п. – 22,16; нерастворимый в соляной кислоте остаток – 60,72. Запасы тальк-магнезитового камня по категориям А + В + С₁ составляют 95 285 тыс. т [94]. Отработка ведется открытым способом, гидрогеологические и инженерно-геологические условия простые. Обеспеченность предприятия разведанными запасами – 90 лет.

Сысертское месторождение имеет сходное геологическое строение; запасы категорий А + В + С₁ – 1104 тыс. т.

Графит. Малое месторождение Мурзинское (IV-1-26) метаморфического генезиса приурочено к протерозойским биотитовым и биотит-амфиболовым плагиогнейсам и кристаллосланцам. Выделены четыре рудовмещающие полосы протяженностью 3–9 км, мощностью от 0,1 до 0,5 км. Графит чешуйчатый (до 2 мм) распределен равномерно. Среднее содержание в породе 2,7 %, максимальное 5,8 %. Обогащение производится методом флотации. Месторождение разведано, находится в резерве. Запасы руды 18 619 тыс. т, графита 500 тыс. т [67].

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

На Урале известны около 40 видов драгоценных и поделочных камней, некоторые из которых получили мировую известность: изумруды, аметис-

ты, малахит, родонит, шайтанский переливт, демантоид и др. Более 300 лет регион является одним из главных поставщиков сырья для отечественной ювелирно-гранильной промышленности.

Изумруд, alexандриты. Изумруд – редкая хромсодержащая (иногда ванадийсодержащая) разновидность берилла ярко густо-зеленого цвета, реже с голубоватым оттенком различной интенсивности. Светло-зеленые кристаллы изумруда содержат 0,1–0,2 % окиси хрома, густо-зеленые – 0,5–0,6 %. Для кристаллов изумруда характерна зональность окраски. Степень прозрачности кристаллов изумруда различная; полностью прозрачные кристаллы, как правило, редки. Изумрудное сырье в зависимости от практического использования подразделяется на две разновидности: кристаллосырье, пригодное для огранки и кабошонирования, и сырье, используемое без обработки в естественном виде – коллекционная изумрудная зелень (которая частично может быть использована для кабошонирования).

С 1988 г. на изумрудное сырье вместо ТУ 008-0010-86 действуют технические условия «Изумруды природные в сырье» – ТУ 95.1647-88. Природное сырье подразделяется на три группы цвета: темно-зеленый, средне-зеленый, светло-зеленый. В зависимости от линейных размеров изумруды в сырье подразделяются на три класса: крупные – ситовой размер от 20 мм и более, средние – от 10 до 20 мм, мелкие – от 2 до 10 мм. Реализация изумрудного сырья горнодобывающими предприятиями производится по договорным ценам.

Промышленные месторождения и многочисленные проявления бериллия и драгоценных камней восточной части Мурзинско-Адуйского блока пространственно и генетически сопряжены с молибден-вольфрамовым оруденением, связанный с позднепалеозойскими гранитоидными комплексами. Они размещаются в экзоконтактах рудоносных гранитоидов в флогопитовых, флюорит-мусковит-полевошпатовых метасоматитах грейзеновой формации (слюдитовая, мусковит-полевошпатовая фации). Рудосопровождающие метасоматиты развиты преимущественно по ультраосновным и основным метаморфическим породам – серпентинитам, амфиболитам и хлоритовым сланцам, реже диоритам. Выделены три стадии рудно-метасоматического процесса, с которым связан свой, определенный набор рудных и драгоценных минералов: ранняя – щелочная слюдитовая, средняя – плагиоклазитовая и поздняя – кварцевая.

В Свердловской области учитываются шесть месторождений изумруда, из которых разрабатывается только *Мальшевское* (V-2-28). На 1.01.2008 г. здесь числятся запасы категорий $C_1 + C_2$ – 6734,6 тыс. т руды и 56 417,1 кг изумрудного сырья. Среднее содержание 8,778 г/т. Попутно добыто черновое alexандритовое сырье (9,2 кг), черновой берилл (5473,6 кг), черновой хризоберилл (46,6 кг) и черновой фенакит (24,3 кг). В 2007 г. работы велись в 11 эксплуатационных блоках.

В Нераспределенном фонде находятся месторождения (на карте не показаны): Свердловское (8 км от г. Асбест) – запасы категорий $C_1 + C_2$ по ТУ 95.335-75 составляют 642,3 кг изумрудного ограненного сырья в интервале глубин 45–120 м; среднее содержание изумрудного сырья – 1,562 карат/м³ (зона до 45 м была исключена из подсчета как отработанная, однако

вскрышные горные работы показали содержание кристаллосырья в руде — 2,27 г/т); Первомайское (2 км к югу от пос. Малышево) — запасы категорий $C_1 + C_2$ по МРТУ 90.54-66 составляют 11 051 карат; месторождение им. Крупской (15 км от пос. Малышево, 10 км от г. Асбест) — запасы категорий $C_1 + C_2$ по ТУ 95.1647-88 составляют 2615,9 кг (месторождение законсервировано в 1996 г.); месторождение Шаг (1 км к северу от пос. Малышево) — запасы категории C_2 по ТУ 95.1647-88 составляют 76,5 кг; среднее содержание изумрудного сырья — 2,13 г/м³; Черемшанское (вблизи г. Асбест) — забалансовые запасы слюдитовой руды по ТУ 95.1647-88 приняты в количестве 782,2 кг.

Поисковыми работами 1985 г. выявлено проявление Глинское (IV-2-15) к северу от пос. Нейво-Шайтанский. Изумруд по качеству удовлетворяет требованиям ТУ 95.335-75 и ТУ 95.733-80. Оценены прогнозные ресурсы по категории P_1 — 109 892 карата, удельная продуктивность 1,6 кар/м³; глубина оценки 100 м. В 3 км к югу от этого объекта расположено проявление Верхне-Сусанское (на карте не показано) с прогнозными ресурсами категории P_2 — 73 570 карат до глубины 100 м.

При поисковых работах на Шилово-Коневской площади [359] в зоне восточного контакта Газетинского гранитного массива выявлено проявление изумруда Щучье Озеро (VI-2-5) с мелкими кристаллами изумруда, хризоберилла, фенакита. Впервые обнаружены и прослежены на 800 м по простиранию слюдитовые комплексы флогопитового состава, аналогичные таковым на известных промышленных месторождениях изумруда; зафиксированы процессы грейзенизации. Анализ содержаний химических элементов эндогенных ореолов эталонного месторождения и выявленных слюдитовых комплексов позволил установить «надрудный характер» ореолов у большинства выявленных объектов. Проявление оценивается как перспективное и рекомендуется для проведения оценочной стадии.

У южной рамки листа в процессе поисковых работ 1970 г. на Игишанском (VI-2-40) вольфрам-берилловом проявлении (уч. Аквамариновый) были найдены кристаллы окрашенного берилла до 5×10 см [435].

Топазы, бериллы. Наибольшую известность на восточном склоне Среднего Урала приобрели жильные поля района Алабашки, Мурзинки и Адуя, получившие в литературе название «Мурзинской самоцветной полосы», где известно около 300 месторождений и проявлений драгоценных и полудрагоценных камней. В геологическом строении этой полосы принимают участие каменноугольно-пермские гранитоиды Мурзинской и Адуйской интрузий, инъекционные гнейсы и кристаллические сланцы протерозоя.

Месторождения ограночных камней размещаются неравномерно, группируясь в жильные поля. Самое северное поле — Алабашкинское с объектами топазов, аквамаринов, турмалинов, гранатов, дымчатого кварца и полевого шпата в знаменитых коях «Макруша», «Тысячница», «Мыльница» и др. В Мурзинское жильное поле содержится меньше топазов (в отличие от Алабашкинского), но много турмалинов и аметистов. Южнее его находятся копь «Тальян» с кроваво-красными аметистами, а также «Сизиковское поле» с большим количеством (более 100) кварц-аметистовых жил в известных коях «Ватиха» (IV-2-25), «Бык» и др. »Адуйские копи» с дым-

чатый кварцем, аквамаринами и аметистами составляют южную группу Мурзинской самоцветной полосы, отличаясь отсутствием в них топазов и турмалинов.

Топазовые и аквамариновые копи Алабашкинского жильного поля размещаются в зоне западного экзоконтакта Мурзинского гранитного массива вблизи деревень Нижняя Алабашка и Мурзинка. Пегматитовые жилы (кварц-микроклиновые) имеют протяженность от 50 до 500 м, мощность 0,2–15 м (в раздувах до 60 м). Минерализованные полости располагаются в графическом пегматите, имеют размеры от очень мелких до крупных, достигающих 10 м³. На стенках минерализованных полостей – друзы кристаллов микроклина, мориона, аквамарина, вместе с которыми встречаются мусковит, турмалин. Кристаллы берилла прозрачные, цвет желтый, зеленый, бледно-синий; длина – от долей сантиметра до 10–15 см (в единичных случаях до 24–25 см). Топазоносные жилы имеют аналогичное строение. Для них характерна интенсивная альбитизация микроклина у полостей. Наиболее крупные миаролы достигали нескольких кубических метров (копь «Мокруша»). Кристаллы топаза прозрачны, нежно-голубого, розовато-желтого цвета. Генетический тип месторождений топазов и аквамаринов – пегматитовый, геолого-промышленный тип – миароловые (занорышевые) микроклиновые пегматиты.

Гранат (демантоид). Известна одна россыпь демантоида (хромсодержащего граната) – Полдневская (VI-1-45). Она расположена на р. Бобровка в Полевском районе. Учетные запасы составляют по категории С₁ – 20 кг, С₂ – 173,8 кг, при среднем содержании 0,326 г/м³. Запасы утверждены в 1994 г. Россыпь числится в Нераспределенном фонде.

Аметист. Крупное месторождение аметистов – копь «Ватиха» расположено в 5 км к востоку от с. Мурзинка. В районе месторождения (западная часть «Сизиковского Поля») распространены равномернозернистые граниты с многочисленными обособлениями пегматоидных разностей. Аметистовая минерализация связана с тектонической трещиноватостью в гранитах. На площади 200 × 1200 м выявлено 75 минерализованных продуктивных трещинных зон, протяженностью 100–300 м, мощностью 1–5 м, редко до 15–20 м. Главная из них, собственно «Ватиха», разведана до глубины 150 м. Аметисты находятся в полостях-раздувах минерализованных трещин и кварцевых прожилков; распределение кристаллов неравномерное. Форма полостей линзо- и дискообразная, а также червеобразная, трубчатая. Обычные размеры полостей 0,003–0,02 м³, максимальные до 1–1,75 м³. Кристаллы аметиста вместе с горным хрусталем образуют щетки и друзы на стенках полостей. Размеры кристаллов от 0,2 до 4 см (редко до 10 см), встречаются ювелирные аметисты самого высокого качества. Месторождение относится к гидротермальному генетическому типу.

Агаты. На балансе поделочных и полудрагоценных камней числится одно гидротермальное месторождение агата-переливта – Шайтанское (Медведевское) (IV-1-91). Оно расположено в Режевском районе в верховье р. Медвежка и приурочено к северо-западной окраине Адуйского гранитного массива. Протяженность месторождения 1,5 км, ширина 200–

250 м, агатоносность установлена до глубины 55 м. Кварцевые агатоносные жилы сформировались в трещинах среди гранитов и гнейсов (длина их достигает 115 м при мощности от 0,1 до 2,5 м). Главные минералы: тонкозернистый и зернистый кварц, агат-переливт. Брекчии переливта слагают центральную часть жил, а краевые части представлены полосчатым агатом. Окраска голубовато-серая, полосы и пятна часто имеют различные цвета и оттенки: желтые, розоватые, малиновые, буровато-красные. Запасы поделочного камня (кондиционного) по категориям $C_1 + C_2$ – 1324,4 т [99].

Родонит. Среди месторождений родонита известны Мало-Сидельниковское (VI-1-6), Бородулинское (VI-1-12) и Кургановское (VI-1-1). Первое расположено в 21 км к юго-юго-востоку от г. Екатеринбург, в 0,5 км к югу от дер. Мало-Сидельникова. Месторождение представлено тремя родонитовыми залежами, приуроченными к линзо- и штокообразным телам кварцитов, залегающим среди пород сланцевой толщи. Залежи имеют линзовидную форму с размерами тел 20×3 , 10×2 , 3×1 м. Родонит ярко-красного и мясо-красного цвета с черными дентритовидными и бесформенными прожилками марганца. Запасы: сырец – $C_1 + C_2$ – 628 т, сортовой (выход 36,1 %) – $C_1 + C_2$ – 226,9 т [99]. Добыча производится только по Государственному заказу.

Бородулинское месторождение приурочено к северо-западной части той же метаморфической сланцевой полосы, что и Мало-Сидельниковское [19]. Запасы сырца по категориям $C_1 + C_2$ – 10868,4 т, сортового (выход 14,88 %) – по категориям $C_1 + C_2$ – 1617,2 т. Месторождение не обрабатывалось. Кургановское месторождение практически отработано.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В пределах площади отмечается около 10 видов полезных ископаемых, пригодных для производства строительных материалов, запасы которых очень велики: это камни строительные, карбонатное сырье для строительной промышленности, балластное сырье, песок и песчано-гравийный материал, глины кирпичные и керамзитовые и др. Месторождения связаны как со скальными породами палеозоя, так и с рыхлыми кайнозойскими образованиями.

Магматические породы. Месторождения гранитов, сиенитов, габбро, серпентинитов, эффузивов, туфов приурочены к плутоническим и гипабиссальным излившимся и метаморфическим породам различного возраста и формационной принадлежности; расположены они в основном в Восточно-Уральском мегантиклинории и Тагило-Магнитогорском прогибе (Режевское II, Сибирское, Гора Змеевая, Северское, Баженовское, Красноуральское и др.). Изверженные и метаморфические породы пригодны для бута, щебня в бетон, дорожных покрытий, для балласта; крупные блоки, имеющие красивую окраску и рисунок, используются как облицовочный материал. Большая часть месторождений расположена близ промышленных центров; они разрабатываются, подготовлены или подготавливаются к освоению. Самым распространенным облицовочным и строительным

камнем из магматических пород являются граниты, блочность которых увеличивается с глубиной. Массивы позднепалеозойских гранитоидов более перспективны на облицовочное сырье, т. к. в них слабо проявляется трещинная тектоника.

Крупное месторождение гранитов Режевское II (V-2-4) приурочено к северо-восточной части Адуйского гранитного массива. Оно сложено серыми и светло-серыми двуслюдяными гранитами среднезернистыми, реже мелко- и крупнозернистыми, участками – гнейсовидными, пегматоидными. Породы вскрыши представлены щебнисто-глинистыми образованиями и выветрелыми гранитами. Месторождение разрабатывается на бут и щебень. Возможна добыча блоков размером до $2 \times 1 \times 0,5$ м. Отходы дробления без обогащения пригодны в качестве мелкого заполнителя в асфальтобетоны, а после обогащения – для общих строительных работ и как заполнитель в тяжелые бетоны. Запасы по категориям А + В + С₁ составляют 20 670 тыс. м³.

Граниты крупного месторождения Сибирское (V-1-55) используются как облицовочный материал и как строительное сырье. Объект расположен в юго-восточной части Шарташского гранитного массива, в окрестностях г. Екатеринбург. Представлен серыми биотитовыми гранитами мелко- и среднезернистыми. Выход условных блоков в среднем по месторождению 74,8 %, размер блоков до 5–8 м³ и более. Граниты хорошо режутся и полируются. Средняя мощность вскрыши 1,2 м; горнотехнические и гидрогеологические условия благоприятны для отработки месторождения открытым способом до глубины 50 м. Месторождение разрабатывается. Запасы по категориям А + В + С₁ составляют 10,4 млн м³ [86].

Месторождения строительных диоритов и гранодиоритов связаны с массивами этих пород в западной части площади. К ним относятся Валегин Бор (IV-1-6), Гора Хрустальная, Северский Карьер и др.

Месторождение Валегин Бор находится на юго-восточной окраине г. Нижний Тагил и приурочено к ядру антиклинали. Оно сложено мелко-среднезернистыми серовато-зелеными диоритами с тонкими жилками плагиоклазитов. Продуктивная площадь на Северном участке – 26,8 м; на Южном – 37,8 м. Запасы сырья по категориям А + В + С₁ – 5201 тыс. м³.

Крупное месторождение *Красноуральское* (IV-1-13) серпентинитов приурочено к Восточно-Тагильскому ультрамафитовому массиву. Площадь месторождения 3,2 км². Серпентиниты образуют меридиональную полосу шириной 240 м. Породы пригодны для производства бутового камня и щебня, который используется как заполнитель тяжелого бетона, а также в качестве минеральной части всех видов и типов асфальтобетона и асфальтобетонных смесей. Балансовые запасы категорий А + В + С₁ составляют 94,7 млн м³.

Крупное месторождение Гора Змеева (V-1-56) является частью Ревдинского габбрового массива. Сложено амфиболизированными габбро темно-зеленого цвета. Разведано на глубину до 60 м. По физико-механическим свойствам габбро пригодно для бута, щебня в бетон и дорожных покрытий. Месторождение разрабатывается; запасы по категориям А + В + С₁ составляют 77,3 млн м³.

Месторождения строительных эффузивов довольно широко распространены на Урале. Известны Усмановское (VI-2-36), 33-й квартал (I-1-13), Синарское (VI-3-18), Першинское (VI-3-19) и др.

Усмановское месторождение находится в 15 км к востоку от с. Багаряк у дер. Усманово. Оно состоит из двух участков, разделенных долиной р. Багаряк. Представлено плагиоклазовыми порфирированными вулканитами и их туфами силурийского возраста. Средняя мощность полезной толщи 26,8 м, вскрыши — 3,3 м; коэффициент вскрыши 1 : 8. Балансовые запасы по категориям А + В + С₁ — 10 196 тыс. м³.

Карбонатные породы. Месторождения карбонатного сырья расположены во всех палеозойских структурно-формационных зонах Урала и связаны с морскими отложениями различного возраста (от ордовика по карбон). Они представлены мраморами, известняками и доломитами.

Мраморы используются преимущественно как облицовочный материал. К известным месторождениям относятся: Першинское (IV-2-45), Полевское (VI-1-22), Октябрьское (VI-1-29), Полдневское (VI-1-46), Черноозерское (VI-1-71) и Фоминское (VI-2-2).

Крупное Полевское месторождение расположено в пределах Сысертского—Ильменогорского антиклинория и приурочено к северной части «мраморной полосы» силурийского возраста, имеющей северо-восточное простирание и крутое падение на восток. Протягивается более чем на 10 км при ширине 200—300 м. Мрамор Полевского месторождения относится к лучшим сортам. Он мелкозернистый, плотный, ярко-белого цвета с молочным и розоватым оттенком. Встречаются мраморы серого и темно-серого цветов. В верхней части (до глубины 10—12 м) породы сильно трещиноваты; с глубиной трещиноватость уменьшается. Мрамор пригоден для применения в качестве статуйного, облицовочного и поделочного материала. По электротехническим свойствам относится к высококачественному сырью. Месторождение разрабатывается; запасы категорий А + В + С₁ составляют млн м³.

Известняки и доломиты, используемые для получения цементного сырья, слагают месторождения Невьянское (IV-1-70), Покровское (IV-2-47), Кунарское (V-3-10); для производства строительного камня — Северо-Богдановичское (V-3-17), Исетское (VI-2-9), Каменское (VI-2-17), Багарякское (VI-2-38).

Месторождение Невьянское находится в 4,5 км к юго-западу от ж/д ст. Невьянск и приурочено к полосе силурийских известняков северо-северо-восточного простирания. Известняки месторождения прослежены на 1800 м при ширине в центральной части до 600 м. Цвет пород серый и темно-серый, закарстованность около 10 %. Вскрыша — делювиальные неоплейстоценовые суглинки 2,2—2,5 м. Химический состав известняков (%): SiO₂ — 0,37; Al₂O₃ — 0,39; Fe₂O₃ — 0,18; CaO — 54,9; MgO — 0,59; SO₃ — 0,08; P₂O₅ — 0,04; MnO — 0,03, потери при прокаливании — 43,3. Породы пригодны для производства цемента высоких марок, для получения высококачественной воздушной извести и дорожно-строительного камня. Балансовые запасы по категориям А + В + С₁ — 62,8 млн т [100].

Месторождение Багарякское представлено раннекаменноугольными субмономинаральными известняками, доломитизированными известняками и известковистыми доломитами. Известняки пригодны для получения быстрогасящейся высокоэкзотермической строительной воздушной извести, флюса, а также для приготовления морозостойкого бутового строитель-

ного камня и щебня в бетоны высоких марок. Месторождение разрабатывается. Балансовые запасы категорий А + В + С₁ составляют 5,7 млн м³, С₂ – 1 млн м³.

Глинистые породы. На описываемой площади балансом учтены 103 месторождения глинистых пород. Из них 84 – на кирпичное и гончарное сырье, 18 – на керамзитовое, одно – на глины для цементного производства.

Глины кирпичные и гончарные довольно широко распространены на всей территории. Основным источником сырья являются четвертичные образования делювиального, элювиально-делювиального, лессовидного и озерного типов. В долинах рек месторождения приурочены преимущественно к тыловому шву второй надпойменной (камышловской) террасы, в зоне которого формировались мощные делювиальные позднеплейстоценовые суглинки; на междуречьях месторождения связаны с элювиально-делювиальными глинами и суглинками, которые образовались по подстилающим глинам мезозойских кор выветривания в области пенеплена, а также морским песчано-глинистым осадкам палеогена на Западно-Сибирской равнине.

Характерным месторождением кирпичных глин долинного типа является Верхотурское (II-1-24). Оно находится в 1,5 км к юго-востоку от г. Верхотурье, на левом берегу р. Тура и приурочено к тыловому шву камышловской террасы. Полезная толща представлена пластообразной субгоризонтальной залежью аллювиально-делювиальных бурых пылеватых суглинков мощностью 4,5 м. В гранулометрическом составе глинистых частиц (менее 0,005 мм) – 12,73 %, пылеватых (0,005–0,5 мм) – 50,0 %, песчаных (свыше 0,5 мм) – 37,2 %. Химический состав (%): SiO₂ – 65,6; Al₂O₃ – 22,1; CaO – 2,5; MgO – 2,4; потери при прокаливании – 7,1. Суглинки пригодны для производства кирпича марки 100. Запасы сырья по категориям А + В + С₁ – 244 тыс. м³ [10].

Типичным месторождением водораздельного типа может служить Брусничное (I-1-55), расположенное в 8 км к северо-западу от г. Краснотурьинск. Элювиально-делювиальная полезная толща залегает на выветрелых глинистых сланцах верхнего девона. Глины плотные, коричневато-бурые, слабопесчанистые, с мелкими включениями щебня (до 15 мм) подстилающих сланцев и зернами кварца. По грансоставу они относятся к пылеватым глинам; по химическому составу – к полукислому глинистому сырью (%): SiO₂ – 66,1; Al₂O₃ – 16,3; Fe₂O₃ – 6,6; CaO – 1,8; MgO – 1,7; SO₃ – 0,05; п.п.п. – 5,5. Средняя мощность полезной толщи 6–7 м, вскрыши – 0,3 м. Запасы сырья по категориям А + В + С₁ – 6228 тыс. м³.

Месторождения керамзитового сырья также связаны с плейстоценовыми элювиально-делювиальными суглинками и глинами и распространены на междуречьях. Эти породы при определенных технологиях могут использоваться как для производства кирпича, так и для керамзитового гравия. Таким комплексным месторождением является Мысовское (III-2-28). Оно находится в 0,7 км к западу от дер. Мысы, в 2 км западнее от ст. Бубчиково. Полезная толща представлена покровными бурыми и серовато-бурыми алевролитистыми глинами мощностью 2,0–4,7 м. Химический состав (%): SiO₂ – 69,2; Al₂O₃ + TiO₂ – 13,6; Fe₂O₃ – 6,7; CaO – 1,4; MgO –

1,6; $K_2O + Na_2O - 2,1$; $SO_3 - 0,3$; п.п. — 5,3. Запасы сырья по категориям А + В + С₁ — 1453 тыс. м³.

Месторождение глин для цементного производства — Ново-Сухоложское (V-3-24), разведано в Зауралье, в 3 км к югу от цементного завода близ ст. Кунара. Продуктивная толща представлена озерными буровато-серыми глинами, залегающими под делювиальными суглинками, подстилаемыми кварцевыми песками и палеогеновыми глинами. Мощность глин 1,8—4,5 (средняя ~ 3,0 м); мощность вскрыши 0,1—0,6 м. Химический состав глин (%): $SiO_2 - 62,2$; $Al_2O_3 - 16,3$; $Fe_2O_3 - 6,3$; $CaO - 6,4$; $MgO - 2,1$; $K_2O - 2,4$; $SO_3 - \text{до } 3$; п.п.п. — 7,8. Технологические испытания в институте «Гипроцемент» (С.-Петербург) показали пригодность глин для производства портландцемента марки 500. Запасы сырья по категориям А + В + С₁ — 23 481 тыс.м³.

Крупная сырьевая база кирпичных и керамзитовых глин позволяет полностью удовлетворить потребности промышленности.

Обломочные породы. На территории листа расположено большое количество месторождений строительных, формовочных, стекольных песков и песчано-гравийного материала. Пески и песчано-гравийные смеси пригодны для штукатурных и кладочных растворов, бетонов. После обогащения (отмучивание глинистых примесей) галечники и гравий используются в строительстве для покрытия шоссежных дорог, устройства балластного слоя железнодорожных путей и как наполнитель бетона. Балансом учтены 37 месторождений строительных песков и шесть песчано-гравийного материала. Месторождения аллювиального генезиса, приурочены к руслам современных рек и их террасам. Часто строительный песок и песчано-гравийный материал представляют комплексные месторождения, где отмечается чередование горизонтов песков и гравийных галечников. Примером может служить месторождение Переваловское (III-2-28), приуроченное к аллювиальным отложениям террасового комплекса р. Тагил. Преобладают в составе продуктивной толщи песчано-гравийной смеси; пески залегают в виде разобщенных линз и гнезд. Мощность песчано-гравийных отложений изменяется от 1 до 16,5 м, мощность вскрыши от 2 до 4,3 м. Песок (и песчаная часть смеси) пригодны без обогащения для строительных растворов, а после обогащения — для бетонов. Месторождение крупное, разрабатывается. Запасы по категориям А + В + С₁ составляют 87,9 млн м³ [505]. Перспективными для поисков месторождений песка и песчано-гравийного материала являются аллювиальные отложения современных крупных рек.

Пески формовочные и стекольные имеют довольно ограниченное распространение. Всего балансом учтены пять месторождений формовочных песков, одно из которых (Басьяновское) является довольно уникальным по своим запасам, и три месторождения стекольных песков (Ерзовское, Пироговское, Боровлянское). Большинство месторождений связаны с мезозойско-кайнозойскими отложениями различного генезиса: прибрежно-морскими, озерными и аллювиальными. Пески кварцевые и кварцево-полевошпатовые, мощностью 5—20 м.

Крупное месторождение Басьяновское представлено пластообразной залежью позднемелового возраста, образовавшейся в прибрежных морских

условиях. Пески кварцевые, слабogliнистые тонко- и мелкозернистые. Средняя мощность 12 м, вскрыши — 4,3 м. Состав: кварц — 95–98 %; полевой шпат — 0,2 %; глауконит — 1,4–3,2 %. Огнеупорность — 1750–1760 °С. Пески используются как формовочные для литья стали. Месторождение разрабатывается карьером; запасы составляют — 122,7 млн т.

Крупных месторождений стекольных песков на площади нет. Залежи их маломощны, пески труднообогатимы. Получаемое стекло — низкого качества. Известные месторождения к освоению не намечаются. Расширение сырьевой базы стекольных и формовочных песков возможно за счет детальных поисков в областях развития морских и континентальных образований позднемелового и олигоценового возрастов.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс, ангидрит. На восточном склоне Урала известны три месторождения (крупных) гипса и гипсоангидрита: *Монастырское* (IV-3-1), *Каринское* (VI-2-42) и *Усть-Карабольское* (VI-2-50). Они приурочены к сульфатно-терригенным осадкам среднего–позднего карбона, образование которых происходило в лагунах со спокойным тектоническим режимом в условиях аридного климата. Наиболее значимым является Каринское месторождение гипсов площадью 27,1 га. Оно сложено красноцветными гипсоносными породами московского яруса, имеющими среднюю мощность 240 м, протяженность по простиранию 750 м, глубину — до 100 м. Гипсы постепенно замещаются гипсоангидритом и ангидритом. Среднее содержание $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ — 94–98 %. Гипсы по качеству соответствуют II сорту (гипс строительный). Запасы категорий А + В + С₁: гипс — 19 125 тыс. т, ангидрит — 755 тыс. т [65]. Месторождение разрабатывается открытым способом.

Агросырьё. Рыхлые карбонатные породы (мергель луговой, туф известковый) используются как агросырьё для известкования кислых почв и минеральной подкормки животных и птиц. На площади Зауралья учтены семь малых месторождений. Залежи мергеля и торфотуфа небольшие и приурочены к бортам долин и оврагов. Форма залежей пластообразная, мощность до 2,5 м. Мергелистые слои часто переслаиваются с прослоями торфа, что свидетельствует об их озерно-биогенной (палюстринной) природе.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

В пределах рассматриваемой территории разведано 11 месторождений и проявлений минеральных вод (см. Гидрогеологическую схему) и четыре — лечебных грязей. По химическому составу выделяются радоновые, сульфатные, хлоридно-гидрокарбонатные натриевые и хлоридные натриевые йодо-бромные воды.

Радоновые воды приурочены к Большеуральскому сложному бассейну корово-блоковых вод и связаны с позднепалеозойскими интрузиями гранитоидов и их измененными разностями. В верхней трещиноватой промытой зоне (до глубины 50–60 м) содержание радона составляет 110–180 БК/л; в локальных трещинах глубокого заложения (100–150 м) и менее промытых участках содержание его возрастает до 480–1900 БК/л. Характерным представителем месторождений минеральных вод с малой концентрацией радона (850 БК/л) является Липовское (№ 4 на гидрогеологической схеме). Воды сульфатно-гидрокарбонатные, сложного катионного состава, со слабой минерализацией, с эксплуатационными запасами 430 м³/сут при среднегодовом содержании радона 897 БК/л, среднемесячном – 880–909 БК/л.

Сульфатные воды с высоким содержанием железа формируются в зонах выветривания колчеданных месторождений (Дегтярского, Краноуральского и др.), приуроченных к вулканогенным породам с высоким содержанием сульфидов. Сульфатные воды также вскрыты скважинами в западной краевой части Западно-Сибирского артезианского бассейна в опоках и песчаниках позднего мела и эоцена у с. Галкинское (севернее г. Камышлов). Воды гидрокарбонатно-хлоридные натриевые (типа «ачалуки») с минерализацией до 2 г/дм³. В лечебных целях не используются.

Гидрокарбонатно-хлоридные натриевые минеральные воды Обуховского типа распространены в западной части артезианского бассейна и приурочены к отложениям верхнего мела. В воде Обуховского месторождения (№ 6) содержится 6 мг/дм³ сероводорода, 12 мг/дм³ свободной углекислоты, 4,5 мг/дм³ гуминовых веществ, 6,4 мг/дм³ битумов, 8,0 мг/дм³ фенолов, незначительная примесь железа и нафтеновых кислот. Целебные качества воды связаны с содержанием органических веществ. Эксплуатационные запасы – 716 м³/сут. В пределах «Обуховской зоны» встречаются пресные воды с щелочной реакцией и повышенным содержанием железа (курорт «Курьи», № 5). Близкие к «Обуховским» минеральные воды разведаны западнее г. Шадринск (№ 11 на гидрогеологической схеме), состав их сходен с водами «Ессентуки № 4». В них присутствует примесь брома (0,006–0,019 %), бора (0,002–0,01 %) и углекислого газа (0,5–3,3 %). Общая минерализация 6–10 г/дм³, рН – 6,5–7,9. Эксплуатационные запасы оцениваются в 207 м³/сут.

Хлоридные натриевые бромные (йодо-бромные) минеральные воды талицкого типа широко распространены в западной части Западно-Сибирского артезианского бассейна. Они приурочены к отложениям нижнего мела и вскрыты скважинами на глубине от 120–130 м до 1000–1600 м у населенных пунктов Сосьва (№ 1 на гидрогеологической схеме), Туринск (№ 2), Тавда (№ 3), Никольское (№ 7), Талица (№ 8). Воды месторождений различаются по температуре (7–42 °С), минерализации (6–20 г/дм³), содержанию брома (4–72 мг/дм³), бора (2–45 мг/дм³), йода (0,2–16 мг/дм³), которые возрастают с запада на восток по мере погружения водоносных пластов.

Воды содержат растворимые газы (от 0,6–7,5 до 27 л/с). Газ преимущественно метановый: на малых глубинах его содержание 58–74 %, на больших – до 80–98 %; доля азота составляет соответственно 11–15 % и 2–16 %, на углекислый газ приходится до 0,3–1,6 %. Дебиты скважин варьируют от

3,5 до 26 л/с. На Тавдинском месторождении (глубины 1163–1170 м) воды хлоридные натриевые, термальные (39–41 °С), с высокой минерализацией, йодо-бромные (брома 60–90 мг/дм³, йода 10–25 мг/дм³). По последнему параметру они близки к промышленным месторождениям йода. Эксплуатационные запасы минеральных вод оценены в 130 м³/сут.

На *Талицком* месторождении воды также с высокой минерализацией (9,3–9,6 мг/дм³), йодо-бромные (брома 25–27 мг/дм³, йода 5 мг/дм³), слаботермальные (269–27 °С), газонасыщенные (содержание метана и азота до 41,1 л/с). Разведанные запасы составляют 520 м³/сут.

Запасы по Сосьвинскому месторождению – 500, по Туринскому – 864, по Никольскому – 30 м³/сут.

Лечебные грязи приурочены к современным озерам, донные отложения которых имеют лечебное значение. По основному составу они сапропелевые (органические). Учтены четыре месторождения. Типичным представителем их является месторождение Оз. Молтаево (IV-2-57), на базе которого работают два курорта «Озеро Молтаево» и «Самоцвет». Средняя мощность слоя сапропеля составляет 3,7 м. Он содержит 10 % органических и минеральных веществ. Несмотря на небольшие размеры озера, запасы сапропеля значительные (около 8 млн т).

ВОДА ПИТЬЕВАЯ

Месторождения питьевых вод локализуются близ крупных городов и населенных пунктов. На восточном склоне Урала они связаны с палеозойскими скальными породами различного происхождения и состава.

Водоносные зоны корово-блоковых вод приурочены к экзогенной трещиноватости, к тектонически активным разломам, к контактам разнородных пород и карбонатным закарстованным толщам. К крупным месторождениям III категории сложности относятся: Больше-Рефтинское (V-2-36), Гагарское (V-2-55), Белоярское (V-2-54), Кольцовское (V-1-58), Исетское (VI-1-2), Барабановское (VI-2-23).

На трещинно-карстовом Барабановском водозаборе воды гидрокарбонатные кальциевые, безнапорные, с минерализацией 0,45–0,55 г/дм³, с запасами по категориям: В – 1,0 тыс. м³/сут, С₂ – 4,7 тыс. м³/сут. С метаморфическим раннепалеозойским комплексом, с его тектонически-трещиноватыми зонами связано Гагарское месторождение гидрокарбонатных вод с минерализацией 0,24 г/дм³, запасы которых: по категориям А – 7,21 тыс. м³/сут; С₂ – 1,12 тыс. м³/сут. Кольцовский водозабор приурочен к вулканогенно-осадочным породам среднего палеозоя. Воды безнапорные, гидрокарбонатные магниевые-кальциевые, с минерализацией до 0,43 г/дм³, с запасами по категориям А + В + С₁ – 5,2 тыс. м³/сут. Больше-Рефтинский и Белоярский водозаборы связаны с зонами контактов интрузивных пород с метаморфическими кристаллосланцами и гнейсами. Воды на первом – безнапорные, гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,2–0,4 г/дм³; на втором – хлоридно-гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,5 г/дм³. Запасы соответственно 8,1 тыс. м³/сут (по категориям А + В) и 4,2 тыс. м³/сут (по категориям С₁ + С₂).

Ирбитское и Серовское месторождения расположены в западной части Западно-Сибирской платформы и связаны с напорными пластовыми водами опокового горизонта эоцена. На месторождении Ирбитское воды гидрокарбонатно-хлоридные с минерализацией 0,3–1,3 г/дм³, с запасами по категориям В + С₁ – 13,6 тыс. м³/сут. На месторождении Серовское воды гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,7 г/дм³, запасы по категориям А + В + С₁ – 11,3 тыс. м³/сут.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Все многообразие полезных ископаемых территории сформировано в четыре минерагенические эпохи. Они в целом соответствуют основным для Урала тектоническим (тектоно-магматическим) циклам: дорифейскому, рифейско-среднекембрийскому, позднекембрийско-триасовому и мезозойско-кайнозойскому. В общем балансе минерального сырья две наиболее древние эпохи сравнительно малопродуктивны. «Палеозойская» эпоха знаменуется формированием львиной доли коренных месторождений почти всех известных генетических типов. В мезозойско-кайнозойское время образованы все россыпи благородных и редких металлов, преобладающая часть урановых объектов, а также углеводородное сырье. В каждой эпохе могут быть выделены конкретные этапы минерагенеза, подразделяющиеся в свою очередь на стадии.

Площадное распределение полезных ископаемых, созданных в те или иные отрезки времени, в силу различных геологических причин не является равномерным, с концентрацией их на локальных участках разной протяженности и ширины. Это, а также совмещение в единых пространствах реализованных минерагенических потенциалов разных этапов и стадий и, в довершение всего, масштабные диастрофические процессы на рубежах эпох в совокупности обуславливают регионально проявленную неоднородность территории в отношении генетических типов, распространенности и степени концентрирования полезных ископаемых.

Главные элементы минерагенического районирования

В рассматриваемом регионе традиционно выделяются два надпорядковых минерагенических таксона — Урало-Новоземельский минерагенический пояс и Западно-Сибирская минерагеническая провинция, соответствующие западному сегменту Урало-Монгольского складчатого пояса и Западно-Сибирской молодой платформе. В составе минерагенического пояса различаются минерагенические мегазоны и зоны, в провинции — зоны и области, в основном хорошо согласующиеся элементами структурно-формационного районирования. В минерагенических зонах (областях) выделяются дискретные рудные районы и узлы. В пределах пояса зоны группируются в минерагенические мегазоны, имеющие классификационное значение (на карте не показаны). Согласно Легенде Уральской серии [422],

минерагеническое районирование выполнено отдельно для доолигоценых и олигоцен-четвертичных образований.

Урало-Новоземельский минерагенический пояс представляют фрагменты трех минерагенических мегазон. В Центально-Уральской мегазоне выделяется лишь один подчиненный таксон — восточная часть *Уфалейской графитоносной кварцево-титаново-железородной минерагенической зоны* (1 Fe, Ti, q(gr)/PR₁–P₂). На территории листа О-41 в пределах данной минерагенической зоны рудные узлы не выделяются, прогнозные ресурсы отсутствуют.

В составе Тагильской мегазоны выделены Западно-Тагильская, Централь-но-Тагильская и Восточно-Тагильская минерагенические зоны, охватывающие пространство большей — южной части Тагильского синклиория и одноименной структурно-формационной мегазоны. *Западно-Тагильская ванадиево-титановосная платино-железо-меднорудная минерагеническая зона* (2 Cu, Fe, Pt (Ti, V)/N–D₁ (MZ) расположена в юго-западной части территории листа О-41 и соответствует структурно-формационной зоне того же названия. В ней зафиксирована одна рудная зона (ранг узла), специализированная на медно-цинковое колчеданное оруденение и гипергенный никель. *Централь-но-Тагильская железо-золоторудная угленосно-бокситоносная минерагеническая зона* (3 Al, УБ, Au, Fe/S₂–J₁) представлена фрагментом в северо-западной части листа О-41. Зона объединяет девонские терригенно-карбонатные, вулканогенные и интрузивные образования, а также раннемезозойские осадки, в совокупности вмещающие большой спектр полезных ископаемых. В ее составе фиксируются четыре рудных узла (из них один потенциальный). *Восто-чно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона* (4 Au, Cu, Fe (Ni)/O₂–C₁ (MZ) протягивается вдоль западной рамки листа О-41. Ее минерагеническое значение обусловлено развитием колчеданосных вулканитов позднеордовикско-раннесилурийской базальт-риолитовой формации (красноуральской свиты), вмещающей месторождения и проявления медно-цинково-колчеданной формации (Красногвардейское, Калугинское и др.); присутствуют также объекты и проявления скарново-магнетитовой и золото-кварцевой (Богомоловское) формаций. С корами химического выветривания по ультрамафитам серовского комплекса связаны месторождения силикатных кобальто-никелевых руд (Черемшанское); здесь же локализованы рудопроявления хромитов. В составе Восточно-Тагильской зоны выделяются четыре рудные зоны и один рудный узел.

В Восточно-Уральскую минерагеническую мегазону входят две минерагенические зоны. *Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона* (5 Au, R, Cr (asb)/PR₁–C₂ (MZ) объединяет разнообразный комплекс месторождений и проявлений, сформировавшихся в океанической, островодужной, коллизионной обстановках, в условиях активной континентальной окраины и континентального рифа. Главное полезное ископаемое этой зоны — золото, его объекты связаны преимущественно с режимом активной окраины в раннем—среднем карбоне. В составе таксона выделяются девять рудных узлов (из них один потенциальный), одна потенциальная рудная зона и один самостоятельный рудный район (представленный своим северным окончанием).

Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона (6 W, Be, Au (g, p, УБ)/PR₁-J₁) приурочена к сложнопостроенному коллажу допалеозойских блоков-микроконтинентов (Мурзинско-Адуйский, Гаевский) и блоков разновозрастных океанических и островодужных образований, перекрытых каменноугольными карбонатными и угленосными терригенными толщами; эти образования прорваны многочисленными интрузиями гранитоидов каменноугольного, пермского и пермско-среднетриасового возраста. Цветно- и редкометалльная специализация Сосьвинско-Суундукской зоны связана с месторождениями вольфрама, бериллия, молибдена в грейзенах и слюдитах, развитых в экзо- и эндоконтактах интрузий пермских и пермско-триасовых коллизионных и постколлизионных (анорогенных) гранитоидов. В данной минерагенической зоне присутствуют также месторождения хризотил-асбеста, хромитов, золота, каменного угля, меди, никеля и других полезных ископаемых. В составе минерагенической зоны выделяются восемь «независимых» рудных узлов (в их числе один потенциальный), а также часть рудоносной зоны (с входящей в нее одной потенциальной рудной зоной).

Западно-Сибирская минерагеническая провинция представлена на территории листа серией минерагенических подразделений, как правило приуроченных к определенным возрастным срезам в чехле платформы и, соответственно, типам полезных ископаемых. *Серовско-Шумихинская угленосно-бокситоносная железорудная минерагеническая зона* (7 Fe, Al, УБ/T₃-K₂) охватывает приуральскую часть Западно-Сибирской платформы, где широко распространены раннемезозойские озерно-болотные, аллювиальные, прибрежно-морские осадки, вмещающие месторождения каменного и бурого угля, бокситов, лимонитовых железных руд и других полезных ископаемых. В составе минерагенической зоны выделяется *Буланаш-Елkinский бокситоносно-угленосный район* (7.1 УК, Al/T₃-K₂), вмещающий большую часть месторождений и проявлений каменного угля (Мугайское, Трошковское, Еловское, Буланашское и др.) и бокситов упомянутой минерагенической зоны. В южной части Буланаш-Елkinского района выделяется *Сухарниковский алюминиеворудный узел* (7.1.1 Al/K), где в апт-альбских терригенных осадках синарской свиты располагается группа месторождений и проявлений бокситов (Сухарниковское, Зырянское, Черноскутовское и др.).

Нижнетуриинско-Курганская урановорудная минерагеническая зона потенциальная (8 U/J₂₋₃) включает область распространения погребенных средне-позднеюрских речных долин, где в аллювиальных осадках известны многочисленные рудопроявления и пункты минерализации урана. В составе минерагенической зоны выделяются два рудных района. *Юконский урановорудный район потенциальный* (8.1 U/J₂₋₃) расположен в северной части минерагенической зоны и вмещает два потенциальных урановорудных узла — Сосьвинский (8.1.1 U/J₂₋₃) и Юконский (8.1.2 U/J₂₋₃). Оба таксона выявлены в процессе прогнозно-поисковых работ, вмещают проявления и пункты минерализации урана (Лапинское, Светлоозерский, Сосьвинский и др.). *Далматовский урановорудный район потенциальный* (8.2 U/J₂₋₃) располагается в южной части минерагенической зоны и уходит за рамку листа О-41. Он также соответствует ареалу распространения ураноносных юрских палеодолин и содержит рудопроявления и пункты минерализации. По ком-

плексу поисковых признаков в нем выделены четыре потенциальных урановорудных узла: *Ляпуновский* (8.2.1 U/J₂₋₃), *Завьяловский* (8.2.2 U/J₂₋₃), *Пионерский* (8.2.3 U/J₂₋₃) и *Крутойрский* (8.2.4 U/J₂₋₃).

Марсятско-Ляпинская фосфоритоносная марганцеворудная минерагеническая зона (9 Mn (Ф)/P₁) соответствует области развития рудоносных разрезом раннепалеогеновой марсятской подсвиты талицкой свиты и охватывает небольшую северо-западную часть листа О-41. Внутри контура минерагенической зоны выделяется *Североуральский марганцеворудный район* (9.1 Mn/P₁), большая часть которого располагается севернее данной территории. В его пределах известно одно малое Колинское марганцевое месторождение.

Обская опалитоносная минерагеническая зона (10 op/P₁₋₂) распространена в центральной части листа О-41 и охватывает область выходов на поверхность серовской и ирбитской свит палеогена. В составе осадков этих подразделений и в меньшей степени в перекрывающей их тавдинской свите присутствуют опоки, трепелы и диатомиты.

Кондинско-Березовская минерагеническая зона промышленных бромистородных вод (11 I, Br/J–K₂) захватывает небольшую северо-восточную часть территории. Данная зона изучена севернее и восточнее листа О-41, где в ее пределах имеются промышленные месторождения; здесь же сколько-нибудь значимые объекты бромистородных вод не известны.

На схеме минерагенического районирования олигоцен-четвертичных образований выделяются те же два крупнейших таксона – Урало-Новоземельский россыпной минерагенический пояс и Западно-Сибирская минерагеническая провинция.

Первый представлен на территории *Восточно-Уральской платино-золотороссыпной минерагенической зоной* (1 Au, Pt/P₃?–Q), в составе которой 11 россыпных узлов (из них восемь потенциальные). Наиболее значимы золотороссыпные и платино-золотороссыпные узлы, приуроченные к мезозойским эрозионно-структурным депрессиям, поскольку в этих районах олигоцен-четвертичные россыпи нередко накладываются на более древние, образуя многоуровневые залежи с крупными запасами.

В составе Западно-Сибирской минерагенической провинции выделяется *Кондинско-Обская циркониево-титаноносная минерагеническая зона потенциальная* (2Ti, Zr/P₃), включающая *Талицкий россыпной циркониево-титановорудный район потенциальный* (2.1Ti, Zr/P₃) с двумя потенциальными рудными узлами. Титан-циркониевые россыпи находятся на территории листа О-41.

Факторы, контролирующие размещение полезных ископаемых, и перспективы территории

Нефть, газ. В пределах *Восточно-Уральской нефтегазоносной области* (1 H, G/PZ–J) выделяется ряд перспективных участков (потенциальных зон нефтегазоаккумуляции). Оценка начальных суммарных ресурсов проведена Н. В. Судат в 2005 г. в ГУП НАЦ РН ХМАО им. В. И. Шпильмана; при этом

выделено три нефтегазоносных комплекса (НГК): меловой, юрский, доюрский.

На площади *Березовского участка* (1601 км²) на правобережье р. Тавда пробурены две скважины; глубина залегания пород палеозойского фундамента 680–780 м. При средней суммарной плотности НСР нефти (для мелового, юрского и доюрского НГК) 17,8 тыс. т/км² прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ оцениваются в количестве 28,4 млн т (8,5 млн т извлекаемых). Средняя оценка суммарных начальных ресурсов газа участка (категорий D₁ + D₂) – 5,6 млрд м³.

Большая часть *Чернореченского участка* попадает в контур Карабашской моноклинали (площадь 5529 км²). Работами, проведенными в 1950–1970-е гг., были выявлены пять локальных поднятий, они оконтурены 20 скважинами. Глубина залегания пород фундамента по данным бурения увеличивается в восточном направлении от 600 до 1300 м. С 2001 по 2005 г. здесь проводились поисково-оценочные работы (ОАО «ТНК»). При средней суммарной плотности НСР нефти (для мелового, юрского и доюрского НГК) 8,1 тыс. т/км² прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ оцениваются в количестве 44,8 млн т (13,4 млн т извлекаемых). Средняя оценка суммарных начальных ресурсов газа участка (категорий D₁ + D₂) – 16,5 млрд м³.

В пределах *Карабашского участка* (площадью 3602 км²) выявлены два локальных поднятия, на которых пробурено по одной глубокой скважине. При средней суммарной плотности НСР нефти (для мелового, юрского и доюрского НГК) 6,6 тыс. т/км² прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ оцениваются в количестве 23,8 млн т (7,1 млн т извлекаемых). Средняя оценка суммарных начальных ресурсов газа участка (категорий D₁ + D₂) – 11,8 млрд м³.

На *Шайтанском участке* (площадью 3858 км²) в северо-западной его части выделено Таборинское локальное поднятие, изученное в 1960-е гг. тремя глубокими скважинами. При средней суммарной плотности НСР нефти (для тех же НГК) 6,7 тыс. т/км² прогнозные ресурсы категорий D₁ + D₂ – 25,8 млн т (7,7 млн т извлекаемых). Средняя оценка суммарных начальных ресурсов газа участка (категорий D₁ + D₂) – 11,6 млрд м³.

Тавдинский участок имеет площадь 3580 км². При средней суммарной плотности НСР нефти 6,4 тыс. т/км² ресурсы категорий D₁ + D₂ принимаются в количестве 22,9 млн т (6,9 млн т извлекаемых). Средняя оценка суммарных начальных ресурсов газа участка (категорий D₁ + D₂) – 10,7 млрд м³.

Общие оцененные прогнозные ресурсы нефти категорий D₁ + D₂ для Восточно-Уральской нефтегазоносной области в пределах листа О-41 составляют 145,7 млн т (43,6 млн т извлекаемых); суммарные начальные ресурсы газа – 55,2 млрд м³. Усредненная суммарная плотность НСР нефти в целом по всем участкам составляет 9,12 тыс. т/км².

Для ресурсной оценки *Приуральской нефтегазоносной области*, представленной на территории частью *Карабашского нефтегазоносного района*, принимается суммарная плотность НСР нефти 10 тыс. т/км². При площади около 13 тыс. км² ресурсы составят порядка 130 млн т нефти (30 %, или 40 млн т, извлекаемых); суммарные начальные ресурсы газа ~600 млн м³. *Шаимский нефтегазоносный район* почти полностью расположен за пределами листа О-41; по нему оценка прогнозных ресурсов не производилась.

Для оценки *Тюменского нефтегазоносного района* – фрагмента *Тюменско-Томской нефтегазоносной области* – принимается суммарная плотность НСР нефти 1 тыс. т/км². При площади около 6 тыс. км² ресурсы составят около 6 млн т нефти (30 %, или 1,8 млн т, извлекаемых); суммарные начальные ресурсы газа ~27 млн м³.

Нефтегазогеологическое районирование также приведено на отдельной схеме. В Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции (НГП) в пределах листа выделяются фрагменты трех нефтегазоносных областей (НГО). *Восточно-Уральская нефтегазоносная область* (1 Н, Г/РЗ–J) охватывает район развития потенциально нефтегазоносных структур чехла Западно-Сибирской платформы и прослеживается полосой в восточной части листа О-41.

Приуральская нефтегазоносная область (2 Н, Г/РЗ–K₂) представлена небольшим фрагментом в северо-восточном углу планшета. Из соседних территорий протягиваются два включаемых в нее нефтегазоносных района – *Шамимский* (2.1 Н, Г/РЗ–J) и *Карабашский* (2.2 Н, Г/РЗ–J); на территории последнего располагается малое Карабашское нефтегазовое месторождение.

Тюменско-Томская нефтегазоносная область (3 Н, Г/РЗ–J), и *Тюменский нефтегазоносный район* (3.1 Н, Г/РЗ–J) в ее составе охватывают небольшой участок около восточной рамки.

Уголь каменный и бурый. Угленосность раннекаменноугольных месторождений и проявлений угля связана с «эвгеосинклинальной» («котловинной») трансгрессивной параллической терригенной угленосной формацией (Егоршино-Каменская золото-медно-угленосная зона и северная часть Буланаш-Елkinского бокситоносно-каменноугольного района). Угленосные отложения в современном плане имеют вид узких полос субмеридионального направления – согласно общему простиранию палеозойских структур. Они локализованы в трех обособленных угленосных зонах (полосах): Западной (Рефтинской или Алапаевской), Главной (Егоршинской) и Восточной (Прибуланашской). Подобное распространение угленосной формации во многом связано с постседиментационными тектоническими и денудационными процессами в конце палеозоя, мезозое и кайнозое, но также оно обусловлено и первичными особенностями накопления осадков во флишеидных прогибах на новообразованной активной континентальной окраине.

Углевмещающая формация представлена главным образом терригенными отложениями (аргиллиты-алевролиты-песчаники-гравелиты и конгломераты) континентальных, лагунно-континентальных и прибрежно-морских фаций. Роль лагунных и морских осадков возрастает на севере района – вплоть до появления единичных прослоев известняков (Махневское, Еловское месторождения); в южных же районах преобладают отложения континентальных фаций. На отдельных участках заметную роль в составе угленосной формации играют вулканические (основного и среднего состава) и вулканогенно-осадочные образования. Общая ее мощность колеблется от 200–300 до 1000 м и более; возрастной интервал формирования – турне–раннее визе.

Угленосность мезозойских отложений связана с депрессиями: на западе – с Волчанской, на востоке – с Буланаш-Елkinской. Последняя (юж-

ная часть Буланаш-Елкинского бокситоносно-угленосного района) изучена бурением достаточно хорошо, однако окончательно вопрос о перспективности этой площади не решен, особенно в северной части.

Дальнейшие перспективы территории на уголь связываются с угольными полями («площадями») вокруг известных месторождений и углепроявлений. Серовский бурогольный узел включает *Волчанскую* площадь (поле) размером 15×4 км; прогнозные ресурсы категорий $P_1 - 785,4$ тыс. т, $P_2 - 854,6$ тыс. т. Ресурсы категории P_3 в целом для узла составляют 4 млн т. Перспективы площади на уголь ограничены размерами Волчанской депрессии.

Егоршино-Каменская золото-медно-угленосная зона включает семь перспективных на каменный уголь площадей (полей): Рычковскую, Алапаевскую, Таборско-Мостовскую, Подосининскую, Егоршинскую, Сухоложскую и Каменскую. По ним подсчитаны ресурсы высоких категорий, из которых составляют (в совокупности по всем объектам): $P_1 - 23,6$ млн т, $P_2 - 105,4$ млн т. Ресурсы каменного угля категории P_3 в целом по рудоносной зоне — 826,4 млн т.

Буланаш-Елкинский бокситоносно-каменноугольный район включает 11 изученных площадей (фланги известных месторождений) с оцененными ресурсами, которые в сумме составляют: категории $P_1 - 136,2$ млн т, категории $P_2 - 36,4$ млн т.

Всего прогнозные ресурсы углей изученной территории составляют (млн т): категории $P_3 - 1079,6$, категории $P_2 - 141$, категории $P_1 - 160,62$ (в т. ч. бурый уголь категорий $P_3 - 12,0$, $P_2 - 1,69$, $P_1 - 10,29$; каменный уголь категорий $P_3 - 1067,6$, $P_2 - 139,31$, $P_1 - 150,33$ [487]).

Железо. Значимые железорудные объекты сосредоточены на северо-западе территории в четырех таксонах ранга рудных узлов; с тремя из них связываются перспективы.

Краснотурьинский золото-медно-железорудный узел (3.1.3) располагается в Центрально-Тагильской минерагенической зоне. Узел вытянут в меридиональном направлении на 48 км при ширине 7–17 км; контуры его определяются границами Турьинской кальдерообразной депрессии. Центральная часть последней сложена Ауэрбаховским гранитным массивом и сопровождающими его с запада и севера мелкими массивами; большинство железорудных объектов расположено в его экзоконтактовом ореоле. Проявлена зональность скарнов: непосредственно в контакте с массивом находятся магнетитовые месторождения, с удалением к северу — медно-магнетитовые, еще далее — существенно медные. Перспективы связываются с нескрытым оруденением в образованиях туринской свиты. Турьинская вулкано-тектоническая депрессия отчетливо проявляется на глубине в гравитационном и магнитном полях. Прогнозные ресурсы железа Краснотурьинского узла составляют: по категории $P_3 - 75$ млн т (до глубины 500 м), $P_2 - 14$ млн т (до глубины 500–1000 м), $P_1 - 16$ млн т (до глубины 600–1200 м) [457].

В Лобвинско-Лялинской медно-золото-железорудной зоне (4.0.1), где расположены малое месторождение Питателевское, а также рудопроявления Пос. Ключи и Толокнянское, по геолого-геофизическим данным пред-

шественниками выделены два рудных поля, перспективных в отношении скарново-магнетитовых руд. В геологическом строении Ключевского поля участвуют лавы, туфы, туффиты базальт-трахитовой формации, а также субвулканические тела микросиенитов, сиенит-порфиров и диоритов (восточная часть площади перекрыта верхнемеловыми и четвертичными отложениями). Литологический состав в целом благоприятен для формирования скарново-магнетитового оруденения. Магнитное поле сложное интенсивностью 800–3000 нТл, простирание аномальной зоны северо-западное, размеры 6 × 1,5 км. Магнитные и гравитационные аномалии связываются с глубинным оруденением. Толокнянское рудное поле расположено южнее Ключевского в 1–2 км и сложено сходными образованиями. Магнитное поле сложное, интенсивность его 800–3000 нТл, форма аномалии изометричная, размеры 3 × 2 км, сопряжена с локальным гравитационным максимумом. Прогнозные ресурсы рудной зоны составляют по категории P_3 70 млн т (до глубины 1000 м) [457].

Истокско-Большереченский молибден-медно-железородный узел (5.0.3) включает месторождения железа Истокское и Большереченское и проявления Чернопийское и Камбаихское. В пределах узла выделено три рудных поля, перспективных в отношении скарново-магнетитовых руд на глубоких горизонтах месторождений и их флангах.

Общие прогнозные ресурсы, подсчитанные для рудных полей в пределах Истокско-Большереченского узла, составляют по категории P_2 125 млн т. Ресурсы категории P_3 для узла в целом — 310 млн т [457].

С железистыми кварцитами перспективы в отношении этого металла не связываются.

Марганец. Месторождения девонского уровня Горнощитское (V-1-66) и Клевакинское (VI-2-4), а также метаморфизованные родонитовые Кургановское (VI-1-1), Бородулинское (VI-1-12) и Мало-Седельниковское (VI-1-6) образуют компактную группу в пределах Верхотурско-Новооренбургской и Сосьвинско-Суундукской минерагенических зон. Ресурсы марганца Клевакинского рудного узла (300 км²) оцениваются по состоянию на 1.01.2003 г. по категории P_3 в 2000 тыс. т (при среднем содержании марганца 23 %). По Клевакинскому рудному полю оценены прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 0,4 млн т, в т. ч. около 60 тыс. т окисленных существенно пиролюзитовых близких пероксидным руд с содержанием марганца 38,3 % [399].

Объекты палеогенового стратиграфического уровня, относящиеся к Североуральскому марганцеворудному району, располагаются исключительно в раннепалеогеновой полуночной пачке марсятской подсвиты талицкой свиты. Прогнозные ресурсы Колинского марганцеворудного поля по категории P_2 составляют 13,86 тыс. т, P_1 — 26,7 тыс. т при среднем содержании марганца 21 % [399].

Хромиты. На изученной территории хромитовые руды приурочены к массивам дунит-гарцбургитовой формации двух возрастных уровней — вендского (алапаевский комплекс) и среднеордовикского (салатимский, серовский, куликовский, каргапольский комплексы). Сред-

неордовикский возраст ультрамафитов на площади листа не в полной мере обоснован изотопно-геохронологическими методами; возможно, в процессе дальнейших исследований он будет уточнен. Породы дунит-гарцбургитовой формации входят в состав офиолитовой ассоциации, в которую помимо ультраосновных пород включаются габброиды, вулканы базальтовой формации и кремнистые осадки («офиолитовая триада» Штейнмана). Офиолитовые серии формируются на участках земной коры океанического, окраинно-морского, примитивного островодужного типов и в полном наборе представлены следующими типами горных пород или комплексов (снизу вверх): ультраосновные породы (мантийные тектониты), состоящие преимущественно из гарцбургитов и подчиненных дунитов; кумулятивные габброиды, перидотиты и дуниты, иногда содержащие тела плагиогранитов; комплекс параллельных даек основного состава; комплекс основных вулкаников, перекрываемый кремнистыми осадками.

Массивы ультрамафитов дунит-гарцбургитовой формации содержат месторождения высокомагнезиальных хромитов с переменным содержанием хрома и алюминия и стабильно низким содержанием окисного железа. В альпинотипных габбро-перидотитовых массивах восточного склона Среднего Урала выделяются три главных структурно-петрографических комплекса: жильно-полосчатый и шлирово-такситовый — дунит-гарцбургитовые и дунит-клинопироксенитовый [350].

Шлирово-такситовый дунит-гарцбургитовый комплекс является продуктом глубокой переработки родоначального вещества верхней мантии и служит субстратом, на котором формируются более поздние парагенезисы, порождающие широкое разнообразие петрографических типов ультраосновных горных пород и различные виды полезных ископаемых, в первую очередь хромитов. Жильно-полосчатый комплекс насыщен жилами эпигенетических дунитов. На Среднем Урале он изучен в пределах Алапаевского массива благодаря значительному объему поискового бурения, выполненного в последнее время.

Дунит-клинопироксенитовый комплекс состоит из дунитов и клинопироксенитов, гетерогенных по своему происхождению. В нем выделяются две ассоциации, сходные по формальному петрографическому признаку, но различающиеся по времени образования, текстурно-структурным особенностям и некоторым нюансам состава породообразующих и акцессорных минералов. Первая ассоциация представлена субритмично полосчатыми дунит-клинопироксенитами, вторая — шлирово-такситовыми дунит-диаллагитами, эпигенетичными по отношению к первой ассоциации и к двум упомянутым выше структурно-петрографическим комплексам. Высокосортные хромитовые руды обычно связаны с дунитами.

Однако эта давно установленная эмпирическая закономерность в настоящее время требует уточнения: промышленно важные концентрации высокосортных хромитовых руд связаны не просто с дунитами, среди которых выше выделяются несколько генетических типов, а с определенными разновидностями их, одной из которых являются эпигенетичные по отношению к гарцбургитам и образующие с ними жильно-полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс, наиболее глубинный в разрезе ультрамафитовых массивов. Он служит главной рудовмещающей средой для бога-

тых руд Кемпирсая, Войкаро-Сыннинского массива, Рай-Иза и др. [350]. Второй разновидностью пород, вмещающих высокосортные хромитовые руды, являются дуниты дунит-клинопироксенитового комплекса. Хромиты в данном случае образуют различные по мощности «прослой», постепенно переходящие в собственно дуниты, поэтому рассматриваются как сингенетичные образования.

Таким образом, при поисковых и прогнозно-оценочных работах необходимо детальное расчленение гипербазитовых массивов по составу родоначальных горных пород. Процессы метаморфизма негативно сказываются на качестве руд. При антигорнитизации и, тем более, при хлоритизации и отальковании хромшпинелиды теряют магний и глинозем, которые замещаются железом, происходит переход закисного железа в окисное. В силу этого возрастает общая железистость руды в целом. Наиболее интенсивно данные процессы происходят во вкрапленных рудах, а также в зальбандах и по трещинам массивных руд. В результате в разных частях одного и того же рудного тела отношение $Cr_2O_3 : FeO$ колеблется в значительных пределах. Например, в месторождениях Ключевского массива в концентрате массивных и густовкрапленных руд это отношение колеблется от 1,6 до 3,4; в концентрате бедновкрапленных руд – от 1,46 до 2,52 [350]. Аналогичные данные получены и на многих других известных месторождениях и рудопроявлениях Среднего Урала. Естественно при этом, что состав хромшпинелидов также оказывается непостоянным.

Изложенные закономерности размещения хромитовых руд Среднего Урала в целом совпадают с представлениями, разработанными ранее Т. А. Смирновой [257], и согласуются с закономерностями, выявленными в массивах Полярного Урала [449]. Уральские массивы дунит-гарцбургитовой формации обладают повсеместно выдерживающейся зональностью: гарцбургит → дунит → дунит-клинопироксенитовый (\pm верлит, троктолит) комплекс → габбро. Л. Д. Булыкин [350] считает, что жильно-полосчатый дунит-гарцбургитовый комплекс, который соответствует наиболее продуктивному горизонту полярноуральских массивов, на Среднем и Южном Урале распространен слабо. Действительно, фрагменты этого комплекса в редуцированном виде встречены только в Алапаевском массиве, в его южной части. В силу этого хромитовые месторождения Среднего Урала представлены почти исключительно глиноземистыми рудами слабодифференцированных гарцбургитов и дунит-клинопироксенитовых комплексов. Разрез офиолитов, по всем параметрам сопоставимый с полярноуральским, наблюдается только в Кемпирсае. Из этого следует, что в пределах Среднего Урала маловероятны крупные хромитовые месторождения, подобные известным в Рай-Изском и Кемпирсайском массивах.

Приведенные ниже прогнозные ресурсы хромитовых руд листа О-41 оценивались Л. Д. Булыкиным [350] в рамках отчета по оценке ресурсного потенциала Уральского федерального округа и были утверждены НТС Уралнедра в 2002 г. В рамках данной работы они уточнены в комплексных минерагенических таксонах, показанных на карте полезных ископаемых листа О-41. Хромитовые месторождения и проявления локализованы в пределах трех минерагенических зон: Восточно-Тагильской никеленосной железо-медно-золоторудной, Верхотурско-Новооренбургской асбестонос-

ной хромово-редкометалльно-золоторудной и Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной.

В составе Восточно-Тагильской зоны прогнозные ресурсы хромитов подсчитаны для Верх-Нейвинской и Полевской рудных зон (в ранге рудных узлов), приуроченных к ультрамафитам серовского комплекса среднего ордовика. Верх-Нейвинская хромово-платино-никелеворудная зона (4.0.4) объединяет многочисленные рудопоявления, известные в составе Верх-Нейвинского и Верхне-Тагильского массивов, часть из которых располагается западнее исследуемой территории. В пределах листа О-41 локализованы группы проявлений, объединенных на КПИ под названиями: «Верхнетагильская», «Жужинско-Шеромская», «Лешачьи Лога», «Красногорско-Афонинская»; они сосредоточены на площади 135 км². Среднее содержание Cr₂O₃ в этих объектах от 22,5 % до 51,53 %. Для территории приняты прогнозные ресурсы P₂ – 300 тыс. т руды до глубины 100 м. Полевская хромово-медно-никелеворудная зона (4.0.5) включает группу хромитовых проявлений Уфалейского массива, наиболее крупное из которых – Южно-Песчанское. Площадь распространения продуктивной дунит-гарцбургитовой формации – 200 км², глубина прогноза 300 м, среднее содержание Cr₂O₃ 42,7 %. НТС Уралнедра в 2002 г. приняты следующие прогнозные ресурсы хромитов: P₁ – 300 тыс. т, P₂ – 500 тыс. т, P₃ – 1000 тыс. т (первые две категории – для рудных полей и флангов проявлений).

Верхотурско-Новооренбургская минерагеническая зона включает три таксона, для которых определены прогнозные ресурсы: Устейско-Серовский и Аятско-Зверевский узлы и Восточно-Тагильская потенциальная рудная зона.

Устейско-Серовский хромово-кобальт-никелеворудный узел (5.0.1) приурочен к одноименному дунит-гарцбургитовому массиву серовского комплекса. В пределах массива известны многочисленные проявления, наиболее крупными из которых являются Устейский Рудник-I и -II. Для узла (глубина прогноза 50 м, среднее содержание Cr₂O₃ 46,4 %) оценены следующие прогнозные ресурсы: P₁ – 86 тыс. т (в пределах рудных полей), P₃ – 1000 тыс. т (на узел). Восточно-Тагильская хромоворудная зона потенциальная (5.0.2) выделяется в пределах одноименного массива серпентинизированных дунитов и гарцбургитов среднеордовикского серовского комплекса. Здесь известны рудопоявления хромитов, наиболее крупное из них – Петровское. Для таксона площадью 200 км² проведена прогнозная оценка (глубина прогноза 300 м, среднее содержание Cr₂O₃ 36,4 %); на НТС Уралнедра приняты прогнозные ресурсы: P₂ – 3000 тыс. т (для рудных полей) и P₃ – 3000 тыс. т (для рудной зоны за вычетом полей). Аятско-Зверевский хромово-золоторудный узел (5.0.7) приурочен к Первомайскому дунит-гарцбургитовому массиву, сложенному одноименным среднеордовикским комплексом. В его пределах располагается малое месторождение Качкинская Группа и большее число проявлений, наиболее значительное из которых – Корельско-Лебяжинская Группа. Площадь рудного узла – 400 км², глубина прогноза – 100 м. Прогнозные ресурсы при среднем содержании Cr₂O₃ 35 % составляют: по категории P₁ – 20 тыс. т, P₂ – 34 тыс. т (обе – для проявлений и рудных полей) и P₃ – 5500 тыс. т при среднем содержании Cr₂O₃ 34,4 % (в целом по узлу).

В составе Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной минерагенической зоны есть два таксона, вмещающих промышленные месторождения и проявления хромитов: Алапаевский и Ключевской рудные узлы, приуроченные к одноименным ультрамафитовым массивам, сложенным алапаевским габбро-дунит-гарцбургитовым комплексом венда. Алапаевский золото-асбестово-хромоворудный потенциальный узел (6.0.1) является одним из самых крупных (425 км²) и наиболее изученным на Среднем Урале. В его пределах известно три промышленных месторождения хромитов: Курмановское, III Поденный Рудник и Вершина Реки Алапахи, а также большое количество рудопроявлений. Оценены прогнозные ресурсы по P_2 – 400 тыс. т (в пределах полей) при глубине прогноза 100 м и среднем содержании Cr_2O_3 28,5 %. Ключевской платино-никелево-хромоворудный узел (6.0.5) вмещает большое количество рудопроявлений (Козловско-Самохваловская, Ревдинско-Первомайская группы), локализованных на площади 80 км². В его пределах оценены: сумма прогнозных ресурсов категории P_1 – 2200 тыс. т (глубина прогноза 50 м, среднее содержание Cr_2O_3 12,4 %); для потенциального рудного поля, прогнозируемого в северной части массива, прогнозные ресурсы P_2 составляют 600 тыс. т (глубина прогноза 100 м, среднее содержание Cr_2O_3 40,9 %); в южной части узла предполагается рудное поле с ресурсами P_2 – 800 тыс. т (глубина прогноза 250 м, среднее содержание Cr_2O_3 19,3 %). Для узла в целом ресурсы P_3 до глубины 200 м при среднем содержании Cr_2O_3 21,3 % составляют 1200 тыс. т.

Первоочередными объектами для постановки геологоразведочных работ и промышленного освоения Л. Д. Булькин [350] считал следующие хромитоносные ультрамафитовые массивы: Алапаевский (Алапаевский рудный узел), Верх-Нейвинский (Верх-Нейвинская зона), Первомайский (Аятско-Зверевский узел), Ключевской (Ключевской узел), Уфалейский (Полевская зона).

Цветные металлы. Медь, цинк, свинец. Перспективы площади на медное и медно-цинковое оруденение связываются с таксонами Тагильской и Восточно-Уральской минерагенических мегазон, содержащими объекты медно-цинково-колчеданной, медно-железородной скарновой и медно-порфировой формаций. Прогнозные ресурсы оценивались Е. С. Контарем в 2003 г. [400] и утверждены НТС Уралнедра.

В пределах Центрально-Тагильской железо-золоторудной угленосно-бокситоносной минерагенической зоны ресурсы меди утверждены по двум объектам – Чернореченскому и Краснотурьинскому рудным узлам. В контуре *Чернореченского медно-золоторудного узла потенциального* (3.1.2 Au, Cu/D₁₋₂ (MZ)) располагается перспективное Дрожное рудопроявление медно-порфировой формации. Прогнозные ресурсы потенциального узла на медно-порфировое оруденение по категории P_3 составили 630 тыс. т меди (157 500 тыс. т руды) при средних содержаниях (%): Cu – 0,4, Mo – 0,01. В пределах *Краснотурьинского золото-медно-железородного узла* (3.1.3 Fe, Cu, Au/D₁₋₂ (MZ)) находится Северо-Ауэрбаховское медно-скарновое проявление, по прогнозируемому рудному полю которого оценены ресурсы меди категории P_2 – 300 тыс. т (25 000 тыс. т руды) при средних содержаниях Cu 1,2 %.

В составе Западно-Тагильской ванадиево-титаноносной платино-железо-меднорудной минерагенической зоны присутствует *Дегтярская никелево-цинково-меднорудная зона* (2.0.1 Cu, Zn, Ni/O₂-S₁ (MZ), где в рудном поле Гумешевского месторождения оценены прогнозные ресурсы меди и золота двух типов руд – скарнового и медистых глин. Прогнозные ресурсы меди скарнового типа составляют (при средних содержаниях Cu 1,2 %) по категориям P₂ – 300 тыс. т (25 000 тыс. т руды) и P₁ – 100 тыс. т (8300 тыс. т руды). Прогнозные ресурсы медистых глин категории P₂: Cu – 150 тыс. т (21 400 тыс. т руды), Au – 10,7 т при средних содержаниях Cu 0,7 %, Au – 2 г/т; по категории P₁: Cu – 100 тыс. т (40 000 тыс. т руды), Au – 20 т при средних содержаниях Cu 0,7 %, Au – 0,5 г/т.

В Сосьвинско-Суундукской угленосно-графитоносной золото-бериллиево-вольфрамоворудной минерагенической зоне выделяется *Егоршино-Каменская золото-медно-угленосная рудоносная зона* в ранге рудного района (6.1 УК, Cu, Au/D₂-C₂ (MZ), в пределах которой утверждены прогнозные ресурсы. Ресурсы P₁, принятые для Сафьяновского рудного поля, составили (тыс. т): Cu – 165, Zn – 100, Pb – 16; Au – 4,4 т, Ag – 204 т (7400 тыс. т руды – при средних содержаниях (%): Cu – 2,23, Zn – 1,39, Pb – 0,22; Au – 0,6 г/т, Ag – 27,6 г/т. Оценены следующие ресурсы P₂: для прогнозируемого рудного поля, включающего Южно-Егоршинское, Артемовское и Бобровское проявления (тыс. т): Cu – 200, Zn – 140, Pb – 10; Au – 5,9 т, Ag – 270 т (9800 тыс. т руды) при средних содержаниях (%): Cu – 2,23, Zn – 1,39, Pb – 0,1; Au – 0,6 г/т, Ag – 27,6 г/т; для прогнозируемого рудного поля в районе Колпаковского рудопроявления (тыс. т): Cu – 200, Zn – 600, Pb – 160 (20 000 тыс. т руды) – при средних содержаниях (%): Cu – 1, Zn – 3, Pb – 0,8. Прогнозные ресурсы P₃ оценены для трех участков, расположенных в пределах Егоршинско-Каменской рудоносной зоны, и в сумме составляют (тыс. т): Cu – 1400, Zn – 1680, Pb – 290 (79 000 тыс. т руды) – при средних содержаниях (%): Cu – 1,77, Zn – 2,13, Pb – 0,36. За вычетом впервые оцененных в рамках данной работы прогнозных ресурсов Рудянско-Февральской зоны (см. ниже) ресурсы P₃ составят (тыс. т): Cu – 1084, Zn – 1626, Pb – 290.

Авторами была произведена оценка ресурсов меди и цинка *Рудянско-Февральской медно-золоторудной зоны потенциальной* (6.1.1 Au, Cu/D₂-C₂ (MZ), входящей в состав Егоршинско-Каменской рудоносной зоны. Большая часть этого таксона складывается вулканитами рудянской толщи эйфельско-живетского возраста, принадлежащими к базальт-андезит-дацитовый формации, которой комагматичен алтынайский габбро-диорит-гранитовый комплекс. Наличие рудопроявлений меди, а также синхронного и сингенетического серноколчеданного оруденения в стратифицированных образованиях рудянской толщи свидетельствует об ее металлогенической специализации на медноколчеданное оруденение. Наиболее изученным в пределах Рудянско-Февральской зоны является Южно-Егоршинское рудопроявление [444]. В восточной части полосы эффузивов выявлена комплексная (гравиметрическая, электроразведочная, геохимическая) линейная протяженная (около 2,5 км) мощная (200–300 м) аномальная зона, фиксирующая выход на поверхность рудовмещающего падающего (по данным бурения) на запад горизонта. Зона представлена гидротермально изменен-

ными (серицитовые сланцы, вторичные кварциты) андезитами и дацитами, содержащими сульфидную вкрапленность, маломощные тела медно- и серноколчеданных руд, бурые железняки. По данным количественной интерпретации локальной аномалии гравитационного поля предполагается залегание линзовидного рудного тела мощностью более 50 м на глубине 150–200 м. По простиранию оруденение прослеживается до 300 м к северу и до 800 м к югу. Южнее Южно-Егоршинского проявления известно большое количество рудопроявлений меди, ореолов околорудных серицит-кварцевых метасоматитов, перспективных электроразведочных и гравиметрических аномалий, геохимических аномалий халькофильных элементов [444]. Наличие перечисленных выше признаков рудоносности позволило нам произвести оценку прогнозных ресурсов меди и цинка Рудянско-Февральской медно-золоторудной зоны по категории P_3 , используя в качестве эталонного объекта Сафьяновское медно-цинковоколчеданное месторождение.

Р. Г. Язева [302] приводит следующие поисковые критерии и признаки колчеданного оруденения в пределах Сафьяновского рудного поля:

- формационный – приуроченность колчеданных месторождений к вулканическим формациям, формировавшимся в океанических и задуговых бассейнах и на ранних стадиях образования островных дуг;
- стратиграфический – соответствие возраста рудовмещающей пачки возрасту известных колчеданосных стратонов Урала;
- петрологический – наличие признаков дифференцированности вулканитов.

Изложенные выше критерии рудоносности являются региональными. К локальным поисковым признакам можно отнести:

- геолого-структурный – приуроченность рудных тел к локальной грабенообразной палеодепрессии в пределах подводной вулcano-купольной постройки кислого состава;
- наличие интенсивной локальной положительной гравиметрической аномалии над рудным телом;
- наличие геохимического ореола полиметаллического спектра (Cu, Zn, Pb, Ag, Ba) в почвах и коренных породах в пределах рудного поля;
- наличие электроразведочных аномалий, фиксирующих сплошные и прожилково-вкрапленные сульфидные руды;
- наличие ореолов серицит-кварцевых метасоматитов, рудопроявлений меди и лимонитов «шляпного» типа.

В пределах Рудянско-Февральской потенциальной рудной зоны имеются все региональные и большая часть локальных поисковых признаков медноколчеданного оруденения: рудянская свита представлена дифференцированной серией, состоящей из базальтов, андезитов и риолитов, а также разнообразных вулканогенно-осадочных пород, формировавшихся преимущественно в подводных условиях. Правда, возраст рудянской толщи среднедевонский, в отличие от раннедевонского у теченской толщи, вмещающей Сафьяновское месторождение; но он соответствует времени формирования колчеданосной карамалыташской свиты Магнитогорской мегазоны. Геохимические особенности вулканитов рудянской толщи сближают их с образованиями развитых островных дуг, но эта особенность их

состава может быть связана с присутствием фрагментов древней коры субконтинентального типа в фундаменте вулканического пояса. В пределах Рудянско-Февральской потенциальной рудной зоны известны перспективные геофизические, геохимические аномалии и многочисленные рудопроявления меди, о чем было сказано выше.

Согласно Государственному балансу [76], запасы на Сафьяновском месторождении составляют: по C_1 Cu – 605 тыс. т, Zn – 95,4 тыс. т (17 416 тыс. т руды); по C_2 Cu – 27,8 тыс. т, Zn – 11,9 тыс. т (862 тыс. т руды); всего 632,8 тыс. т меди (18 278 тыс. т руды) и 107,3 тыс. т цинка при средних содержаниях Cu 3,47 %, Zn – 0,58 %.

Площадь Сафьяновского рудного поля (Сафьяновского пакета пластин) – 3 км²; при этом площадь самих рудных тел, по которым производился подсчет запасов, приблизительно 0,3 км² [407]; соответственно, коэффициент рудоносности равен 0,1. Площадная удельная продуктивность месторождения составляет: для меди $632,8 : 3 = 210,9$ тыс. т/км², для цинка $107,3 : 3 = 35,77$ тыс. т/км².

Площадь Рудянско-Февральской медно-золоторудной зоны – 214 км². Учитывая неполное соответствие критериев рудоносности параметрам Сафьяновского месторождения, коэффициент достоверности принимается равным 0,7. Прогнозные ресурсы меди категории P_3 составят: $210,9 \times 0,01$ (коэффициент при пересчете удельной продуктивности от месторождения к рудной зоне) $\times 214 \times 0,7 = 315,93$ (316) тыс. т (91 117 тыс. т руды) при средних содержаниях Cu 3,47 %. Прогнозные ресурсы цинка категории P_3 составят: $35,77 \times 0,01 \times 214 \times 0,7 = 53,58$ (54) тыс. т (91 117 тыс. т руды) при средних содержаниях Zn 0,58 %.

В Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоне выделяется *Невьянский медно-золоторудный узел* (5.0.6 Au, Cu/D₁–C₂ (MZ), для которого ранее оценены прогнозные ресурсы (по состоянию на 1.01.2003 г.) категории P_3 (тыс. т): Cu – 250, Zn – 750, Pb – 225 (25 000 тыс. т руды) – при средних содержаниях (%): Cu – 1, Zn – 3, Pb – 0,5. По прогнозируемому в его составе рудному полю, вмещающему проявления Таволжанское и Красный Бор, тогда же оценены ресурсы P_2 (тыс. т): Cu – 150, Zn – 450, Pb – 75; Au – 30 т, Ag – 300 т (15 000 тыс. т руды) – при средних содержаниях (%): Cu – 1, Zn – 3, Pb – 0,5; Au – 2 г/т, Ag – 20 г/т.

Никель, кобальт. Урал занимает ведущее место в стране по ресурсам силикатных никелевых руд, развитых в корях выветривания массивов альпинотипных гипербазитов. Образование этих руд связано с мощными процессами корообразования в мезозойско-кайнозойском мегацикле платформенного развития региона.

При этом учитывается генетическая связь месторождений силикатно-никелевых руд с массивами ультраосновных пород дунит-гарцбургитовой формации, на которых сохранились продуктивные коры. Таких массивов (и групп массивов) на листе около 40. Они в большинстве случаев прослеживаются в виде поясов меридионального направления, располагаясь на границах структурно-формационных зон вдоль крупных разломов. Кроме того, принимаются во внимание литологические, структурно-формационные, тектонические, геоморфологические и других факторы. Никеленос-

ность нередко пространственно совпадает с платинорудной, хромоворудной и меднорудной минерализацией.

В основу оценки прогнозных ресурсов положены установленные закономерности размещения месторождений и рудопроявлений силикатных никелевых руд. Прогнозные ресурсы категории P_3 определялись при наличии прямых признаков оруденения в благоприятной геологической ситуации, а ресурсы категории P_2 - расчетом параметров объектов (рудопроявлений, геохимических аномалий). К прогнозным ресурсам категории P_1 , как правило, отнесены руды эксплуатируемых месторождений, находящиеся за пределами контуров подсчета запасов, а также авторские запасы, подсчитанные по категории C_2 , но не утвержденные. Оценена удельная продуктивность разных типов коры выветривания: а) площадной, смешанный тип коры выветривания (серовский тип); удельная продуктивность составляет 190 тыс. т Ni на 1 км² (аналог – Серовское месторождение); б) линейный тип коры выветривания, контактово-карстовый подтип; удельная продуктивность – 10 тыс. т Ni на 1 пог. км (аналог – Ревдинско-Полевская группа месторождений: Ново-Ивановское, Кунгурское, Патрушинское, Осиновское); в) смешанный (линейно-площадной) тип коры выветривания; удельная продуктивность – 5 тыс. т Ni на 1 км² (аналог – Сусанское, Точильногорское месторождения). Применялись коэффициент рудоносности (0,1–0,5) и коэффициент достоверности прогноза (0,1–0,8). В отдельных случаях прогнозные ресурсы определялись методом прямого расчета.

Прогнозные ресурсы подсчитывались лишь по площадям, расположенным в достаточно выгодных географо-экономических условиях, на небольшом удалении от заводов-потребителей. Все объекты прогноза имеют достаточно высокую перспективность на выявление крупных и средних месторождений.

Геолого-экономическая оценка прогнозируемых объектов основывается на опыте эксплуатации месторождений силикатных никелевых руд на Урале и согласуется с требованиями ГКЗ к качеству сырья. На всех известных эксплуатируемых месторождениях Урала промышленные запасы были утверждены при минимальной мощности рудного тела 1,0 м; среднем содержании Ni 1,1 %; бортовом содержании 0,7–0,8 %. Силикатно-никелевые руды попутно оценены и на кобальт. Подсчет ресурсов кобальта производился при среднем его содержании в рудах 0,04 %. В качестве эксплуатируемых объектов известны мелкие (запасы металла 4–5 тыс. т), средние (запасы металла 100 тыс. т) и крупные (более 100 тыс. т). Максимальные коэффициенты вскрыши установлены на отработанном Липовском месторождении и составляют 1 : 10–1 : 12 т/м³ в зависимости от качества добываемой руды.

Прогнозные ресурсы подсчитаны для шести никеленосных рудных зон и узлов.

В Устейско-Серовском хромово-кобальтово-никелеворудном узле (5.0.1) для локальных его частей оценены ресурсы только высоких категорий. Так, на разрабатываемом Серовском месторождении кроме эксплуатируемого участка № 7 имеется ряд участков, оставшихся недоразведанными (участки 3, 4) или охваченными только поисковыми и поисково-оценочными работами (участки 2, 6, 8). Руды относятся в большинстве случаев к железистому, глиноземисто-магнезиальному и железисто-магнезиальному ти-

пам, в которых заинтересованы промышленные предприятия, производящие никель. Глубина залегания рудных тел — от 25–30 до 120–140 м. Среднее содержание Ni составляет 0,9–1,1 %, Co — 0,04 %, мощность рудных тел от 8 до 16 м. Прогнозные ресурсы категории P₁ составляют 117 тыс. т Ni, 7,1 тыс. т Co и 10,6 млн т сухой руды. Необходимо проведение оценочных работ.

Южно-Катасьминский участок находится в юго-западной части Кольского массива гипербазитов и является непосредственным продолжением участка № 6 Серовского месторождения. Отдельными скважинами вскрыта никеленосная кора выветривания мощностью до 22 м. Предполагается развитие кор выветривания смешанного типа. Ожидаемый тип руд железисто-магнезиальный, глиноземисто-магнезиальный. Прогнозные ресурсы участка оценены по состоянию на 1.01.1998 г. [414] и в дальнейшем не менялись. Они подсчитаны, исходя из удельной продуктивности Серовского месторождения (190 тыс. т Ni на 1 км²). Площадь участка 3,1 км². Коэффициент достоверности прогноза 0,3. Прогнозные ресурсы категории P₂ составляют 177 тыс. т Ni (6,4 тыс. т Co), что при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) соответствует 16 млн т руды. Глубина прогноза 150 м. Рекомендована постановка поисковых работ [414].

Верх-Нейвинская хромово-платино-никелеворудная зона (4.0.4) находится в пределах одноименного массива, сложенного апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами (площадь — 130 км²). Кора выветривания серпентинитов линейного типа развита главным образом по зонам повышенной трещиноватости. Известные месторождения (Нижне-Александровское, Калининское) невелики по запасам; руды представлены охрами и охристо-глинистыми образованиями с высоким содержанием окислов железа (до 50 %) и Co (до 0,1–0,2 %). Основанием для отнесения рудной зоны к перспективной является наличие на больших площадях коры выветривания с содержанием Ni выше 0,7 % и достаточно высокие (до 0,4 %) содержания сульфидного Ni в породах субстрата, а также благоприятные геоморфологические условия. Заслуживают внимания слабоизученные участки вблизи известных месторождений, а также зоны восточного и западного контактов массива, где по данным геофизических работ отмечена повышенная мощность рыхлых образований. Прогнозируется открытие группы малых месторождений с рудами железистого типа на незначительной глубине в линейных корах выветривания двух подтипов: линейно-трещинного и контактово-карстового. При расчете ресурсов [414] для линейно-трещинного подтипа была принята удельная продуктивность, равная 10 тыс. т на 1 км² (полученная из соотношения запасов Ni по месторождениям Калининскому и Нижне-Александровскому). Прогнозные ресурсы категории P₃ составили 70 тыс. т Ni. При расчете ресурсов для контактово-карстового подтипа коры выветривания принята та же удельная продуктивность (она установлена для Ревдинско-Полевского рудного поля); прогнозные ресурсы категории P₃ — 5 тыс. т Ni.

Суммарные прогнозные ресурсы категории P₃ для рудной зоны составят 75 тыс. т Ni (2,7 тыс. т Co), что при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) составит 6,8 млн т руды. Глубина прогноза 50 м. Рекомендована постановка поисковых работ.

Режевской асбестово-никелеворудный узел (б.0.2) включает среднее месторождение Липовское, малые месторождения Сохаревское, Точильногорское, Капарулинское и Покровское, проявления Голендухинское и Быстринское. Прирост ресурсов связан с оценкой флангов Сохаревского, Точильногорского и Покровского месторождений, а также Фирсовского и Останинского рудных полей («участков»). Для Сохаревского месторождения (руды магнезиально-железистого типа) прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 18 тыс. т Ni (0,7 тыс. т Co) при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %), что соответствует 1,6 млн т сухой руды; глубина прогноза 50 м [414]. На Точильногорском месторождении (руды железистого, железисто-магнезиального типов) подсчитанные авторские запасы Ni категорий C_1 и C_2 (опирающиеся на рудные подсечения одной—двух скважин) рассматриваются как прогнозные ресурсы категории P_1 — 10 тыс. т Ni (0,4 тыс. т Co); при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) это составит 0,9 млн т руды; рекомендованы разведочные работы. «Фирсовский Участок» приурочен к никеленосной коре выветривания малых тел серпентинитов (в 1—2 км на северо-восток от Липовского месторождения; площадь его 8,4 км²); прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 14 тыс. т Ni (0,5 тыс. т Co); при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) — 1,3 млн т руды; глубина прогноза 50 м; предполагаются оценочные работы.

Останинское рудное поле (включает Останинское Западное проявление и три пункта минерализации) с рудами магнезиально-железистого типа; прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 8,1 тыс. т Ni (0,3 тыс. т Co); при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) — 0,75 млн т руды; на участке имеется перспектива прироста ресурсов категории P_2 за счет северного и южного флангов (ориентировочно принимая их равными половине выявленных, что составит 4 тыс. т Ni и 0,2 тыс. т Co); глубина прогноза 50 м; рекомендована постановка оценочных работ. Для резервного Покровского месторождения прогнозные ресурсы оценены по категории P_2 в 1 тыс. т Ni (0,04 тыс. т Co); при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) это составит 0,09 млн т руды; необходимы оценочные работы.

В целом Режевской узел изучен достаточно хорошо; выявление новых объектов с перспективами промышленного силикатного никелевого обогащения не ожидается. Суммарные прогнозные ресурсы узла составляют: по категории P_2 — 19 тыс. т Ni (0,73 тыс. т Co); P_1 — соответственно 36,1 тыс. т (1,4 тыс. т).

Ключевской платино-никелево-хромоворудный узел потенциальный охватывает одноименный массив гипербазитов. Чехол рыхлых отложений мощностью до 10—15 м обеспечивает сохранность кор выветривания. По данным геофизических работ оконтурены гравиметрические аномалии интенсивностью до 0,5 мГал, а также участки понижения магнитного поля, сопутствующие зонам повышенной мощности кор линейно-трещинного и контактово-карстового подтипов, с которыми связаны никеленосные бурожелтезнякавые проявления Коллюткинское и Ключевское. Минерализованные зоны шириной 10—80 м прослежены по простиранию на расстоянии до 4 км. На юге массива, восточном и западном его контактах предполагается наличие кор выветривания контактово-карстового и линейно-контактового подтипов. Для расчета прогнозных ресурсов принята удельная продуктивность для кор кон-

тактово-карстового подтипа 10 тыс. т на 1 пог. км (аналог — Ревдинско-Полевской район). По результатам гравиметрических работ на участке были выделены отрицательные гравитационные аномалии интенсивностью до 2—3 мГал, тяготеющие к зонам тектонической напряженности. При их заверке бурением по данным химического анализа содержание Ni 0,12—3,06 % (среднее 0,49 %), Co 0,004—0,2 % (среднее 0,022 %). Прогнозные ресурсы категории P₃ по узлу составляют 50 тыс. т Ni (1,8 тыс. т Co), при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) — 4,5 млн т руды. Глубина прогноза 50 м [414]. Рекомендованы специализированные поисковые работы.

Дегтярская никелево-цинково-меднорудная зона (2.0.1) включает малые месторождения Гребневское, Петровское, Кунгурское и среднее Ново-Ивановское. Перспективы связаны с оценкой флангов Кунгурского месторождения и четырех участков (потенциальные рудные поля).

Кунгурское месторождение имеет перспективы расширения как на глубину, так и за счет новых рудных подсечений в его восточной части. Оруденение связано с контактово-карстовым подтипом коры выветривания. Прогнозные ресурсы категории P₁ составляют 30 тыс. т Ni (1,1 тыс. т Co) и 2,7 млн т руды. Тип руд железистый и магнезиальный. Глубина прогноза 60 м. ЗАО «Кунгурское» выдана лицензия на проведение добычи силикатно-никелевых руд. Предусмотрены разведочные работы.

Осиновский перспективный участок расположен между месторождениями Кунгурское и Ново-Ивановское. Оруденение связано с контактово-карстовым подтипом коры выветривания. Тип руд железистый, железисто-кремнистый. Прогнозные ресурсы категории P₂ составляют 10 тыс. т Ni (0,4 тыс. т Co); при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) это соответствует 0,9 млн т руды. Глубина прогноза 70 м. Необходимы оценочные работы.

Пановский участок находится южнее месторождения Ново-Ивановское. Подтип коры выветривания и тип руд — те же, что и на Осиновском участке. Ресурсы категории P₁ составляют 5,9 тыс. т Ni (0,2 тыс. т Co); при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) — 0,5 млн т руды. Глубина прогноза 80 м. Рекомендованы оценочные работы.

Дьячковский участок располагается в районе месторождений Гребневское и Петровское. Длина рудоносного контакта линейно-трещинного подтипа составляет 1900 пог. м, линейно-контактового — 1600 пог. м, контактово-карстового — 1400 пог. м. Прогнозные ресурсы категории P₂ составляют 15,8 тыс. т Ni (0,6 тыс. т Co), что при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) составит 1,4 млн т руды. Рекомендуются поисковые работы.

Северо-Кунгурский участок (севернее месторождения Кунгурское) имеет длину рудоносного контакта линейно-трещинного подтипа 1900 пог. м, линейно-контактового — 1600 пог. м, контактово-карстового — 1400 пог. м. Прогнозные ресурсы категории P₂ составят 78,0 тыс. т Ni (2,7 тыс. т Co), что при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) составит 6,8 млн т руды. Рекомендуются поисковые работы [414].

Позднее ресурсы категории P₂ (для двух «участков») переведены в категорию P₃. Суммарные прогнозные ресурсы Дегтярской рудной зоны таким образом составляют: по категории P₃ — 93,8 тыс. т Ni (3,3 тыс. т Co); P₂ — 10,0 тыс. т Ni (0,4 тыс. т Co); P₁ — 35,9 тыс. т Ni (13 тыс. т Co).

Полевская хромово-медно-никелеворудная зона (4.0.5) представляет собой узкую линейную полосу, насыщенную телами серпентинитов среди мраморизованных известняков. Серпентиниты слагают единый гипербазитовый пояс в пределах Серовско-Маукского глубинного разлома. В рудной зоне известно семь месторождений гипергенного никеля, относящихся в основном к контактово-карстовому подтипу линейной коры выветривания: крупное Черемшанское, малые Парушинское, Северное, Рогожинское, Синарское, Черноозерское, Крестовско-Тюленевское. Никеленосная кора выветривания локализована в зоне контакта серпентинитов и мраморизованных известняков или на некотором удалении от него, заполняя карстовые углубления на поверхности последних. Телам серпентинитов соответствуют зоны пониженных значений поля силы тяжести с локальными отрицательными гравитационными аномалиями интенсивностью до 1 мГал. Ожидаемый тип руд железистый, железисто-кремнистый, железисто-глиноземистый. Прогнозные ресурсы категории P_3 рассчитаны на контактово-карстовый подтип коры выветривания и составляют 41,4 тыс. т Ni (1,5 тыс. т Co), что при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) соответствует 3,8 млн т руды. Глубина прогноза 50–90 м. Рекомендованы поисковые работы [414].

Ресурсы высоких категорий оценены на двух «участках» (потенциальных рудных полях), а также по одному месторождению. Долгановский участок расположен южнее месторождения Парушинское. Оруденение связано с контактово-карстовым подтипом коры выветривания. Тип руд железистый, железисто-кремнистый. Прогнозные ресурсы категории P_2 составят 15,0 тыс. т Ni (0,55 тыс. т Co); при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) – 1,4 млн т руды. Глубина прогноза 50 м. Рекомендованы оценочные работы.

Омелевский участок находится северо-восточнее месторождения Северное. Оруденение – в контактово-карстовом подтипе; тип руд тот же. На участке были проведены дополнительные поисковые работы, по результатам которых ресурсы никеля уменьшены на 20 тыс. т. Таким образом, прогнозные ресурсы категории P_2 составляют 20,0 тыс. т Ni (0,73 тыс. т Co); при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) это соответствует 1,8 млн т руды. Глубина прогноза 50 м. Необходимы оценочные работы.

Парушинское месторождение (с оруденением контактово-карстового подтипа), выявленное в 1935 г., недоразведано на флангах и на глубину. Прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 2,0 тыс. т Ni (0,1 тыс. т Co); при среднем содержании Ni 1,1 % (Co 0,04 %) – 0,2 млн т руды. Глубина прогноза 80 м. Рекомендуются разведочные работы.

Суммарные прогнозные ресурсы никеля (кобальта) Полевской рудной зоны составляют: по категории P_3 – 41,4 тыс. т (1,5 тыс. т); P_2 – 35,0 тыс. т (1,28 тыс. т); P_1 – 2,0 тыс. т (0,1 тыс. т).

Общие ресурсы никеля (кобальта) для всей территории листа О-41 по категории P_3 – 260,2 тыс. т (9,3 тыс. т); P_2 – 241,0 тыс. т (8,81 тыс. т); P_1 – 91,0 тыс. т (21,6 тыс. т) [414].

Алюминий. Бокситоносность палеозойских (девонских) пород (Богословский алюминиеворудный узел (3.1.4) в Центрально-Тагильской минерогенической зоне) связана с тотинским и шайтанским «горизонтами», первый из которых залегает внутри, а второй – в основании эмских отложе-

ний. В 1988 г. в центральной части узла пробурены три глубокие скважины, вскрывшие безрудный нижний контакт эмсской—вагранской свит на глубинах 1067—1150 м. В одной скважине контакт четкий, в двух — зафиксирован постепенный переход к перекрывающим формациям. Характер контакта свидетельствует о наличии непрерывного разреза пород потенциально бокситоносного комплекса без признаков оруденения. Коллективом Уралгеолкома (А. Л. Анфимов и др.) в 1993 г. при очередной оценке прогнозных ресурсов бокситов перспективам шайтанского «горизонта» (и Богословского рудного узла в целом) дана отрицательная оценка.

Мезозойские (меловые) бокситы установлены в Махневском и Каменском районах Свердловской области и приурочены к Серовско-Шумихинской минерагенической зоне. Осадочные бокситоносные образования ассоциируют с синарской свитой раннемелового возраста. К остаточной бокситоносной субформации относятся латеритные (ферралитные) коры выветривания гиббсит-гидрогетит-гидрогематит-каолинитового состава. Осадочные бокситы приурочены к эрозионно-структурным депрессиям и примыкающим к ним палеоувалам. Формы палеорельефа обуславливают характер рудных залежей: широко развит контактово-карстовый тип. Рудные тела, принадлежащие к остаточной субформации, образуют шлейфы на склонах палеовозвышенностей. В западной части Каменского района бокситовые тела малых месторождений и проявлений относятся к осадочной субформации. Промышленное значение этих объектов невелико из-за малых размеров и большой мощности вскрыши. Перспективы связаны в основном с восточной частью, где выделен Сухарниковский алюминиеворудный узел (7.1.1).

На Сухарниковском проявлении протяженность рудной залежи составляет более 5 км при ширине 250—750 м и средней мощности 2,5 м, но на севере она не оконтурена. Содержание глинозема здесь 38,9 %, кремнезема — 7,4 %, окиси железа — 9,69 %, двуокиси титана — 6,46 %, оксида магния — 0,31 %, оксида кальция — 1,76 %, двуокиси углерода — 0,10 %, пятиокиси фосфора — 3,24 %. На Лужском проявлении качество бокситов следующее: Al_2O_3 — 47,6 %, SiO_2 — 12,5 %. Средняя мощность бокситовых тел 2,5 м. При объемном весе 2,0 т/м³, площади прогноза 10 км², коэффициенте рудоносности 0,2 прогнозные ресурсы Сухарниковского рудного поля составляют по категории P_2 — 10 млн т. Глубина прогноза 60 м. Одноименный узел является перспективным объектом; рекомендовано проведение специализированных поисковых работ.

Прогнозные ресурсы рудного поля Мугайского месторождения оценены до глубины 100 м по периферии карстовой котловины по категории P_2 в количестве 5 млн т. Содержание глинозема в них 39,91 %, кремнезема — 14,4 %, серы — 0,05 %, двуокиси углерода — 1,07 %. Этот объект выбран для проведения разведочных работ с целью прироста запасов [455].

Молибден, вольфрам, бериллий, тантал, ниобий. Молибден-вольфрам-редкометалльно-редкоземельная специализация традиционно связывается с мурзинским и адуйским гранитоидными комплексами, а также с Шилловско-Коневской группой гранитных массивов юго-коневского комплекса. В обоих случаях имеют место четко выраженные минерализованные

зоны субмеридионального направления протяженностью 30–40 км и шириной около 5 км, к которым приурочены многочисленные месторождения и проявления. В пределах Адуйского гранитного массива выделен *Адуйский ураноносный молибденово-танталово-бериллиеворудный узел* (6.0.3), включающий 15 месторождений и проявлений молибдена, вольфрама, бериллия, тантала, ниобия. Прогнозные ресурсы высоких категорий в пределах Адуйского узла связываются с рудными полями Черемшанское, Второй Участок и Седьмой Участок. Первые два представляют собой компактные сосредоточения жил редкометалльных пегматитов (мусковит-альбит-микроклиновых с танталитом-колумбитом и бериллом), последний – поле пегматитовых жил и коры выветривания (линейного и площадного типа) по ним. Прогнозные ресурсы оксида тантала Черемшанского рудного поля по категории P_1 составляют 175 т при среднем содержании 0,0050 %. Ресурсы оксида тантала для рудного поля Второй Участок по категории P_1 – 134 т при среднем содержании 0,0045 %, глубине прогноза 200 м. Ресурсы того же компонента для рудного поля Седьмой Участок по категории P_1 в коре выветривания составляют 147 т при среднем содержании 0,0037 %, глубине прогноза 50 м; в коренных пегматитах – 618 т при среднем содержании 0,0067 %, глубине прогноза 200 м. Всего прогнозные ресурсы оксида тантала Адуйского рудного узла исчисляются следующими цифрами: по категории P_1 для коренных пегматитов – 927 т, в коре выветривания – 147 т; итого – 1074 т [419].

В пределах Адуйского узла прогнозируется также вольфрамовое и молибденовое оруденение. Прогнозные ресурсы молибдена Северо-Шамейского рудного поля составляют по категории P_2 20,9 тыс. т. Ресурсы категории P_1 Партизанского рудного поля: молибден – 17,6 тыс. т до глубины 100–200 м при среднем содержании 0,086 %; вольфрам (в шеелите) – 40,2 тыс. т до глубины (по падению) 80–250 м при среднем содержании 0,0163 %. Прогнозные ресурсы вольфрама категории P_2 в Западно-Асбестовском рудном поле связываются в основном с проявлением Рабочее (среднее содержание WO_3 – 0,174 %) и составляют 16,0 тыс. т при средней линейной продуктивности 16,47 т/м (эталон – Партизанское месторождение) в блоке $3,1 \times 0,2$ км и глубине оценки 125 м. Оцененные ресурсы категории P_3 по узлу в целом (за вычетом площади рудных полей): вольфрам – 62,1 тыс. т, молибден – 30,8 тыс. т. Всего ресурсы Адуйского рудного узла составляют: молибден по категории P_3 – 30,8 тыс. т, P_2 – 20,9 тыс. т, P_1 – 17,6 тыс. т; вольфрам по категории P_3 – 61,1 тыс. т, P_2 – 16,0 тыс. т, P_1 – 40,2 тыс. т [419].

Боевский ураноносный золото-вольфрамово-бериллиеворудный узел (6.0.8) включает большое число известных промышленных месторождений, а также проявления с вольфрам-бериллиевой минерализацией. Он остается перспективным на выявление небольших месторождений. Прогнозные ресурсы не оценивались.

Титан, цирконий. В 1999–2001 гг. по заказу ОАО «ТВЭЛ» Министерства РФ по атомной энергии на территории Свердловской области были проведены поисковые и оценочные работы с целью выявления промышленно перспективных цирконсодержащих россыпей [437]. При этом исходили из представления о целесообразности вовлечения в промышленную разработку

даже относительно небольших россыпных объектов, за счет которых оказалось бы возможным удовлетворить на определенный период текущие потребности Минатома РФ (2,0–2,5 тыс. т цирконового концентрата в год). Среди последних основной интерес должны представлять объекты, отличающиеся благоприятными горно-техническими условиями и являющиеся пригодными для обогащения продуктивных залежей цирконсодержащих песков с помощью передвижных модульных установок. В Талицком и Тугулымском районах были выделены Буткинский и Фоминский циркониево-титаноносные «узлы» (площади). Установлены три основные эпохи формирования цирконсодержащих россыпей: позднемезозойская, олигоценовая и миоценовая. Наибольшее количество проявлений ильменит-рутил-цирконовой минерализации связано с отложениями куртамышской свиты верхнего олигоцена.

По результатам этих поисков для производства дальнейших оценочных работ как наиболее перспективный объект была рекомендована Береговая россыпь. Выполнен подсчет запасов циркона по категориям C_1 и C_2 . В связи с тем, что эти запасы официально не апробированы, они квалифицируются как прогнозные ресурсы категории P_1 . Прогнозные ресурсы циркона на Казаковской россыпи (тыс. т): категории $P_2 - 7,0$, $P_1 - 2,2$; Фоминской: $P_2 - 1,2$, $P_1 - 11,9$; Смолинской: $P_2 - 6,1$; Красногорской: $P_2 - 2,1$; Левобережной: $P_2 - 5,2$; на россыпных узлах: Щелконоговском $P_3 - 12,0$, Омутовском $P_3 - 10,0$, Гуринском $P_3 - 8,0$.

В геологическом строении участка Береговой россыпи доминируют прибрежно-морские осадочные породы куртамышской свиты олигоцена и континентальные отложения наурзумской свиты миоцена. Продуктивными на цирконсодержащие россыпи являются куртамышские отложения – осадки, развитые на всей площади участка. Нижняя часть разреза представлена коричневато-серыми и бурыми глинистыми песками, фациально замещающимися коричневыми и коричневато-серыми гидрослюдисто-каолинитовыми глинами, с ритмично повторяющимися прослойками песка и алеврита с большим количеством обуглившихся растительных остатков (фация прибрежных озер, лагун, болот). Мощность этого горизонта от 7 до 16 м и более. Характеризуется невысоким (0,3–0,5 %) выходом тяжелой фракции и низким содержанием циркона (до 1,5 кг/м³). Верхняя часть разреза сложена преимущественно песками с повышенным содержанием циркона и титановых минералов. Продуктивные пески развиты на возвышенной части участка на высотах 110–135 м и образуют в плане плащеобразную залежь неправильной формы с размерами около 1,5 × 1,0 км. Мощность колеблется от 4 до 20 м. Пески выполняют корытообразную с неровной нижней границей впадину в нижележащих песчано-глинистых отложениях свиты. Максимальные мощности песков отмечаются в центральной части участка, где они выходят на поверхность и где локализована цирконосная россыпь.

В результате проведенных оценочных работ в центральной части Берегового участка по бортовому содержанию циркона 2,5 кг/м³ выделена рудная залежь линзовидной формы размером в плане 940 × 100–540 м и мощностью от 3 до 19,5 м (максимальной на южном фланге и в центральной части). Распределение рудного шлиха и соответственно циркона относи-

Таблица 1

Прогнозные ресурсы титановых минералов

Участок	Категория	Объем горной массы, тыс. м ³	Ильменит		Рутил		Лейкоксен	
			Среднее содержание, кг/м ³	Ресурсы, т	Среднее содержание, кг/м ³	Ресурсы, т	Среднее содержание, кг/м ³	Ресурсы, т
Береговой	P ₁	2850	18,02	51 357	0,77	2195	4,06	11 571
Фоминский	P ₂	2743	17,05	46 768	0,90	2469	4,42	12 124
Всего				98 125		4664		23 695

тельно равномерное. Содержание циркона по пересчету рентгеноспектрального флуоресцентного анализа колеблется от 2,1 до 8,4 кг/м³ и в среднем по залежи составляет 4,12 кг/м³. Наблюдается некоторое обогащение рудным шлихом и цирконом верхних горизонтов залежи. Для подсчета запасов предварительно приняты следующие кондиции: минимальное промышленное содержание циркона в блоке – 3 кг/м³, бортовое содержание циркона – 2,5 кг/м³, минимальная мощность рудной залежи – 3,0 м. Цирконсодержащие пески куртамышской свиты на изученных и оцененных участках содержат также повышенные концентрации титановых минералов – ильменита, рутила и лейкоксена, извлекаемых вместе с цирконом при обогащении песков. Их содержания в контурах выделенных рудных залежей составляют: ильменит – от 7,77 до 31,69 кг/м³; рутил – от 0,40 до 1,78 кг/м³; лейкоксен – от 1,84 до 6,96 кг/м³. Объемы горной массы рудных песков определены при подсчете запасов циркона и составили: Береговой участок – 2850 тыс. т; Фоминский участок – 2743 тыс. т. Прогнозные ресурсы сопутствующих минералов определены как произведение объемов горной массы песков на среднее содержание минерала (табл. 1). Низкие содержания циркона и титановых минералов в выявленных россыпях компенсируются благоприятными физико-географическими, экономическими и горно-геологическими условиями освоения конкретных россыпных объектов. По предварительным технико-экономическим сведениям, составленным специалистами ОАО «Малышевское рудопроявление», определена экономическая целесообразность добычи цирконсодержащих песков.

Суммарный металлогенический потенциал Фоминской и Буткинской

площадей по завершении на них поисковых работ может составить по ильмениту ~290 тыс. т (среднее отношение ильменита к циркону 4,15 : 1).

Прогнозные ресурсы циркона составляют: в пределах Буткинского циркониево-титаноносного потенциального узла (2.1.1) по категории P_3 — 15,0 тыс. т, P_2 — 20,4 тыс. т, P_1 — 13,9 тыс. т; для Фоминского циркониево-титаноносного потенциального узла (2.1.2) по категории P_3 — 30,0 тыс. т, P_2 — 1,2 тыс. т, P_1 — 11,9 тыс. т.

Всего прогнозные ресурсы циркона в пределах Талицкого россыпного циркониево-титановорудного потенциального района (2.1) выражаются следующими числами: категории P_3 — 45,0 тыс. т, P_2 — 21,6 тыс. т, P_1 — 25,8 тыс. т [437].

Иттрий. Балансовые запасы иттриевоземельных руд на территории листа О-41 отсутствуют. Существенный прорыв в подготовке сырьевой базы редких металлов был сделан в начале 1990-х гг. выявлением при ГДП-50 оруденения ионно-черчитового типа в ореоле допалеозойского гнейсово-мигматитового комплекса в пределах Сысертско-Ильменогорского антиклинория. Минерализация развита в инфильтрационно-остаточных корах выветривания (на восточной периферии комплекса) и перемещенных корах в известняковом карсте (в палеозойских толщах западнее метаморфического блока). Установлено восемь локальных аномалий иттрия [509]. При поисковых работах на силикатные никелевые руды в 1995–2000 гг. на Омелевском участке возле с. Полдневое (в 45 км южнее Верхнемакаровского участка) выявлено иттриевоземельное оруденение, сочетающееся с бедным никелевым оруденением, и оценены прогнозные ресурсы РЗО (оксидов редких земель) по категории P_2 . В 2002–2004 гг. в восточной части Макаровско-Теняжского иттриевоносного поля проведены прогнозно-поисковые работы. Оценены прогнозные ресурсы РЗО по категориям P_1 и P_2 на Верхнемакаровском (V-1-59) и Теняжском (VI-1-51) проявлениях. На первом: P_1 — 9,9 тыс. т (руды 5,2 млн т), P_2 — 2,3 тыс. т (руды 4,2 млн т) при среднем содержании РЗО 0,189 % и глубине прогноза 60 м; на втором: P_1 — 2,57 тыс. т (руды 1,95 млн т), P_2 — 3,87 тыс. т (руды 2,57 млн т) при среднем содержании РЗО 0,127 % и глубине прогноза 30 м.

Считается, что оксиды редких земель выносились из гранитизированного ядра на периферию — в породы сланцевого ореола, в которых изоморфно рассеивались в новообразованных порфиробластовых амфиболах, гранатах, а также образовывали собственные минералы: монацит, ксенотим, ортит, чевкинит.

Золото коренное. Промышленные золоторудные объекты на территории листа О-41 распространены в четырех минерагенических зонах Урало-Новоземельского пояса. Они локализованы в 14 «среднеранговых» подразделениях — 12 рудных узлах и двух рудных зонах; концентрации значимых рудопроявлений наблюдаются еще в двух таксонах, имеющих статус «потенциальных». Четыре узла являются моноэлементными, среди комплексных в шести золото выступает главным полезным ископаемым. Несмотря на то, что добыча коренного золота самых различных рудных формаций ведется уже несколько веков и многие объекты уже полностью отработа-

ны, перспективы его далеко не исчерпаны. В первую очередь они связаны с золотоносными корами химического выветривания (ЗКХВ).

В Богомоловско-Ольховской золото-цинково-меднорудной зоне (4.0.2) расположены месторождение Богомоловское, проявления Ясьвинское и Чадарское. На первом до 1955 г. добыто 6,3 т золота при максимальном содержании до 200 г/т. Оставшиеся запасы — 5,1 т при среднем содержании 1,9 г/т. Мощность обрабатываемых жил 0,5–9,4 м (средняя 6 м), протяженность 200–650 м. Основными рудными телами являются Первая и Вторая кварцевые жилы и «Желтая» жила (минерализованная дайка), верхние наиболее богатые участки которых обрабатывались до глубины 18,0 м. Встречались самородки до 30 г. Оценены прогнозные ресурсы жилы «Желтая» типа минерализованных зон в пределах глубин 200 м. Промышленный интерес представляет также зона окисления жилы «Желтая», оценка которой сделана по данным разведки и обработки месторождения, а также по материалам поисково-картировочных работ 1991 г. Протяженность ее 1100 м, мощность 12,0 м, глубина до 40 м. Минерализованные зоны оценены по категории P_2 : руда — 5,7 млн т, золото — 17,1 т, среднее содержание — 3 г/т; ЗКХВ оценены по категории P_1 : руда — 3,3 млн т, золото — 10,0 т, среднее содержание — 3 г/т. Проведены оценочно-разведочные работы первой очереди для кучного выщелачивания [385].

Участок Ясьвинский находится в пределах Богомоловского рудного узла. В центре его находится сложнопостроенное экструзивное тело риолит-дацитов как фрагмент вулканической постройки среди вулканитов непрерывной дифференцированной формации раннесилурийского возраста. Выявленное в пределах участка Ясьвинское рудопоявление связывается с Южно-Ясьвинской геохимической аномалией и совпадающей с нею аномалией ВП интенсивностью 6,1 %. Сульфидная вкрапленность в породах, измененных процессами метасоматоза (березит-лиственитового и аргиллизитового), составляет от 6 до 15 % (пирит, халькопирит, сфалерит, галенит). Выявленное ранее в «железной шляпе» Ясьвинского серно-колчеданного месторождения (расположенного на площади участка) промышленное содержание золота (10 г/т) позволяло произвести оценку Ясьвинской литогеохимической аномалии, подтвержденной аномалией ВП, исходя из следующих параметров: протяженность аномалии — 9500 м, средняя ширина — 150 м, средняя мощность прогнозируемой «железной шляпы» — 20 м. ЗКХВ оценены по категории P_2 : руда — 1,7 млн т, золото — 5,1 т (3 г/т). Объект пригоден для кучного и подземного выщелачивания [385].

В пределах Богомоловского рудного узла находятся три малых эксплуатировавшихся ранее золотосодержащих колчеданных месторождения (Чадарское, Средне-Чадарское и Южно-Чадарское), имеющих единую геолого-структурную позицию. «Железная шляпа» Чадарского месторождения обрабатывалась до глубины 17,0 м. Коры выветривания на всех этих месторождениях прослежены до глубины 20 м. В зоне окисления над рудными телами «железные шляпы» представлены бурыми железняками и кварцбаритовой сыпучкой. Содержания золота в рыхлых бурожелезняковых образованиях по Чадарскому месторождению колебались от 0,3 до 60,0 г/т (среднее 8 г/т), в то время как в медно-цинковых вкрапленниках — от 0,3 до 2,0 г/т, в медно-цинковых рудах Южно-Чадарского месторождения —

4,5 г/т. Чадарская площадь оценивалась как перспективная на выявление золотоносных кор выветривания. Прогнозные ресурсы золота подсчитаны для участка размером 0,2 км², исходя из следующих параметров: протяженность 1,0 км, глубина 20 м, ширина зоны 200 м. ЗКХВ оценены по категории P₂: руда — 0,8 млн т, золото — 3,2 т при среднем содержании 4 г/т. Возможно кучное и подземное выщелачивание [385].

Долгомысовский асбестово-золоторудный узел (5.0.4) включает месторождения Долгомысовское и Северо-Долгомысовское, рудопроявления Вилюйское, Восточно-Долгомысовское, Ключик, Рудноболотское, Шиловское. Удаленные фланги Вилюйского, Восточно-Долгомысовского и Шиловского проявлений являются объектами первоочередной постановки ГРР. Проведен подсчет прогнозных ресурсов категории P₂. Для жилы «3-6» до глубины 60 м удельная продуктивность 9,3 кг/м. Для остальных девяти жил — 26 кг/м³. Прогнозные ресурсы оценены до глубины 150 м и в сумме составляют 4,5 т. Интерес представляют окисленные руды коры выветривания: элювиальные продукты площадного типа фиксируются до глубины 10 м, линейного — до 60 м. Прогнозные ресурсы флюсовых руд по категории P₂: руда — 0,45 млн т, золото — 4,5 т (10 г/т); ЗКХВ по категории P₂: руда — 0,3 млн т, золото — 1,0 т (3 г/т) [385].

Восточно-Долгомысовское проявление также характеризуется наличием рудоносных кор выветривания, приуроченных к метасоматически измененным осадочно-вулканогенным породам нижнего—среднего девона. По результатам поисковых работ были оценены прогнозные ресурсы ЗКХВ, развитых по первичным рудам, отнесенным к типу минерализованных зон. Прогнозные ресурсы золота в окисленных рудах коры выветривания по категории P₂ составляют: руда — 2,6 млн т, золото — 5,8 т (2,2 г/т).

На Шиловском рудном поле установлена пространственная и парагенетическая связь оруденения с дайками и малыми интрузиями гранитоидов формации. Золото концентрируется в их эндо- и экзоконтакте. Рудовмещающие для известных золотопроявлений — преимущественно интенсивно измененные породы невьянской свиты. По результатам поисковых работ выделены Восточная и Западная зоны рудоносных метасоматитов кварц-серицитовый и лиственит-березитовой формаций, сопровождающиеся сульфидной минерализацией. Первичные руды оценены на участке в блоке протяженностью 1000 м, длиной по падению 150 м, мощностью 60 м. Прогнозные ресурсы минерализованной зоны по категории P₂: руда — 7,3 млн т, золото — 25,5 т (2,6 г/т). Окисленные руды ЗКХВ оценивались в блоке с параметрами: протяженность 1000 м, длина по падению 21 м, мощность 60 м. Прогнозные ресурсы ЗКХВ по категории P₁: руда — 0,53 млн т, золото — 1,4 т (2,6 г/т) [385].

Прогнозная оценка ближних флангов Долгомысовского рудного поля: минерализованные зоны по категории P₁: руда — 0,8 млн т, золото — 5,5 т (9,0 г/т); P₂: руда — 0,4 млн т, золото — 3,0 т (9,0 г/т); ЗКХВ по P₁: руда — 2,8 млн т, золото — 5,5 т (2,0 г/т); P₂: руда — 2,0 млн т, золото — 4,0 т (2,0 г/т). Прогнозные ресурсы Рудноболотского рудного поля — ЗКХВ по категории P₂: руда — 2,0 млн т, золото — 4,2 т (2,18 г/т). Прогнозные ресурсы рудного поля Ключик — ЗКХВ категории P₂: руда — 2,0 млн т, золото — 4,0 т (2,0 г/т).

Всего ресурсы золота Долгомысовского узла составляют: флюсовые руды категории P₂ — 4,5 т, минерализованные зоны категории P₁ — 5,5 т, P₂ — 28,5 т; ЗКХВ P₁ — 6,9 т, P₂ — 19 т [474].

В *Невьянском медно-золоторудном узле* (5.0.6) локализованы месторождения Быньговское и проявления Сухогорско-Увальное, Невьянская Середовина, Осиновское, Горельское, Кунаро-Шайдурихинское. Объект первоочередной постановки оценочных работ — Кунаро-Шайдурихинское рудное поле, приуроченное к северному экзоконтакту Верх-Исетской гранитной интрузии. В его пределах известны три кварцево-жильных поля, два малых месторождения — Кунарское и Шайдурихинское (добыто 0,5 т золота) — и несколько рудопроявлений. Разработка жил велась в два этапа: с 1842 г. и с 1924 по 1939 гг. до глубин 5—54 м. Средняя длина жил 100—300 м, максимальная — 900 м, средняя мощность от 0,2—0,7 до 1—2 (редко 4) м. Сульфидная минерализация (1—1,5 %) представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами. Содержание золота в кварцевых жилах высокое — 50—390 г/т, среднее его извлечение от 5,8 до 15 г/т. В 1971 г. бурением в районе Кунарского месторождения на глубинах 70—110 м выявлена зона прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации протяженностью 400 м, мощностью 5—40 м с рудными подсечениями мощностью 0,95—3,75 м с содержаниями золота 8—15,4 г/т. По результатам литогеохимической съемки выделено три участка протяженностью до 700 м субширотного, северо-восточного и меридионального направлений с геохимическими аномалиями, характеризующими спектр месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации. Здесь же развиты коры выветривания мощностью от 10 до 70 м, в среднем — 40 м. На площади 8,0 км² оценены ЗКХВ до глубины 40 м и минерализованная зона на глубину 40—150 м. Прогнозные ресурсы категории P_2 : минерализованной зоны — руды 3,2 млн т, золота 13,0 т (4 г/т); ЗКХВ — руды 2,0 млн т, золота 6,0 т (3 г/т) [385].

Ресурсы ЗКХВ Быньговского рудного поля по категории P_1 : руда — 3,6 млн т, золото — 10,8 т (3,0 г/т); P_2 : руда — 3,6 млн т, золото — 10,8 т (3,0 г/т); Горельского рудного поля по категории P_2 : руда — 5,2 млн т, золото — 7,8 т (1,5 г/т). Прогнозные ресурсы Сухогорско-Увального рудного поля категории P_2 : руда — 12,5 млн т, золото — 50,0 т (4 г/т).

Общие прогнозные ресурсы Невьянского узла составляют для минерализованной зоны по категории P_2 — 13 т, для ЗКХВ по P_2 — 74,6 т, по P_1 — 10,8 т [474].

Аятско-Зверевский хромово-золоторудный узел (5.0.7) включает месторождение Верхотурское и проявление Аятское. Аятское рудное поле оценено: прогнозные ресурсы минерализованных зон категории P_2 : руда — 8,7 млн т, золото — 35,0 т (4 г/т); ЗКХВ категории P_1 : руда — 3,0 млн т, золото — 17,0 т (5,6 г/т) [474].

В *Березовском* (5.0.8) *золоторудном узле* (с одноименным месторождением и проявлениями Шульгинское, Преображенское, Кремлевское) для первоочередной постановки оценочных работ предлагается Преображенское рудное поле; оно изучалось при поисковых работах (1967 и 2005 гг.). На участке широко развиты метасоматиты березит-лиственитовой формации, сопровождающие золото-сульфидно-кварцевую штокверковую минерализацию. Окисленные руды золотоносных кор выветривания линейного штокверка изучены по одному профилю. Мощность золотоносных кор около 50 м, протяженность промышленного участка 300 м. Глинисто-песчанисто-древяная разновидность кор выветривания с содержанием золота 0,96 г/т по схеме гравитационного обогащения при извлечении дает выход

85,7 % и содержание золота в концентрате 37,8 г/т. Прогнозные ресурсы Преображенского рудного поля для ЗКХВ по категории P_2 : руда — 0,7 млн т, золото 2,2 т (3,18 г/т). Прогнозные ресурсы ЗКХВ Шульгинского рудного поля по категории P_1 : руда — 0,4 млн т, золото — 1,0 т (2,53 г/т); Кремлевского рудного поля по категории P_2 : руда — 1,1 млн т, золото — 2,0 т (1,8 г/т). Общие ресурсы золота Березовского узла для ЗКХВ составляют по категории P_2 — 4,2 т, P_1 — 1 т [474].

Золоторудная составляющая *Мраморско-Уктусского марганцево-медно-золоторудного узла* (5.0.10) обеспечена месторождением Мраморским и проявлением Шабровским. Прогнозные ресурсы категории P_2 Мраморского рудного поля для минерализованных зон: руда — 8,0 млн т, золото — 24 т (3 г/т); для ЗКХВ: руда — 2,8 млн т, золото — 6,2 т (2,3 г/т) [474].

В *Гагарском золоторудном узле* (6.0.4) выделяются обширное рудное поле Гагарского месторождения и Новогагарское проявление. К прямым признакам оруденения Новогагарского рудного поля относятся: наличие на юго-западном фланге рудоносных плагиогранитов, присутствие минерализованных зон с серицит-кварцевыми метасоматитами, геохимическими аномалиями ртути. Прогнозируется оруденение двух типов — минерализованных зон и ЗКХВ. Эндогенное оруденение первого типа — в пределах глубин 40—500 м протяженностью 3 км со средней мощностью минерализованных зон 3,5 м. Прогнозные ресурсы категории P_2 оценены в 12,8 т золота (3,2 млн т руды) со средним содержанием золота 4 г/т. Прогноз оруденения золотоносных кор выветривания (в пределах глубин 0—40 м по серии «зон» протяженностью 150—300 м) выражается ресурсами категории P_2 — 7,2 т золота (3,6 млн т руды) со средним содержанием 2 г/т. Рекомендованы оценочные работы.

Маминский золоторудный узел (6.0.7) характеризуется двумя рудными полями. Маминское поле сложено осадочно-вулканогенным комплексом пород, представленным туфами, андезибазальтами, туффитами и прорывающими их субсогласными малыми интрузиями гранитоидов. Рудоносность представлена кварц-сульфидной (преимущественно пиритовой) минерализацией (тип минерализованных зон). Последние вытянуты на расстояние до 1 км, мощности их составляют от первых метров до 20—30 м. Всего их выделено 11 общей протяженностью около 2 км. По степени разложения в коре выветривания выделяются руды окисленные и полуокисленные. Прогнозные ресурсы (на площадь 17,8 км²) подсчитаны по рудам типа минерализованных зон и ЗКХВ по категориям P_1 и P_2 . По первым ресурсам золота категории P_1 составили 11,9 т (рудной массы 1,2 млн т) при среднем содержании металла 10,1 г/т; ресурсы категории P_2 — 15,1 т (рудной массы 2,2 млн т) при среднем содержании золота 6,9 г/т. По типу ЗКХВ прогнозные ресурсы золота категории P_1 — 1,3 т (рудной массы 1,4 млн т) при среднем содержании золота 0,93 г/т; категории P_2 — 24,0 т (рудной массы 30,4 млн т) при среднем содержании золота 0,76 г/т. Глубина прогноза 0—40 м. В пределах рудного поля проводятся оценочные работы.

Ряд золоторудных объектов *вне рудных узлов* в разное время также предлагался для постановки первоочередных работ. Это — рудные поля Безымянный Лог, Арамашевское и Березогорское. Так, на проявлении Безымянный Лог, где оруденение представлено золотоносными корами химического выветри-

вания в восточном экзоконтакте Шамейского массива габбро, при оценке выделено пять основных золотоносных залежей ЗКХВ мощностью до 40 м. Прогнозные ресурсы по категории P_2 : руда — 2,0 млн т, золото — 3,0 т (1,5 г/т).

В пределах Арамашевской площади находится ранее разрабатывавшееся одноименное золоторудное месторождение. Прогнозные ресурсы золота категории P_2 подсчитаны для ЗКХВ по двум зонам оруденения: Арамашевской и Варакушкинской. Первая имеет протяженность 2300 м, ширину 200 м, среднюю мощность 6,5 м; ресурсы: руда — 2,0 млн т, золото — 4,2 т (2,1 г/т). Варакушкинская зона протяженностью 4000 м, шириной 200 м, средняя ее мощность 6,5 м; ресурсы: руда — 3,0 млн т, золото — 4,6 т (1,35 г/т).

Березогорское рудное поле приурочено к аповулканогенным кварц-серицитовым сланцам, кварц-хлорит-серицитовым сланцам (метасоматитам) в западном экзоконтакте дайкообразного тела плагиогранит-порфиров мощностью 100 м. На поверхности оруденение представлено свитой параллельно залегающих жил кварцевого (редко барит-кварцевого) состава мощностью до 2,0—2,5 м на площади 2500 г 80 м и восемью зонами прожилково-вкрапленной минерализации сульфидно-барит-кварцевого состава мощностью 0,5—13,0 м протяженностью от 100 до 500 м. В зоне вторичного обогащения (зона окисления) мощностью до 10 м содержание золота увеличивается до 250—400 г/т. Рудное поле изучалось неоднократно, детальными поисками установлено выклинивание жильного оруденения на глубинах 200—250 м. Прогнозные ресурсы по категории P_2 : для минерализованных зон руда — 0,8 млн т, золото — 3,0 т (3,8 г/т); для ЗКХВ: руда — 0,7 млн т, золото — 2,0 т (2,8 г/т).

На Коневском рудном поле, разрабатываемом шахтами, установлены зоны сульфидной минерализации (обрамляющие золото-кварцевые жилы) с содержанием золота от 6 до 16 г/т. Жилы длиной 60—1300 м, мощностью от 0,1 до 3,6 м. В пределах поля на площади 6,8 км² прогнозируется новый рудный объект. Прогнозные ресурсы золота категории P_2 оценены и приняты в количестве 19 т (рудной массы — 3,8 млн т) при содержании золота 5 г/т. Глубина прогноза до 250 м. Рекомендуются постановка поисковых работ первой очереди. На Гумешевском комплексном месторождении наряду с меденосными скарнами зафиксированы ореолы березитизации и низкотемпературной аргиллизации, с которыми ассоциирует золото-сульфидное оруденение. Коры выветривания в основном контактово-карстового (диоритов с известняками) типа значительной (до 150 м) мощности. Прогнозная оценка золотоносных кор химического выветривания и золотоносных аргиллизитов дана совместно в связи с близостью их минерального состава. Прогнозные ресурсы золота категории P_1 составляют 6,5 т (рудной массы 10,8 млн т) при среднем содержании 0,6 г/т. Для северной части рудного поля прогнозные ресурсы окисленных руд категории P_2 составляют 5,3 млн т, золота — 10,6 т при среднем содержании 2 г/т. Ресурсы золотоносных кор химического выветривания категории P_2 определены для участка на восточном контакте диоритов с известняками: рудной массы — 2,9 млн т, золота — 5,8 т. Месторождение ранее отрабатывалось на медь способом выщелачивания, сейчас законсервировано.

На Дегтярском месторождении выход рудного тела на дневную поверхность представлен «железной шляпой» с вертикальной мощностью 10—25 м,

сложенной плотным бурым железняком преимущественно лимонитового состава. Ниже залегает «слой сыпучки» (пиритовой) мощностью 3–5 м, которая постепенно сменяется массивным колчеданом зоны вторичного обогащения и первичных руд. Золото в руде связано с пиритом и медными минералами, серебро более отчетливо связано с медью; в первичных рудах содержание металлов низкое — десятые и сотые доли г/т. После отработки месторождения до глубины 70 м «железная шляпа» не изучалась и была обрушена. В 2001 г. продолжена отработка фланга объекта на протяжении 5 км; установлено содержание золота до 72,36 г/т (среднее 2,0 г/т). Прогнозные ресурсы золота подсчитаны для «железной шляпы» (мощность 30 м) в средней части Дегтярского месторождения. По категории P_1 они составляют 0,6 т (рудной массы 1,1 млн т) при среднем содержании золота 1,8 г/т; по категории P_2 — 1,0 т золота (0,5 млн т рудной массы) при среднем содержании также 1,8 г/т. Проведенные технологические испытания показали эффективность извлечения золота из бурожелезняковых образований.

В дополнение к ранее утвержденным в рамках данной работы авторами оценены прогнозные ресурсы P_3 по четырем таксонам: Чернореченскому и Крылатовскому рудным узлам, Лобвинско-Лялинской и Рудянско-Февральской рудным зонам.

Чернореченский медно-золоторудный узел потенциальный (3.1.2 Au, Cu/ D_{1-2} (MZ) складывается ранне-среднепалеозойскими вулканогенными, осадочными и интрузивными образованиями Восточно-Тагильской СФЗ. Характерно широкое развитие геологических формаций, продуктивных на золотое оруденение «воронцовского» типа: терригенно-вулканогенных и карбонатных (известняки) ранне-среднедевонского возраста. В пределах узла расположены массивы и серии даек рудогенерирующего ауэрбаховского габбро-диорит-гранитового комплекса. Выделяется несколько сводовых и полусводовых поднятий, которые можно рассматривать как структуры тектоно-магматической активизации, контролирующие золотое оруденение. Учитывая приуроченность узла к морфоструктуре длительной стабилизации, можно предполагать, что коренные источники денудированы далеко не полностью. Это подтверждается и близповерхностным положением Воронцовского месторождения, и сохранностью раннемезозойских золотоносных метасоматитов на сопредельных площадях. Здесь широко развиты площадные и линейные коры выветривания. Наличие протяженных зон тектонических контактов карбонатных и силикатных пород создает благоприятную обстановку для локализации оруденения «воронцовского» типа, а также формирования золотоносных кор выветривания повышенной мощности, особенно в карстовых зонах. В россыпях наряду с крупным присутствует большое количество мелкого и тонкого золота (до 70–80 %), что подтверждает наличие разнообразных источников питания и указывает на широкое развитие зон золото-сульфидной минерализации, в основном продуцирующих в россыпи мелкое и тонкое золото. Не исключено выявление мезозойских золотоносных аргиллизитов.

Ранее была выполнена оценка ресурсов коренного золота для территории Свердловской области по состоянию на 1.01.2003 г. На участке Чернореченский прогнозные ресурсы подсчитывались для двух геологопромышленных типов: ЗКХВ и минерализованных зон. В случае ЗКХВ они оценивались на глубину до 150 м по категории P_1 и составили 55 т металла

(17,2 млн т руды) при среднем содержании 3,2 г/т. Прогнозные ресурсы минерализованных зон оценены по категории P_2 в количестве 50 т золота (15,6 млн т руды) при том же среднем содержании; по категории P_3 — 50 т золота (14,3 млн т руды) при содержании 3,5 г/т. Позднее там были проведены прогнозно-поисковые работы на коренное золото [473]. Выделена минерализованная зона с оруденением «воронцовского» типа, приуроченная к крутопадающему разлому (с оперяющимися нарушениями сдвига-надвигового и взбросового типов), трассируемому малыми телами кварцевых диоритов и дайками сиенит-порфиров, протрузиями серпентинитов. Развита метасоматиты золотоносных формаций — березит-лиственитовой и аргиллизитовой. Оруденение отнесено к золото-теллуридному минеральному типу. Прогнозной оценке подверглись полуокисленные руды из зоны выщелачивания дресвяно-щебнистой коры выветривания, слагающие два рудных тела со средними содержаниями 1,9 и 6,27 г/т (средневзвешенное — 3,67 г/т); коэффициент рудоносности — 0,18. В пределах зоны выделен меридиональный участок протяженностью 5 км и средней шириной 0,5 км для оценки прогнозных ресурсов: по категории P_1 — 39 т [473]. Ресурсы категории P_2 оценены теми же авторами и при тех же параметрах для южной и северной частей площади общей протяженностью 15,7 км; при линейном коэффициенте рудоносности 0,5 и глубине оценки 150 м они составили 78 т. Ресурсы были апробированы в ЦНИГРИ.

Учитывая наличие прямых и косвенных признаков золотого оруденения, а также апробированных прогнозных ресурсов высоких категорий по отдельным потенциальным рудным полям, авторы посчитали возможным выполнить оценку прогнозных ресурсов категории P_3 в пределах Чернореченского потенциального рудного узла. В качестве объекта-аналога выбрано Воронцовское золоторудное месторождение, расположенное в 55 км южнее. Для названного узла характерны следующие региональные и локальные критерии и признаки рудоносности ([491] с авторскими уточнениями).

Региональные поисковые критерии:

- приуроченность к зоне Серовско-Маукского глубинного разлома;
- наличие в зоне разлома интрузий ауэрбаховского рудогенерирующего комплекса, мобилизирующих рудоносные растворы;
- присутствие сопутствующих основному разлому субпараллельных нарушений сдвига-надвигового характера, сопровождающихся мощными зонами измененных пород;
- развитие вулканогенно-осадочных образований краснотурьинской свиты раннедевонского возраста, а в ее составе — благоприятных для рудоотложения туфогенно-терригенных и карбонатных фаций;
- наличие пестрого дайкового комплекса, секущего породы краснотурьинской свиты (граниты, гранит-порфиры, монзониты, монцогранодиориты, сиениты, габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты);
- наличие непрерывного ряда рудных и метасоматических формаций: золото-сульфидно-кварцевой (лиственит-березитовой), золото-сульфидной (кварц-серицитовой), золото-полиметаллической (аргиллизит-джаспероидной);
- наличие золотоносных кор выветривания и золотых россыпей.

Локальные поисковые критерии:

– наличие проявлений золото-кварц-сульфидной и золото-сульфидной формаций (Ольховско-Ларьковское жильное поле, Приозерное месторождение, жилы Магдалинские, Устейские);

– совмещение с восточной частью россыпи Черная надвига и связанной с ним линейно-площадной зоны пропилитизации, скарнирования, березитизации, аргиллизации; подобные же надвиги, в лежащем боку которых локализуются рудоносные аргиллизиты и березиты, были вскрыты скважинами при проведении поисковых работ на золото [373];

– наличие аномалий ВП, фиксирующих площадное развитие сульфидной минерализации;

– наличие в тяжелой фракции шлиха из россыпей рудных минералов, характерных для объектов «воронцовского» типа: киновари, тонкого и мелкого золота;

– наличие свободного золота в корках выветривания метасоматитов (по данным промывки и пробирного анализа);

– площадные геохимические аномалии, сходные с «воронцовским» типом по спектру: Ag, Cu, Zn, Pb, Ba, Hg.

В результате изучения руд и рудоносных парагенезисов в пределах Чернореченского потенциального рудного узла были сделаны следующие выводы (по [491] с уточнениями). Судя по составу и возрасту рудовмещающего комплекса, а также кинематике разрывных нарушений, возникновение оруденения произошло в том же временном диапазоне, что на Воронцовском месторождении. Начало формирования руд происходило при высоких температурах (500–350 °С) и давлении 2,5–3 кбар, на что указывает ассоциация ранних сульфидных минералов с амфиболом и эпидотом. Кварц-сульфидная минерализация поздней стадии формировалась на фоне понижающихся температур и давлений, о чем свидетельствует наличие доломит-анкерита (РТ- условия формирования: 360–185 °С и давление 1,24–0,44 кбар). О том же свидетельствует наличие теллуридных парагенезисов (тетрадимита $\text{Vt}_2\text{Te}_2\text{S}$ и колорадоита HgTe), образующихся при температурах менее 350 °С.

Химический состав золота из различных минералов указывает на принадлежность его к одной генерации золото-полиметаллической рудной формации, связанной с джаспероидами и аргиллизитами. Минеральный тип – сульфидно-полиметаллический вкрапленный золото-пирит-халькопиритовый с теллуридами Vt и Hg ; концентрация золота в рудах – 0,4–40 г/т при среднем содержании 10 г/т. По пробности (906–921), характерным примесям (Ag, Cu, Fe, Hg, Te), РТ-условиям и времени образования изученное золото в общих чертах сходно с металлом промышленной залежи полигенного Воронцовского месторождения.

Подсчет прогнозных ресурсов категории P_3 Чернореченского рудного узла (192 км²) произведен по аналогии с Воронцовским рудным полем (в соседнем с юга узле той же минерагенической зоны), исходя из параметров последнего: общая площадь рудного поля в границах развития апоскарновых метасоматитов в экзоконтакте Ауэрбаховского габбро-диорит-гранодиоритового массива (в зоне влияния Воронцовского разлома) составляет 12 км² (протяженность 15 км вдоль западного обрамления массива, ширина 0,8 км). Общие оцененные и утвержденные запасы золота (категорий C_1 и C_2) месторождения составили 75,0 т до глубины 100 м. Удельная продук-

тивность рудного поля — 6,25 т/км². Среднее содержание золота в окисленных рудах (золотоносных корях выветривания) — 3,7 г/т, серебра — 9,3 г/т, в первичных рудах — соответственно 4,6 и 5,9 г/т.

Коэффициент рудоносности (при переходе от удельной продуктивности рудного поля к аналогичному параметру для узлов) — 0,1. Коэффициент подобия (учитывающий сходство геологических условий прогнозируемого таксона и объекта-аналога) — 0,8.

Коэффициент надежности прогноза принимаем равным 0,9 в связи с достаточно высокой степенью изученности территории; соотношение первичных и окисленных руд по аналогии с Воронцовским месторождением составляет 2 : 1. Таким образом, $6,25 \text{ т/км}^2 \times 0,1 \times 192,0 \text{ км}^2 \times 0,8 \times 0,9 = 86,45 \text{ т}$ ($\approx 86 \text{ т}$) золота по категории Р₃. В том числе для первичных руд типа минерализованных зон: 57,5 т ($\approx 57 \text{ т}$) золота (руда — 12 500 тыс. т) при среднем содержании 4,6 г/т; для типа золотоносных кор химического выветривания — 28,75 т ($\approx 29 \text{ т}$) золота (руда — 7700 тыс. т) при среднем содержании 3,7 г/т.

В настоящее время ОАО «Уралэлектромедь» оформлена лицензия на геологическое изучение, разведку и добычу рудного золота в пределах Чернореченского золоторудного узла, начаты поисковые работы.

Лобвинско-Лялинская медно-золото-железорудная зона (4.0.1 Fe, Au, Cu/O₃—C₁ (MZ) также располагается в зоне регионального Серовско-Маукского разлома; на ее территории распространены образования красноуральской свиты позднего ордовика—раннего силура (базальт-риолитовая формация), павдинской свиты раннего силура (базальт-андезит-дацитовая формация), туринской свиты позднего силура—раннего девона (базальт-трахитовая формация), вулканиты и кремни лимкинской свиты позднего девона. Эти свиты вмещают многочисленные интрузии левинского, мысовского, ауэрбаховского, западноверхисетского комплексов. В зоне глубинного разлома картируются тектонические блоки габброидов устейского (вендского) и серпентинизированных ультрамафитов серовского среднеордовикского комплексов, интрузии гранитов верхисетского комплекса. В пределах площади известны ореолы березитовых, скарновых, кварц-серицитовых метасоматитов, россыпи и рудопроявления золота, перспективные геофизические и геохимические аномалии.

Ранее на площади Лобвинская, охватывающей северную часть рудной зоны, были проведены детальная разведка россыпи Белужная, рек Мысовая, Кедровая, Питателева и Крутая Лата, поисково-оценочные работы на россыпное золото в бассейнах рек Каква и Лобва, подготовка геохимической и геофизической основы масштаба 1 : 50 000 по площади Павдинская. Последние поисковые работы на коренное золото осуществлены ЗАО «Золото Северного Урала» на площади Мысовская в 2001—2004 гг. Специализированные работы, направленные на изучение кор выветривания и их рудоносности, не проводились.

Основным объектом исследований предшественников был участок Мысовской протяженностью около 14 км и шириной 2,5—3 км на севере рудной зоны. Прогнозные ресурсы по нему переоценивались в 1997, 1998, 2002 гг. К. П. Савельева и В. Н. Хрыпов [474] приводят следующие данные о ресурсах, утвержденных для названной территории: по жильным полям

P_1 – 13 т (1,3 млн т руды) при среднем содержании 10 г/т; по категории P_2 для типа минерализованных зон – 18 т (4,5 млн т руды) при среднем содержании 4 г/т; для типа золотоносных кор химического выветривания – 7 т (1,3 млн т руды) при среднем содержании 4 г/т. В 2001–2004 гг. на территории участка Воронцовской ГРП выполнялись поисковые работы, оставшиеся незавершенными. Упор делался на поиск минерализованных зон в неветрелых и слабоветрелых породах; в результате площади развития глинистых и щебнисто-глинистых кор выветривания оказались неохваченными, что и привело к отсутствию положительных результатов.

При подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа О-41 в результате проведения небольшого объема поисковых маршрутов выявлено четыре перспективных участка с золотоносными корами химического выветривания – в районах проявлений Серебрянское, Мысовское, урочища Питателевское и руч. Гусевка (притока р. Лата). Сколковое геохимическое опробование затронутых выветриванием пород и полнопроявленной щебнисто-глинистой коры выветривания с последующим атомно-абсорбционным анализом показало в 19 пробах (80 % от общего количества) содержание золота до 0,79 г/т. Учитывая приуроченность золотых проявлений Лобвинско-Лялинской зоны к региональному Серовско-Маукскому разлому, установленную золотоносность кор выветривания, наличие высоких содержаний металла в ореолах сульфидной вкрапленности среди березитовых и серицит-кварцевых метасоматитов, в качестве эталонного объекта для прогноза было выбрано малое Долгомысовское месторождение, расположенное в одноименном асбестово-золоторудном узле в пределах Верхотурско-Новооренбургской минерагенической зоны. Региональные и локальные признаки, позволяющие прогнозировать золотое оруденение долгомысовского типа, в целом сходны с таковыми для вышеописанного Чернореченского узла.

Подсчет прогнозных ресурсов золота категории P_3 Лобвинско-Лялинской медно-золото-железородной зоны (312 км²) произведен методом аналогии, исходя из параметров Долгомысовского месторождения: площадь рудных тел, по которым подсчитаны запасы, составляет $60 \times 250 \text{ м} = 0,015 \text{ км}^2$ [236]. Утвержденные после разведочных работ запасы по категориям $C_1 + C_2$ для первичных руд – 2,147 т (146,7 тыс. т руды) при среднем содержании 14,6 г/т; для золотоносных кор выветривания – 1,59 т при содержании 1 г/т [42]. Удельная продуктивность для первичных руд составит $2,147 : 0,015 = 143 \text{ т/км}^2$, для золотоносных кор выветривания – $1,59 : 0,015 = 106 \text{ т/км}^2$.

Площадь распространения золотоносных кор выветривания (вне контуров подсчета прогнозных ресурсов P_1 и P_2) по результатам авторских маршрутных исследований и анализу данных предшественников может составлять не менее 10 % от общей территории развития потенциально рудоносных комплексов в пределах Лобвинско-Лялинской зоны. Коэффициент рудоносности – 0,01 (переход от месторождения к «рудной зоне»). Коэффициент подобия принят равным 0,4 (нахождение объекта-аналога в другой минерагенической зоне). Коэффициент надежности прогноза – 0,2 в связи со слабой степенью изученности территории. Для первичных руд прогнозные ресурсы категории P_3 (до глубины 150 м) составят: $143 \text{ т/км}^2 \times$

$\times 0,01 \times 312 \text{ км}^2 \times 0,4 \times 0,2 = 35,69 \text{ т}$ ($\approx 36 \text{ т}$); для золотоносных кор выветривания: $106 \text{ т/км}^2 \times 0,01 \times 312 \text{ км}^2 \times 0,4 \times 0,2 = 26,46 \text{ т}$ ($\approx 26 \text{ т}$). Суммарные прогнозные ресурсы $P_3 \approx 62 \text{ т}$. Площадь рекомендуется для постановки специализированных поисковых работ на коренное золото.

Крылатовский золоторудный узел (5.0.9 Au/D₁ (MZ) расположен в юго-западной части листа О-41. Он охватывает мощную зону тектонитов Серовско-Маукского разлома с линзами серпентинитов серовского комплекса ордовика, пластинами девонских вулканитов дегтярской и кунгурковской свит. Восточнее распространены гранитоиды, диориты и габбро девонского новоалексеевского и гранодиориты раннекаменноугольного западноверхисетского комплексов. Золотое оруденение связано с кварцевыми жилами, локализованными в сильноизмененных плагиогранитах новоалексеевского комплекса, и сопровождается минерализованными зонами в рассланцованных сульфидизированных метасоматитах листовитит-березитовой формации. Последние при ширине 10–200 м имеют протяженность от 0,3 до 8 км. В пределах узла развиты золотоносные линейные (линейно-трещинные) коры выветривания до глубины 100 м и более (мощность рудной части коры составляет в среднем 20 м) преимущественно по рассланцованным метасоматитам. По степени выветривания они относятся к глинисто-дресвяным образованиям (зоны выщелачивания, промежуточных продуктов). Пробность золота колеблется от 684 до 898 (чаще всего – 820). По данным фазового анализа руд золото свободное составляет 56 %, в сростках – 31 %, в рубашке – 4 %, в сульфидах – 9 %, в кварце – следы. По данным поисковых работ 1950–1960-х гг. содержания золота в минерализованных зонах колеблются от следов до 5–6 г/т. Эти работы были направлены преимущественно на поиски золотоносных кварцевых жил, а минерализованные зоны и развитые по ним коры выветривания детально не изучались.

При этом было установлено, что Крылатовско-Чесноковскую площадь вкрест простирания основных структур пересекают золотоносные россыпи, фрагментарно отрабатываемые старательскими артелями в настоящее время. По данным спектрозолотометрических анализов в почвах площади широко развиты ореолы золота с содержаниями от 0,1 до 1,0 г/т и более. В 2005–2007 гг. в северо-восточной части площади узла проводились работы на коренное золото (ОАО «Цветметразведка»). Ожидалось выявление промышленных объектов в золото-сульфидных минерализованных зонах и золотоносных корах химического выветривания. Глубина исследований – 100 м. Из-за проектных и технологических ошибок ожидания подтвердились частично; прогнозные ресурсы категории P_2 – 15 т, P_1 – 8 т золота (в сумме по минерализованным зонам и в ЗКХВ при средних содержаниях 2 г/т). Полевыми работами 2008 г. в рамках подготовки к изданию ГК-1000/3 установлены факты старательской отработки кор выветривания в западном эндоконтакте гранитоидного массива за пределами участка ОАО «Цветметразведка». Подтверждена золотоносность кор выветривания в восьми пунктах на уровне 0,35–0,88 г/т (атомно-абсорбционный анализ) как в пределах площади массива, так и к западу от него в зоне глубинного разлома. Таким образом, вся зона Серовско-Маукского глубинного разлома в пределах Крылатовского узла представляется перспективной на золотое ору-

денение в корях выветривания. В осевой части дизъюнктива, где широко распространены тектонические линзы милонитизированных известняков и серпентинитов (полимиктовый меланжевый комплекс), есть признаки наличия «карстовой» коры выветривания «гумешевского» типа.

Как упоминалось выше, золотоносные кварцевые жилы и рассланцованные березиты Крылатовского месторождения локализованы в южной части Новоалексеевского массива, являющегося петротипическим для одноименного комплекса. Наличие промышленного золотого оруденения в рассланцованных березитах месторождения говорит о возможности присутствия золоторудных объектов типа минерализованных зон и в экзоконтакте интрузии на некотором удалении от нее. На такую возможность указывает распространение россыпей и золотоносных кор выветривания далеко за пределами Крылатовского рудного поля, а также наличие проявлений золота в области развития кунгурковской свиты.

Учитывая черты сходства геологического строения Чернореченского и Крылатовского рудных узлов, в качестве объекта-эталона выбрано Воронцовское рудное поле с удельной продуктивностью $6,25 \text{ т/км}^2$ (поисковые критерии и признаки золотого оруденения приведены выше).

При подсчете ресурсов категории P_3 Крылатовского рудного узла (330 км^2) коэффициент подобия принимаем равным $0,2$ (в связи с расположением прогнозируемого объекта в другой минерагенической зоне и неполнотой сходства критериев рудоносности). Соотношение первичных и окисленных руд, по аналогии с Воронцовским месторождением, составляет $2 : 1$. Коэффициент надежности прогноза — $0,5$. Прогнозные ресурсы оруденения «воронцовского» типа составят: $6,25 \text{ т/км}^2 \times 0,1 \times 330,0 \text{ км}^2 \times 0,2 \times 0,5 = 61,9 \text{ т}$ ($\approx 62 \text{ т}$) золота.

В том числе для первичных руд типа минерализованных зон — 41 т золота (руды — 8913 тыс. т) при среднем содержании $4,6 \text{ г/т}$; для типа золотоносных кор химического выветривания — 21 т золота (руды — 5676 тыс. т) при среднем содержании $3,7 \text{ г/т}$. Крылатовская площадь рекомендуется для постановки поисковых работ на золото во вторую очередь.

Рудянско-Февральская медно-золоторудная зона потенциальная (6.1.1 Au, Cu/D₂—C₂ (MZ) располагается в Сосьвинско-Суондукской минерагенической зоне и уже рассматривалась выше в связи с перспективами на медь и цинк. В ее пределах в 28 км к северо-западу от г. Сухой Лог находится Февральское золотое рудопроявление. Оно приурочено к южному выклиниванию меридиональной зоны рассланцевания, «зажатой» между Рефтинской интрузией габбро-диоритов на западе и девонскими метаморфизованными вулканитами на востоке. В этой же зоне присутствуют дайки и штоки гранитоидов среднекаменноугольного курайского комплекса, отмечаются ореолы березитизации [236]. Сланцы почти повсеместно золотоносны с содержанием золота $0,1–0,3 \text{ г/т}$. Золото в них связано с сульфидной минерализацией: пирит, халькопирит, пирротин, галенит, реже сфалерит, пентландит; в некоторых пробах выявлена киноварь. Распределение золота в рудных телах крайне неравномерное. Выделяются рудные столбы с кустовым содержанием золота до $9,4 \text{ г/т}$ длиной по простиранию до 6 м , прослеженные на глубину до 120 м . На рудопроявлении (Февральское потенциальное рудное поле) поисково-оценочными работами в 1963 г. были вскры-

ты окисленные руды золотоносных кор химического выветривания. По ним подсчитаны авторские запасы при бортовом содержании золота 0,5 г/т, мощности рудных тел от 3,2 до 16,8 м и протяженности от 220 до 1300 м; среднее содержание золота 1,4 г/т (от 0,55 до 2,04 г/т). Запасы составили 5,8 т золота, 4,3 млн т руды. Позднее они переведены в прогнозные ресурсы категории P_1 [474]. В 2005–2006 гг. здесь проводились поисковые работы на коренное золото в минерализованных зонах, которые остались незавершенными из-за отказа инвестора продолжать финансирование.

К северу от Февральского потенциального рудного поля работами предшественников установлено более 20 пунктов минерализации золота. В 2008 г. (при подготовке листа к изданию) полевыми исследованиями подтверждено развитие площадных и линейных кор выветривания позднемезозойского возраста: они занимают около 70–80 % площади, из них 10–15 % – глинистые и дресвяно-глинистые; по данным предшественников средняя мощность кор составляет 20 м. Опробованием (атомно-абсорбционный анализ) в 16 пунктах установлено содержание золота – от 0,18 до 1,06 г/т. По результатам работ в пределах Рудянско-Февральской рудной зоны выделена перспективная на золото площадь протяженностью 25 км и шириной 6 км (150 км²).

В качестве эталонного объекта для оценки прогнозных ресурсов выбрано Маминское золоторудное поле, расположенное в пределах той же минерагенической зоны (в 80 км юго-западнее Февральского проявления), с удельной продуктивностью 1,758 т/км².

К региональным критериям и поисковым признакам относятся приуроченность рудных тел к зоне интенсивного расщепления и милонитизации (к зоне разлома), а также присутствие штоков и даек гранитоидов курайского комплекса. Локальные поисковые признаки определяются наличием золотых россыпей, золотоносных кор выветривания, золотосодержащих сульфидизированных кварцевых жил, геохимических аномалий, березит-лиственитовых метасоматитов с золотоносной сульфидной вкрапленностью. Коэффициент подобия, учитывая хорошее соответствие поисковых признаков с эталонным объектом и при соотношении с общей площадью таксона, принимается равным 0,7. Коэффициент рудоносности (соотношение удельной продуктивности рудной зоны и рудного поля) – 0,1. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 в пределах Рудянско-Февральской зоны (214 км²) составят: $1,758 \times 0,1 \times 214 \times 0,7 = 26,33$ т (~26 т) (60 185 тыс. т руды) при среднем содержании золота 0,432 г/т; ресурсы относятся к перспективному типу золотоносных кор химического выветривания. Рекомендуется постановка специализированных поисковых работ на коренное золото (тип золотоносных кор химического выветривания) в пределах всей рудной зоны.

Золото россыпное. Золотоносные россыпи Восточно-Уральской платино-золотороссыпной минерагенической зоны территориально размещаются в 11 россыпных узлах.

Краснотурьинский золотороссыпной узел (1.0.1) по данным предшественников включает Каквинский (I-1-39) и Лялинский (II-1-9) «участки» (рос-

сыпные поля) с ресурсами категории $P_2 - 1,43$ и $0,77$ т россыпного золота соответственно (всего $2,2$ т).

Красноуральский платино-золотороссыпной узел потенциальный (1.0.2) содержит «прогнозные участки» 12 россыпей. Восемь из них золото-платиновые: Ермаковский (II-1-12) – $0,2$ т золота категории P_2 ; Выйский (III-1-5) – $0,22$ т золота категории P_2 и $0,13$ т – категории P_1 ; Айвинский (III-1-8): $P_2 - 1,64$ т, $P_1 - 0,13$ т; Пра-Нива (III-1-15): $P_2 - 0,45$ т, $P_1 - 2,4$ т; Магдара (III-1-30): $P_2 - 0,62$ т, $P_1 - 0,19$ т; Токовая (III-1-32): $P_2 - 0,3$ т, $P_1 - 0,14$ т; Выносной (III-1-33): $P_2 - 0,49$ т; Тагил-Долина (III-1-22): $P_1 - 0,98$ т; два – золотороссыпные: Ясьвинский (III-1-27): $P_1 - 0,27$ т; Кантуровский Покос (III-1-36): $P_2 - 0,35$ т, $P_1 - 0,53$ т; а также два – платиновые с примесью золота: Туринско-Талицкий (II-1-15): $P_1 - 0,24$ т; Емехский (III-1-1): $P_2 - 0,09$ т. Всего россыпного золота категории $P_2 - 4,36$ т, категории $P_1 - 5,01$ т.

Невянский золотороссыпной узел (1.0.4) включает шесть золотороссыпных «прогнозных участков»: Исинский (IV-1-5) – $1,28$ т золота категории P_1 ; Северосаповский (IV-1-61): $P_1 - 0,22$ т; Верхнерезевской (IV-1-96): $P_1 - 0,16$ т; Адуйский (V-1-5): $P_2 - 0,54$ т; Монетный (V-1-16): $P_2 - 0,61$ т; Мурзинский (V-1-30): $P_2 - 0,54$ т. Всего россыпного золота категории $P_2 - 1,69$ т, категории $P_1 - 1,66$ т.

Шишимский золотороссыпной узел (1.0.6) содержит Верхненейвинский (V-1-15) золотороссыпной «участок» с прогнозными ресурсами золота категории $P_2 - 0,35$ т.

Рефтинский золотороссыпной узел потенциальный (1.0.7) включает «участки»: Рефтинский (V-2-22) – $1,54$ т золота категории P_2 и $0,19$ т категории P_1 ; Шамейский (V-2-25): $P_1 - 0,19$ т. Всего золота категории $P_2 - 1,54$ т, категории $P_1 - 0,38$ т.

Полевской золотороссыпной узел потенциальный (1.0.8) вмещает девять золотороссыпных «участков»: Кунгурский (VI-1-3) – $0,46$ т золота категории P_2 ; Полевской (VI-1-4): категории $P_1 - 1,74$ т; Шабровский (VI-1-5): $P_1 - 0,44$ т; Мраморский (VI-1-18): $P_2 - 2,26$ т; Мухоловский (VI-1-33): $P_2 - 0,98$ т; Полдневской (VI-1-42): $P_2 - 2,56$ т; Кладовский (VI-1-52): $P_2 - 0,75$ т, $P_1 - 0,48$ т; Кладовскую «площадь» (VI-1-54): $P_2 - 1,19$ т; Вязовскую «площадь» (VI-1-59): $P_2 - 0,9$ т. Кроме того, в узел входит платинороссыпной Омутнинский прогнозируемый участок (VI-1-41) с примесью золота: $P_2 - 0,01$ т, $P_1 - 0,02$ т. Всего россыпного золота категории $P_2 - 9,11$ т, категории $P_1 - 2,68$ т.

Маминский золотороссыпной узел потенциальный (1.0.9) включает Маминскую группу россыпей (VI-2-16). Полевыми работами, проведенными в процессе создания листа О-41 комплекта Госгеолкарты-1000/3, установлено, что контуры отработанных плиоценовых россыпей значительно меньше, чем в утвержденном ранее обосновании прогнозных ресурсов (категория $P_2 - 1,96$ т [358]), поэтому принимается только половина от заявленного ранее объема $P_2 - 1,0$ т.

Ляпустинский золотороссыпной узел потенциальный (1.0.10) включает прогнозные «участки»: Ляпустинский (V-3-19) – $0,96$ т золота категории P_2 , $0,24$ т – категории P_1 ; Беловодьевский (VI-2-8): $P_2 - 0,96$ т; Каменский (V-2-58): $P_2 - 0,96$ т. Всего категории $P_2 - 2,88$ т, категории $P_1 - 0,24$ т.

Синарский золотороссыпной узел потенциальный (1.0.11) вмещает Синарскую площадь (VI-2-43) — 1,2 т золота категории P_2 — и Каринскую россыпь (VI-2-45) — 0,65 т золота категории P_1 .

Еще в двух потенциальных россыпных узлах — *Нижнетагильском платино-золотороссыпном* (1.0.3) и *Нижнейвинском золотороссыпном* (1.0.5) прогнозные ресурсы категории P_3 [358] переведены в ранг металлогенического потенциала (ввиду недостаточной изученности и низких средних содержаний): 1,4 и 4,23 т золота соответственно. Всего — 5,63 т.

Общие прогнозные ресурсы россыпного золота на территории листа О-41 составляют по категории P_2 — 22,42 т, P_1 — 5,95 т, металлогенический потенциал — 5,63 т. Основная масса «перспективных площадей» появилась при переоценке давно брошенных старательских россыпей. Наиболее интересен Полевской россыпной узел, где за последние 20 лет выявлено несколько десятков небольших миоценовых и плиоцен-четвертичных ложковых россыпей с промышленными параметрами.

Платина коренная. В пределах Верх-Нейвинской хромово-платино-никелеворудной зоны (4.0.4) перспективен на платинометалльное оруденение одноименный массив, приуроченный к Серовско-Маукскому поясу ордовикских альпинотипных гипербазитов. Массив представлен породами дунит-гарцбургитового и дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплексов, подвергшимися процессам динамометаморфизма, полихронного метасоматоза с перераспределением и концентрацией благородных металлов.

Научно-производственными работами уральских геологов была переоценена перспективность ранее известного верхнейвинского (нуралинского) типа тугоплавких металлов платиновой группы (МПП). При небольших объемах опробования хромитов и вмещающих гипербазитов содержание МПП 0,4—0,5 г/т, присутствует также золото. В конце 1990-х годов впервые изучена минералогия платиноидов из россыпей в районе Верх-Нейвинского массива. Установлен осмистый иридий, связанный с вкрапленными хромитовыми и сульфидно-никелевыми рудами, на которых развиты остаточные коры выветривания с силикатно-никелевым оруденением. Валовые и технологические пробы показали содержание платиноидов от 1 до 10 г/т при извлечении металла до 80 %. На площади Верх-Нейвинского массива известны также аллювиальные и аллювиально-делювиальные золото-платиновые россыпи. Содержание платиноидов (осмистый иридий) в россыпях достигало 60 % от общего объема добываемого металла.

В 1958—1966 гг. в пределах массива проведены работы на сульфидно-никелевые руды. По их результатам выделены ареалы ультраосновных пород, обогащенных сульфидным никелем в количествах более 0,1 %. Площадь таких участков составляет 0,5—10 км². Зоны с повышенной вкрапленностью сульфидов никеля прослеживаются на глубину свыше 300 м с равномерным содержанием в пределах 0,15—0,17 %. Анализы на благородные металлы не проводились. Данный тип оруденения может представлять интерес на платиноиды.

Известные в пределах Верх-Нейвинского массива месторождения силикатного никеля локализованы в охристо-кремнистых образованиях ли-

нейной коры выветривания (остаточный подтип). Специальных работ по исследованию платиноносности кор в районе не проводилось. Изучение подобных месторождений в других районах Урала показало существенное увеличение в корках выветривания концентраций платиноидов — в 2–5 раз относительно содержаний их в исходных породах.

При расчете минерагенического потенциала платиноидов в Верх-Нейвинской зоне использованы данные по Баронскому малосульфидному золото-платиновому проявлению, локализованному в пределах Волковского массива Платиноносного пояса западнее изученной территории. Площадная продуктивность платинометалльного оруденения составляет 319 т/км² при среднем содержании платиноидов в руде 19 г/т. При размерах оцениваемой «платиносодержащей» площади 60 км² и коэффициенте рудоносности 0,002 минерагенический потенциал платиноидов рудной зоны составит около 40 т [434].

Платина россыпная. Платиноиды, высвобождаясь в процессе химического выветривания пород, в результате геологических подвижек, денудации и эрозии поверхности как самые тяжелые минералы в конечном итоге занимают наиболее низкие части рельефа — речные долины разного возраста. Наиболее древние россыпи «застревают» в карсте. Неогеновые россыпи в значительной степени контролируются мезозойскими эрозионно-структурными депрессиями. Самые крупные и протяженные россыпи накапливаются в современных долинах.

Прогнозные ресурсы высоких категорий для россыпной платины подсчитаны в трех собственно платинороссыпных объектах: Туринско-Талицком (II-1-15), Емехском (Эмехском) (III-1-1) и Омутнинском (VI-1-41); в восьми золото-платиновых: Ермаковском (II-1-12), Пра-Ниве (III-1-15), долине р. Тагил (III-1-22), Выносном (III-1-33), Магдаре (III-1-30), Токовой (III-1-32), Выйском (III-1-5), Айвинском (III-1-8). Все эти объекты, кроме одного (Омутнинского), объединены в Красноуральский платино-золотороссыпной потенциальный узел. Общие прогнозные ресурсы россыпной платины на листе O-41 составляют по категории P₁ — 2,36 т, P₂ — 1,18 т. Нижнетагильский участок (в долине р. Тагил), расположенный в 20–58 км к северо-востоку от г. Нижняя Салда, по сути является аллювиальным мелкозалегающим россыпепроявлением. При поисковых работах 1954 г. (линии шурфов и скважин через 300–1000 м) была оценена золотоносность четвертичных образований на участке длиной 40 км, шириной в среднем 100 м, со средней мощностью рыхлых отложений 4 м и средним содержанием 105 мг/м³. Установленное отношение золото–платина — 83,3 к 16,7 %. По участку подсчитаны прогнозные ресурсы категории P₂ [358], но ввиду недостаточного (по мнению авторов) обоснования они переводятся в металлогенический потенциал в том же размере: золото — 1,4 т, платина — 0,28 т.

Уран. Максимальная плотность рудопроявлений и пунктов эндогенной урановой минерализации, а также не показанных на карте радиометрических и аэрогамма-аномалий урановой природы приходится на субмеридиональную полосу длиной 270 км и шириной 25–30 км, в которую входят

Мурзинский и Адуйский гранитные массивы (особенно их восточные эндоконтакты) и небольшие тела гранитов к северу и югу от них — все преимущественно позднепермско-среднетриасового возраста. В пределах этой полосы известны два рудных узла, в которых в том числе сосредоточены проявления урана — Адуйский (6.0.3) и Боевский (6.0.8). Для них характерен так называемый «гранитоидный» тип ожидаемого уранового оруденения [379]. Этот тип отождествляется с урановорудными площадями Чешско-Германского (Чешско-Рудногорского) региона с герцинским орогенным гранитоидным магматизмом. Другой возможный аналог — Северо-Казахстанская урановорудная область, орогенные гранитные массивы которой сформированы по завершении каледонского тектоно-магматического цикла. Однако высокопродуктивные месторождения урана, обладающие крупными или уникальными запасами руд и их высокими технологическими качествами, имеются только в Чешско-Рудногорском районе (который по ряду признаков близок к условиям Урала). Металлогенический облик территории определяется там наличием поздневарисских и киммерийских промышленных месторождений урана, никеля, кобальта, серебра в ассоциации с полиметаллами, оловом, вольфрамом, железом и баритом. Урановое оруденение в Чешско-Рудногорской провинции представлено как эндогенными, так и экзогенными объектами.

На площади Адуйского ураноносного молибденово-танталово-бериллиеворудного узла присутствует урановое проявление (аргиллизитовой формации) Цинковое (V-2-20) и шесть пунктов минерализации урана аналогичной природы. При общей площади 800 км² прогнозные ресурсы урана категории P₃ оцениваются в 17 тыс. т. Ресурсы урана Боевского ураноносного золото-вольфрамово-бериллиеворудного узла сосредоточены в Юго-Коневском (VI-2—44) комплексном месторождении, а также, по-видимому, в двух десятках не показанных на карте радиоактивных аномалий. При площади узла 350 км² прогнозные ресурсы урана категории P₃ оцениваются в 7 тыс. т. Общие ресурсы эндогенной урановой минерализации по категории P₃ составляют 24 тыс. т.

Промышленные объекты, связанные с мезозойскими палеодолинами, подчиняются рудоконтролирующим факторам для далматовского типа. Признаковое пространство сформировано по урановорудным объектам Среднего и Южного Зауралья и Северного Тургая. В общем виде признаки подразделяются на ряд групп, соответствующих определенным этапам геологоразведочного комплекса.

Региональные признаки: 1) краевая часть чехла молодой платформы (в данном случае Западно-Сибирской) и, соответственно, крупного артезианского бассейна I порядка; 2) эрозионно-аккумулятивная аллювиальная палеоравнина позднеюрского времени, расположенная между областью низкогорья и морским бассейном и обладающая широко развитой сетью палеодолин, в которых шло накопление речных песчано-глинистых отложений; 3) длительный период существования гумидного климата, что привело с одной стороны к формированию мощного и хорошо проработанного профиля коры выветривания по породам складчатого фундамента, а с другой — к накоплению в позднеюрское время продуктивного сероцветного комплекса осадков, обогащенного растительной органикой и содержа-

щего выдержанные горизонты водопроницаемых пород; 4) смена на границе верхней юры и нижнего мела гумидной обстановки осадконакопления на аридную, в результате чего был сформирован региональный поток кислородных урансодержащих подземных вод, который обусловил развитие в позднеюрских сероцветах зон пластового окисления и барьерных концентраций урана на их выклинивании, а также формирование регионально развитого покрова красноцветов преимущественно глинистого состава.

Среднемасштабные признаки: 1) крупные складчатые структуры платформенного чехла положительного знака (в Зауралье – Камышловский мегавал), к обрамлению которых приурочены верховья позднеюрских палеорек; 2) наличие в области питания подземных вод позднеюрского водоносного бассейна породных комплексов складчатого фундамента, обогащенных ураном, которые рассматриваются как источники металла в более поздних эпигенетических процессах; 3) присутствие в кровле складчатого фундамента депрессионных структур палеодолинного типа, которые заполнены позднеюрской сероцветной толщей и перекрывающимися ее красноцветами неокома; 4) большие по протяженности, сложные по морфологии и занимающие крупные по размерам площади водосборов палеодолины позднеюрского возраста; 5) наличие в разрезе позднеюрского палеоаллювия двух–трех ритмов осадконакопления, к основанию которых приурочены водопроницаемые песчано-гравелитовые и гравелито-галечные осадочные отложения; 6) развитие от верховьев позднеюрских палеодолин (и от их мелких боковых притоков) зон древнего окислительного эпигенеза, переработанных более поздними процессами глеевого восстановления (зоны позднего осветления – ЗПО), которые прослеживаются на значительные расстояния вниз по течению палеорек; 7) присутствие барьерных концентраций урана на фронте выклинивания ЗПО в позднеюрских сероцветах, фиксируемое в виде радиометрических аномалий во всех фациальных типах пород продуктивного комплекса.

Локальные признаки: 1) участки резкого коленообразного изгиба позднеюрских палеодолин и изменение их ширины; 2) повышенная гетерогенность разреза продуктивного комплекса с частым чередованием водопроницаемых и водоупорных осадочных комплексов; 3) присутствие в продуктивном комплексе терригенных отложений повышенной водопроницаемости (более 1 м/сут); 4) присутствие в проницаемых отложениях позднеюрского возраста пород, обогащенных растительной органикой (детрит, обломки веток и стволов, прослойки лигнита и бурых углей); 5) участки выклинивания древних эпигенетических зон пластового окисления в проницаемых осадках продуктивного комплекса; 6) радиометрические аномалии и ореолы рассеяния урана (до рудных подсечений) в сероцветах позднеюрского комплекса; 7) присутствие аномальных концентраций элементов-спутников (селен, ванадий, рений, молибден); 8) слабая проявленность «молодого» желтоцветного окисления, которое приводит к перераспределению и выносу урана; 9) слабое проявление или отсутствие ожелезнения (лимонита) при полном обелении ЗПО, что является косвенным указанием на близкое расположение сероцветов с богатым оруденением.

Используя вышеперечисленные региональные, районные и локальные рудогенные признаки в пределах Нижнетуринско-Курганской потенциаль-

ной урановорудной минерагенической зоны, выявлено два урановых рудных района – Юконский и Далматовский с шестью в общей сложности потенциальными рудными узлами. По Пионерскому узлу оценены прогнозные ресурсы категории P_3 – 15,0 тыс. т; во всех таксонах в пределах потенциальных рудных полей подсчитаны ресурсы категории P_2 , которые в сумме составляют 49,0 тыс. т урана (табл. 2). «Участки» с прогнозными ресурсами категории P_2 рекомендуются к постановке оценочно-разведочных работ. В контуре Пионерского рудного узла необходимы специализированные поисковые работы.

Следует отметить, что отдельными геологическими организациями используется особое районирование для урана (от «своих» провинций до зон), не вписывающееся в схемы Легенды Уральской серии листов. Кроме того, делаются попытки прогнозирования других генетических типов ураново-

Таблица 2

Прогнозные ресурсы урана гидрогенно-инфильтрационного типа

№ на карте	Рудный район, рудный узел	Прогнозные ресурсы, тыс. т		Авторы
		P_3	P_2	
8.1 Юконский урановорудный район потенциальный				
8.1.1	Сосьвинский урановорудный узел потенциальный		10,0	[340]
8.1.2	Юконский урановорудный узел потенциальный		20,0	[340]
	Всего		30,0	
8.2 Далматовский урановорудный район				
8.2.2	Ляпуновский урановорудный узел потенциальный		7,0	[497]
8.2.4	Завьяловский урановорудный узел потенциальный		3,0	[497]
8.2.5	Пионерский урановорудный узел потенциальный	15,0	5,0	[497]
8.2.6	Крутоярский урановорудный узел потенциальный		4,0	[497]
	Всего	15,0	19,0	
	Итого	15,0	49,0	

рудных объектов, в частности — типа «несогласия». Так, в обобщающей работе ФГУП «Зеленогорскгеология» по «оценке ресурсного потенциала Урала на промышленные месторождения урана с богатыми комплексными рудами в зонах ССН и других геолого-структурных обстановках» (С. П. Еремев, Ф. Ф. Тараканов и др., 2007 г.) по Гаевско-Коневскому ПУРР (потенциально урановорудному району) — южная срединная часть листа О-41 — приведены прогнозные ресурсы урана категории P_3 : 68 тыс. т для типа «несогласия» и 21 тыс. т — для «гранитоидного» типа; для Салдинско-Верхисетского ПУРР (северо-запад листа) — соответственно 1 и 4 тыс. т.

В отчете ФГУП «ВСЕГЕИ» по объекту «Методическое обеспечение и сопровождение составления геолого-структурных, рудно-формационных основ прогнозных на уран разномасштабных карт, переоценка, учет и апробация прогнозных ресурсов урана категории P_3 » (ответственный исполнитель А. А. Пуговкин, 2008 г.) для обширного Миасско-Тобольского ПУРР (области), фрагмент которого на листе О-41 охватывает почти всю его южную половину (распространяясь далее на юг и юго-восток), для урана гидрогенно-инфильтрационного (палеодолинного) типа приведены прогнозные ресурсы (авторские) категории P_3 в количестве 50 тыс. т. По Турьинско-Нацинскому ПУРР (области) — северная срединная часть листа — они же составили 40 тыс. т (глубина оценки в обоих случаях — 800 м). После апробации в ВИМС (протокол № 10 от 2.12.2008 г.) утвержденные ресурсы данных таксонов были сокращены вдвое — соответственно 25 и 20 тыс. т.

Кварц оптический и пьезоэлектрический. В пределах известных объектов этого сырья и поблизости от них определенные перспективы связываются только с кварцем для плавки, выявлены площади с оцененными прогнозными ресурсами высоких категорий. Объекты для проведения поисково-оценочных работ — Аятская площадь (в районе Аятского месторождения) и Сысертская площадь (вблизи от одноименного месторождения — VI-1-24). Первая приурочена к западному эндоконтакту Верхисетского гнейсово-мигматитового комплекса. Поисковыми работами 1994 г. здесь выявлено 18 кварцево-жильных зон на площади 60 км², локализованных исключительно в плагиогранитах и тоналитах. Установлено два геолого-промышленных типа: гранулированный кварц различной зернистости (большинство жил сложной формы), прозрачный кварц крупно-гигантозернистой структуры (одиночные жилы простой линзовидной формы). Были подсчитаны ресурсы категории P_2 (10,8 тыс. т жильной массы, 2,4 тыс. т компонента) и P_1 (29,9 тыс. т жильной массы, 8,8 тыс. т компонента). Сысертская площадь располагается в Сысертско-Ильменогорском антиклинории. В результате специализированных поисковых работ (1987 г.) на площади в 4 км² выявлено 174 проявления кварца различных типов, но пригодность для плавки доказана лишь для прозрачного кварца. Выход концентрата составляет 35 %. Прогнозные ресурсы оцениваются до глубины 20 м по категории P_1 в количестве 90,1 тыс. т жильной массы, 31,5 тыс. т концентрата.

Объекты для проведения доразведки — Нелобское месторождение, Истокская и Решетская площади. Нелобское малое месторождение сложено ниж-

непалеозойскими слабометаморфизованными образованиями — графит-серицит-кварцевыми, хлорит-альбит-серицит-кварцевыми сланцами, слюдистыми кварцитосланцами. На площади 2 км² проведены поисковые работы, выявлены 42 кварцевые жилы. Установлена пригодность кварца для плавки по двум жилам. Прогнозные ресурсы категории P₁ примыкают к контурам запасов и составляют 29,1 тыс. т жильной массы, 7,3 тыс. т концентрата до глубины 75 м. Подсчитанные ранее запасы категории C₂ в балансе не значатся; они соответствуют сейчас категории P₁. Итого общие прогнозные ресурсы категории P₁ Нелобского месторождения составляют 72,5 тыс. т жильной массы, 18,2 тыс. т концентрата кварца для плавки. Истокская площадь приурочена к юго-западной эндоконтактовой части Верхисетского массива. В 1988 г. проведены поисково-оценочные работы на прозрачный жильный кварц для плавки. Выявлены 33 кварцевые жилы на площади 9 км², локализованные в диоритах, кварцевых диоритах, габбро-диоритах и плагиогранитах. Кварц молочно-белого и светло-серого цвета крупно-гигантозернистой структуры. Содержание прозрачных участков составляет 32,2 %. Кварц пригоден для плавки прозрачного кварцевого стекла. По 29 жилам были подсчитаны авторские запасы категории C₂ — 36,7 тыс. т жильной массы, 11,2 тыс. т концентрата, что на сегодня соответствует прогнозированным ресурсам категории P₁. Среднее содержание компонента 30,6 %. Авторские же прогнозные ресурсы, оцененные по категории P₁, — 6,3 тыс. т жильной массы, 2,1 тыс. т концентрата до глубины 75 м при среднем содержании компонента 34,2 %. Итого общие прогнозные ресурсы Истокской площади составляют 43 тыс. т жильной массы, 13,3 тыс. т концентрата. Решетская площадь располагается в юго-восточной части того же массива. Здесь на площади 20 км² выявлены жилы гранулированного, молочно-белого и прозрачного кварца. В качестве сырья для плавки пригоден гранулированный и прозрачный кварц. Подсчитанные запасы прозрачного кварца в количестве 3,1 тыс. т жильной массы, 0,8 тыс. т концентрата (по категории C₂) переведены в ресурсы категории P₁. Оцененные ранее ресурсы P₁ — 21,5 тыс. т жильной массы, 5,4 тыс. т концентрата при среднем содержании компонента 25 %. Общие прогнозные ресурсы кварца для плавки составляют 24,6 тыс. т жильной массы, 6,2 тыс. т концентрата.

Для создания сырьевой базы природного особо чистого кварца (для наплава однокомпонентных кварцевых стекол, волоконной оптики) необходим выход на нетрадиционные сырьевые источники, в первую очередь *кварц из каолиновых кор выветривания*. По характеру пород субстрата, за счет которых развивалась кора, месторождения и проявления каолинов соответствуют остаточным и переотложенным корам выветривания. Первые из них могут образовываться за счет гранитоидов, слюдяных и других метаморфических сланцев, жильных полевошпатовых пород, порфирировых и альбитофирировых вулканических пород, полевошпатовых песчаников.

Наибольшее промышленное значение имеют каолиновые образования, сформированные по различным метаморфическим сланцам, а также гранитоидам. Месторождения каолинов, образовавшиеся из сланцев, обычно небольшого размера (длина 100–800 м, ширина 40–200 м, мощность 2–50 м), характеризуются весьма неоднородным пестрым составом. Каолины представлены цветными разностями с большим содержанием окислов железа (до 14 %). По гранулометрическому составу они довольно тонкие

(фракция 0,06 мм – 90 %); обогащаются плохо. Месторождениями этого типа являются Невьянское и Сысертское. Месторождения каолинов, образованные за счет жильных полевошпатовых пород, также имеют небольшие размеры и представлены линзовидными и штокообразными залежами. Проявления каолинов других типов промышленных объектов не образуют.

Каолины переотложенных кор выветривания (вторичные) располагаются обычно недалеко от материнских кор и широко распространены на восточном склоне Урала. От первичных каолинов отличаются малой мощностью, высоким содержанием песчаной фракции, повышенной дисперсностью и пластичностью. Проявлений этого типа на листе О-41 около 20, промышленных (балансовых) месторождений нет.

Изумруды. Поисковые работы в пределах Режевского рудного поля (1988 г.) выявили два участка (Детальный – IV-2-30 и Мостовский – IV-2-37) с высоким содержанием BeO и признаками изумрудоносности, аналогичными проявлению Глинское, но кристаллов изумруда здесь не обнаружено. Поскольку промышленных содержаний не установлено, авторская категория P_2 переведена в категорию P_3 . Они соотнесены со всей площадью узла и составляют 103 140 карат. Глубина прогноза 20 м.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В соответствии с гидрогеологическим районированием Урала [215] и перечнем бассейнов подземных вод (ВСЕГИНГЕО, 2004) на площади листа О-41 выделяются два надпорядковых геологических таксона: Уральская сложная гидрогеологически складчатая область корово-блоковых вод и Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн. Первая приурочена к открытым выходам на дневную поверхность комплекса пород Уральской складчатой системы в геоморфологических границах Уральского горного сооружения. Второй представлен западной частью Иртыш-Обского артезианского бассейна пластовых вод второго порядка и связан с морскими мезозойско-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской равнины. Граница между ними проходит по контакту палеозойских и мезо-кайнозойских морских толщ.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

Западно-Сибирский артезианский бассейн

Порово-пластовые и трещинно-пластовые воды. Подземные воды, связанные с неоген-четвертичными образованиями, распространены на площади всего листа и связаны с субаквальными генетическими типами.

Голоценовый озерно-палюстринный водоносный горизонт ($1p|Q_n$) распространен на северо-востоке площади. Он представлен иловатыми алевритами, перекрытыми торфом; мощность до 10 м. Осадки насыщены водой на всю мощность. Коэффициент фильтрации торфов 0,17–2,5, илов и иловатых алевритов – 0,15–0,5 м/сут. Воды пресные, обогащенные гумидными кислотами.

Верхнеолейстоценово-голоценовый аллювиальный водоносный горизонт (aQ_{III-n}) представлен русловыми фациями аккумулятивных камышловской, режеской надпойменных террас, а также поймы. Фации сложены гравийными песками с галькой в верховьях рек и разнотерными песками – в среднем и нижнем течении. Они формируют нижние слои террасовых разрезов, залегают на близких гипсометрических уровнях; их водоносные слои сопряжены между собой. Мощности русловых фаций от 3–5 до 10 м. Коэффициенты фильтрации гравийных песков – 7–25, пылеватых песков – 5–13, супесей – 1,5–3,2 м/сут. Дебиты скважин варьируют от 0,2 до 2–6 л/с. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков, поверхност-

ных паводковых вод и разгрузки в долины рек подземных вод из пород, слагающих борта долин. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до $0,5 \text{ г/дм}^3$.

Средне-верхнеолейстоценовый озерно-аллювиальный водоносный горизонт ($1aQ_{II-III}$) приурочен к озерно-аллювиальной четвертой надпойменной террасе рек Лозьва, Пелым, Конда и представлен переслаиванием песков разнозернистых, алевроитов и синевато-серых глин, залегающих в нижней части разреза. Мощность горизонта до 20 м. Коэффициент фильтрации водовмещающих отложений варьирует от 0,5 до 3,0 м/сут. Глубина залегания грунтовых вод до 11 м. Воды безнапорные, водообильность незначительная. По химическому составу воды гидрокарбонатные, по степени минерализации (до $0,5 \text{ г/дм}^3$) – ультрапресные и пресные. Питание за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод из вышележающих горизонтов. Разгрузка происходит в долины рек.

Среднеолейстоценовый озерный и озерно-аллювиальный водоносный горизонт (I, $1aQ_{II}$) приурочен к озерно-аллювиальным отложениями высоких надпойменных террас рек Тура, Пышма, Исеть, а также к озерным, озерно-аллювиальным осадкам ледниково-подпрудного бассейна на северо-востоке площади в долинах рек Конда и Тавда. Водовмещающими породами являются пылеватые пески и алевроиты (с прослоями глин) и разнозернистые пески в основании. Мощность 20–30 м. Водупором служат глины тавдинской свиты на западе и туртасской свиты на северо-востоке. Питание водоносного горизонта происходит путем инфильтрации атмосферных осадков, на западе – частично за счет подтока вод из вышележающих горизонтов. Воды безнапорные, водообильность незначительная. Дебиты родников в бортах долин не превышают $0,5 \text{ л/с}$. Воды пресные, с минерализацией до $0,9 \text{ г/дм}^3$, по составу гидрокарбонатные. В долине Туры на участках разгрузки более древних водоносных горизонтов воды приобретают хлоридный или хлоридно-гидрокарбонатный натриевый состав [5].

Неоген-четвертичный аллювиальный и озерный водоносный горизонт (a, $1N-Q$) имеет широкое распространение на междуречьях речных долин. Он связан с отложениями наурзумской, пельмской, светлинской, кустанайской, батуриной свит и падунского озерного комплекса, выполняющими палеоложбины и древние озерные ванны. Осадки представлены песками, алевролитами и глинами. Водоносными являются слои песков мощностью до 1,2 м, выстилающих ложе палеопонижений и залегающих на водоупорных породах. Питание горизонта происходит преимущественно за счет атмосферных осадков. Дебиты отдельных скважин и колодцев довольно низкие (до $0,5 \text{ л/с}$). Качество вод весьма «пестрое» – от пресных до соленых, с минерализацией от 0,5 до $9,5 \text{ г/дм}^3$ [5].

Верхнеолигоценый (туртасский) относительно водоупорный горизонт (P_3tr) распространен в северо-восточной части листа и связан с осадками туртасской свиты. Они сложены глинами с прослоями алевроитов; мощность их 5–10 м. В основании иногда отмечаются алевроитистые водонасыщенные пески (0,2–0,5 м). Дебиты отдельных скважин варьируют от 0,1 до $0,5 \text{ л/с}$. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциево-магниевого, с минерализацией до $0,5 \text{ г/дм}^3$.

Нижнеолигоценовый (куртамышский) водоносный горизонт (P_{3kr}) развит преимущественно на водоразделах. Водовмещающими являются пески континентальных и прибрежно-морских отложений (куртамышская, атлымская, новомихайловская свиты), перекрытые маломощной толщей субэвралных образований. Наибольшее значение среди них имеют куртамышские пески мощностью до 20–30 м. Эрозионная расчлененность горизонта обусловила разделение его на многочисленные относительно разобщенные бассейны подземных вод грунтового характера с присущими им областями питания, стока и гидрохимического режима. Водообильность песчаных отложений небольшая и весьма неравномерная. Дебиты скважин изменяются в пределах 0,5–1,5 л/с. Средняя величина коэффициента фильтрации песков 2–5 м/сут. Подземные воды пресные, преимущественно гидрокарбонатного кальциевого состава.

Эоценовый (ирбитско-тавдинский) водоупорный региональный горизонт (P_{2ir-tv}) имеет широкое распространение в Зауралье. Его формируют ирбитская свита, сложенная диатомитами и диатомитовыми глинами, и тавдинская свита, состоящая из листоватых монтмориллонитовых глин. Общая их мощность – более 200 м. Нижняя (ирбитская) свита служит экраном для напорного серовского горизонта; верхняя (тавдинская) – основанием куртамышского.

Палеоценовый опоковый (серовский) водоносный горизонт (P_{1sr}) приурочен к морским отложениям серовской свиты, которая сложена преимущественно кремнистыми и глинистыми опоками. В западной части артезианского бассейна кремнистые породы серовской свиты иногда замещаются кварц-глауконитовыми песчаниками с опоковым цементом, на которых залегают кремнистые серые опоки с включениями песчаного материала. По мере погружения кровли серовской свиты на восток в составе опок широкое распространение получают глинистые разности при подчиненном значении кремнистых, которые еще далее на восток замещаются алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями опок. Мощность изменяется от 20 до 80 м при средних значениях 40–60 м. Переход серовской свиты к вышележащим отложениям постепенный, в виде переслаивания опок с диатомитами и диатомитовыми глинами нижней части разреза эоценовой ирбитской свиты. Нижняя граница водоносных серовских отложений проводится по кровле глин талицкой свиты нижнего палеоцена. «Опоковый» горизонт представляет большой интерес как источник хозяйственно-питьевого водоснабжения.

В восточном направлении, с появлением в гидрогеологическом разрезе слабопроницаемых (коэффициенты фильтрации 0,01–0,09 м/сут) диатомитов и диатомитовых глин ирбитской водоупорной свиты (см. выше), горизонт приобретает напорный режим. Величина напора в долинах рек колеблется от первых метров до 10–20 м, на водоразделах достигает 40–70 м. Водообильность опокового горизонта крайне неравномерна. Удельные дебиты изменяются от тысячных долей до 26,0 л/с, при преобладающих 1,0–4,0 л/с. Повышенная водоносность опок наблюдается над зонами региональных глубинных разломов. Примером служит скважина в 13 км к юго-востоку от ж./д. ст. Сосьва с дебитом при самоизливе из опок 43 л/с. Химический состав подземных вод также претерпевает изменения в вос-

точном направлении; это связано с ростом мощности перекрывающего его водоупора и сменой пресных гидрокарбонатных вод на соленоватые и соленые сульфатного и хлоридного составов. Минерализация подземных вод не превышает 1 г/дм³; при мощности слабопроницаемой толщи от 40 до 80 м она возрастает до 3 г/дм³; при мощности более 80 м — превышает 3 г/дм³. По мере роста минерализации появляются микрокомпоненты, в первую очередь бор и бром, концентрация которых (при минерализации более 1 г/дм³) значительно превышает ПДК, установленные для питьевых вод.

Верхнемеловой—эоценовый водоносный горизонт (K_2-P_2) приурочен к крайней западной части Иртыш-Обского бассейна, где фрагментарно развиты меловые и палеогеновые отложения. В депрессионных зонах на меловых песках залегают трещиноватые опоки и песчаники на опоковом цементе (серовская свита), перекрытые ирбитскими диатомитами либо более поздними образованиями. Мощность водонасыщенных песков и опок 10–20 м.

Водообильность возрастает вдоль тектонических нарушений в связи с повышением трещиноватости опокового слоя. Подземные воды имеют свободный уровень. Питание их осуществляется на склонах речных долин и водораздельных пространствах путем инфильтрации атмосферных осадков. К этой же зоне относится Каменск-Уральская группа месторождений подземных вод, а также водозаборы близ г. Алапаевск. В глубоких мезозойских эрозионно-тектонических депрессиях, таких как Черноскутовская, Ялунинская, водозаборы имеют производительность до 72 л/с. Дебиты скважин весьма изменчивы, преобладают 1–3 л/с. Разгрузка происходит в виде родникового стока в долинах крупных рек. Доминируют воды с минерализацией до 0,5 г/дм³, гидрокарбонатного или сульфатно-гидрокарбонатного магниево-кальциевого, реже смешанного катионного состава [361].

Верхнемеловой—палеоценовый (ганькинско-талицкий) региональный водоупорный горизонт ($K_{2gn}-P_{1tl}$) образуют ганькинская (глины алевритистые) и талицкая (глины монтмориллонитовые с прослоями алевролитов) свиты. Общая мощность свыше 200 м. Ганькинская свита является экраном верхнемелового, талицкая — водоупором вышеописанного опокового горизонтов.

Верхнемеловой водоносный горизонт (K_2) имеет повсеместное развитие. Он приурочен к отложениям камышловской и зайковской свит. Гидрогеологические условия водоносного горизонта связаны с литолого-фациальными особенностями строения водовмещающих пород. В западной части бассейна они отвечают тонкозернистым кварц-глауконитовым пескам с подчиненными прослоями глин. Мощность водовмещающих пород варьирует от первых метров до 60 м. По химическому составу подземные воды на западе бассейна пресные гидрокарбонатные с переменным, преимущественно натриевым катионным составом. Минерализация воды до 1,0 г/дм³ распространена на площади примерно ограниченной линией, соединяющей на водоразделах западные фланги развития диатомитов ирбитской свиты. Далее на восток, по мере увеличения мощности покровных отложений, она постепенно увеличивается с 1,5–3,0 г/дм³ (г. Камышлов) до 5–10 г/дм³ и более (г. Талица). В восточной части бассейна водовмещающие породы представлены глауконит-кварцевыми песчаниками с глинис-

тым цементом, на крайнем востоке — алевролитами. Граница между преобладающими фациями в разрезе водовмещающих пород ориентирована субмеридионально и проходит восточнее г. Талица. Нижним водоупором горизонта являются глины кузнецовской свиты. Водообильность горизонта весьма различна. Минерализация подземных вод повсеместно превышает 3 г/дм³. В Тавдинском районе водоносный горизонт связан с кварцевыми песчаниками и алевропесчаниками уватской свиты. Дебиты по редким скважинам изменяются от 0,3 до 2,47 л/с [495]. Воды соленые, с минерализацией 12–13 г/дм³, хлоридные натриевые, с микрокомпонентами брома — 27 мг/дм³ и йода — 3 мг/дм³. Газовый состав метановый, воды термальные (33–40 °С).

Нижнемеловой водоносный комплекс (К₁) связан с морскими ахской, леушинской, кошайской, викуловской и ханты-мансийской свитами Восточного Зауралья, погребенными под осадками верхнего мела и палеогена. Свиты представлены неравномерным переслаиванием алевролитов, аргиллитов, песчаников, песков и глин с подчиненным развитием глинистых известняков и сидерититов. В этой мощной толще (до 700 м) выделяются 2–3 водонасыщенных горизонта, разделенных относительными водоупорами из глин, аргиллитов и алевролитов. Они приурочены к верхней части разрезов ханты-мансийской, викуловской и леушинской свит. Водонасыщенными (в разной степени) являются прослойки песков, песчаников и глинистых известняков. В условиях глубокого залегания подземные воды насыщены газом, преимущественно метаном, имеют повышенную температуру (до 57 °С); почти все скважины фонтанируют. Дебит скважин при самоизливе изменяется от незначительного до 80 л/с (Туринская опорная скважина), а удельный дебит варьирует от 0,01 до 0,40 л/с. Минерализация вод довольно высокая — 4,3–17,9 г/дм³; ее возрастание происходит с запада на восток и северо-восток, а также от верхних горизонтов к нижним. В нижних горизонтах воды преимущественно хлоридные натриевые, типичные для зон замедленной циркуляции. В отдельных пластах отмечается повышенное содержание кальция, и воды приобретают хлоридный кальциево-натриевый состав. Из микрокомпонентов в составе подземных вод присутствуют йод (4,27–17,0 мг/дм³) и бром (17,0–54,0 мг/дм³).

Верхнеюрский (даниловский) водоупорный горизонт (J₃dn) имеет локальное развитие в восточной части площади. Представлен даниловской свитой аргиллитоподобных глин и битуминозных аргиллитов. Мощность 56–92 м.

Среднеюрский (тюменский) водоносный горизонт (J₂tm) залегает на доюрском фундаменте, выполняя понижения его палеорельефа. Он представлен песчаниками, гравелитами и конгломератами (с глинистым или известковистым цементом) в переслаивании глинистыми алевролитами и глинами. Мощность горизонта до 200 м. Подземные воды приурочены к конгломератам, гравелитам и песчаникам нижней части разреза и сопряжены с трещинными водами палеозойского основания. Водообильность горизонта незначительна. Дебиты отдельных скважин, по данным Ю. П. Черепанова [495], достигают 8–10 л/с. Воды напорные, термальные (температура до 80 °С). Минерализация высокая (17–26 г/дм³), по химическому составу воды хлоридные натриевые, с содержанием брома до 67 мг/дм³, йода до 26 мг/дм³. Газовый состав вод — метановый (до 94 %), газонасыщен-

ность — до 500 см³/л. Близкие характеристики имеют трещинные воды подстилающего палеозойского фундамента.

Верхнетриасово-нижнеюрский водоносный горизонт (Т₃—J₁) приурочен к западной и центральной части территории (Волчанская и Буланаш-Елкинская грабен-депрессии) Подземные воды связаны с континентальной угленосной челябинской серией, сложенной переслаивающимися конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями бурых углей; породы смяты в пологие брахискладки. Водоносными являются пласты конгломератов, песчаников и бурых углей. В крыльях брахисинклиналей подземные воды имеют свободный уровень; в осевой их части они приобретают напор, величина которого соответствует глубине залегания. Водоносность горизонта весьма неравномерна. Удельные дебиты скважин изменяются от 0,05 до 3,5 л/с; коэффициенты фильтрации от 0,02 до 7,9 м/сут (минимальные значения у аргиллитов и алевролитов). Питание горизонта происходит за счет трещинно-блоковых вод из подстилающих палеозойских пород, слагающих борта эрозионно-тектонических депрессий, а также путем разгрузки подземных вод из перекрывающих отложений (опоковый горизонт в Буланашско-Елкинской депрессии). Наиболее обводненной является зона регионального выветривания угленосных отложений мощностью до 50–100 м. Подземные воды имеют небольшую минерализацию (0,25–0,6 г/дм³) и гидрокарбонатный кальциево-магниевый состав.

Уральская сложная гидрогеологическая складчатая область

Трещинные воды. Уральская сложная гидрогеологическая складчатая область располагается в пределах орографически выраженного одноименного горно-складчатого сооружения. Основными коллекторами подземных вод являются трещиноватые породы коренного субстрата. Мощность зоны региональной трещиноватости составляет в среднем 30–100 м. Минимальные значения (20–30 м) присущи корам выветривания интрузивных пород; максимальные (60–100 м) — карбонатным породам; средние (40–60 м) — эффузивно-осадочным и метаморфическим комплексам. Помимо трещин выветривания широко развиты локальные линейные трещинные зоны высокой проницаемости и водоотдачи, связанные с проявлениями дизъюнктивной тектоники и контактами разнородных пород. Подземные воды региональной трещиноватости обычно гидравлически взаимосвязаны, имеют безнапорный характер и образуют небольшие бассейны с интенсивным водообменом. В вертикальном разрезе фильтрационные свойства пород зоны выветривания неоднородны. По характеру их изменения зона разделяется на три части. В верхней (10–20 м), где широко представлены глины или суглинки элювиальной коры выветривания, водопроницаемые свойства очень низки; особенно широко коры распространены на площади Зауральского пенеплена. Средняя часть эрозионной зоны отличается наибольшей активностью, сильной степенью трещиноватости и высокой пористостью (от 1 до 7 %). В нижней части размеры трещин весьма незначительны, и водоотдача пород практически отсутствует.

Водоносная зона трещиноватости средне-верхнепалеозойских карбонатных образований (сРZ₂₋₃) является одной из наиболее водообильных. Она

развита преимущественно в пределах синклиналиных, реже антиклиналиных структурных форм в виде отдельных разобщенных либо взаимосвязанных между собой водоносных горизонтов меридионального и субмеридионального простирания. Наиболее изученные Невьянская, Алапаевская, Каменская зоны имеют площади до 200 км². Водовмещающими породами являются известняки с пачками и прослоями глинистых сланцев, аргиллитов, песчаников и туффитов. Трещиновато-карстовая зона имеет мощность 50–80 м, достигая в зонах тектонических нарушений 200–250 м. С поверхности карбонатные породы осложнены проявлениями карста (в виде воронок); в пределах мезозойских депрессий карст перекрыт кайнозойскими отложениями, мощность до 20–30 м.

Карстовым процессам подвержены все карбонатные «массивы», но степень их проявления неравномерна. На Алапаевском «массиве» скважинами выявлены погребенные щелевидные депрессии длиной до 900–2000 м при ширине 400–500 м и глубиной от 70 до 140 м в осевой части [24].

Характерной особенностью древних карстовых депрессий является высокая трещиноватость бортовых частей и слабая водонасыщенность днищ. Погребенные карстово-трещинные воды в депрессиях обладают напором, соответствующим мощности экранирующего покрова. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и разгрузки сопряженных вод из других горизонтов. Циркуляция происходит по сложному лабиринту карстовых пустот и трещин, коэффициент фильтрации в которых варьирует от 2–5 до 30 м/сут. Максимальная водообильность приурочена к придолинным участкам пересечения с линейными водоносными зонами. Дебиты родников в них достигают 10–25 л/с; в стороне от речных долин вне водоносных зон дебиты не превышают 3–5 л/с. Химический состав и минерализация трещинно-карстовых вод изменяются в меридиональном направлении: до широты г. Алапаевск преобладают гидрокарбонатные кальциевые, реже кальциево-магниевые воды с минерализацией от 0,1 до 0,4 г/дм³; южнее распространены гидрокарбонатные кальциево-магниевые, реже кальциевые воды с минерализацией от 0,2 до 0,6–0,8 г/дм³.

Водоносная зона трещиноватости палеозойских вулканогенно-осадочных и метаморфических образований (an, gsPR₁–PZ) представлена эффузивами различного состава и их туфами, туфоконгломератами и туфопесчаниками различного состава при участии метаморфических зеленых аповулканогенных и глинисто-кремнистых сланцев, слюдяных кристаллосланцев, прослоями метапесчаников и метаморфизованных известняков. Вулканогенные породы и метаморфиты обладают близкими коллекторскими свойствами; подземные воды в них приурочены к грубообломочным и карбонатным прослоям, а также к зонам трещиноватости тектонического происхождения. Фильтрационное поле метаморфических пород расчленяется на серию гидравлически связанных и вытянутых по простиранию блоков шириной от десятков до первых километров, структура которых имеет мозаичный характер, обусловленный сочетанием трещин регионального выветривания, разломов и линейных слабопроницаемых экранов. Водоносная трещиноватая зона прослеживается до глубин от 30 до 100 м, преобладающие значения – до 40–60 м.

Наиболее глубоко она проникает в горной (открытой) части Уральского складчатого сооружения; близко от поверхности фиксируется в тектонически ослабленных зонах и в долинах рек. На площади Зауральского пенеплена водоносный горизонт перекрыт глинистой корой выветривания и имеет напорный характер до 10–15 м. Водопритоки в скважины составляют от 0,1–0,5 до 2–3 л/с; в локальных трещинах – в 5–10 раз выше. Дебиты родников в долинах рек варьируют от 0,5 до 15–20 л/с (средний расход 0,8 л/с).

Высокой водообильностью обладают жильные тела, секущие вулканогенно-осадочные породы: дебиты скважин в них составляют 2–3 л/с. На Березовском золоторудном поле, которое представляет собой огромное скопление жил (площадью около 75 км²), шахтный водоотлив в годы наиболее интенсивных горных работ составлял 500–600 м³/ч. Питание подземных вод происходит за счет атмосферных осадков; по химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые, с минерализацией 0,2–0,6 г/дм³.

Водоносная зона трещиноватости позднепалеозойских интрузивных кислых и средних пород (γPZ_3) связана с массивами гранитов, гранодиоритов, плагиогранитов, диоритов. Региональная зона выветривания на этих массивах не превышает 15–20 м, зеркало подземных вод в сглаженной форме повторяет современный рельеф. Водоносность зоны крайне неравномерна: в центральных частях массивы практически безводны; по периферии (в приконтактных частях с другими породами) водоносность возрастает до 0,2–0,3 л/с. В частности в тектонических и приконтактных зонах позднепалеозойского Верхисетского гранитного массива отдельные скважины имели дебит до 7,0 л/с при удельном дебите 2,4 л/с, в центре массива оставаясь безводными. Минерализация вод – в пределах 0,08–0,5 г/дм³; по составу преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые.

Гранодиориты и плагиограниты становятся более водоносными за счет секущих позднепалеозойских даек и жил «обновленных», к тому же тектоническими движениями создавшими условия для локализации трещинно-жильных вод в зоне выветривания. В окраинных частях Сысертского массива гранодиоритов и плагиогранитов дебиты скважин изменяются от 1,5 до 10,0 л/с при удельных дебитах 0,1–8,0 л/с. В центральной части (где нет жильных тел) в маломощной зоне выветривания дебиты скважин не превышают 0,3–0,5 л/с при удельных дебитах 0,001–0,01 л/с. Ближе к периферии фиксируются мелкие источники с расходом 0,1–0,2 л/с. По минерализации и химическому составу воды аналогичны развитым в гранитных массивах.

Водоносная зона трещиноватости нижнепалеозойских ультраосновных пород (ΣPZ_1) связана с перидотитами, дунитами и полнопроявленными серпентинитами, образующими в рельефе значительные возвышенности субмеридионального простирания с ограниченными бассейнами питания трещинных грунтовых вод. Породы весьма устойчивы к процессам выветривания; мощности трещиноватой зоны не превышают 10–15 м. В центральных частях массивы практически безводны, а в окраинных расход родников варьирует от 0,01 до 0,2–0,3 л/с. Дебиты скважин, вскрывших выветрелые трещиноватые серпентиниты, не превышают 1,5–2,5 л/с.

Наибольшая обводненность приурочена к периферийным разломам, обновленным неотектоникой. В частности, по отдельным данным [24], восточная часть Колинского серпентинитового массива (в районе г. Серов) «среза-

на» в плане и опущена на 200 м региональным ступенчатым сбросом, прослеживаемым на 150 км. Вдоль этого нарушения ультрамафиты трещиноваты и аккумулируют подземный сток грунтовых вод зоны выветривания. Дебиты скважин в этой зоне изменяются от 5 до 30 л/с при удельных дебитах 0,5–6,5 л/с. По периферии других массивов водоносность нередко связана с жилами и дайками кислого и основного составов, имеющими более молодой возраст. Грунтово-трещинные и трещинно-жильные воды имеют минерализацию 0,1–0,5 г/дм³, и лишь на отдельных массивах встречаются ультрапресные воды. По химическому составу они гидрокарбонатные магниевые или гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. Высокие показатели магния обусловлены большим содержанием его окиси в коренных породах.

Водоносные горизонты зон высокой проницаемости и водоотдачи приурочены к омоложенным в новейшее время дизъюнктивам. Детально одна из таких тектонических зон была изучена А. В. Скалиным в Екатеринбурге при инженерно-геологических изысканиях под высотные здания в центре города. Она приурочена к контакту габбрового массива с вулканогенной толщей и имеет ширину до 60 м. Коэффициент фильтрации здесь составляет 10–20 м/сут (трещиноватое габбро – до 1 м/сут). При опытных откачках дебит скважин в трещиноватых габбро не превышает 1,4 дм³/с, в тектонической зоне – 3,5 дм³/с. Суммарный дебит последней по кустовой откачке трех скважин составил 950 м³/сут.

В целом питание подземных вод Большеуральского бассейна сезонное, за счет инфильтрации атмосферных осадков в теплый период года. Зеркало его вод в сглаженной форме повторяет основные элементы рельефа. На склонах и уплощенных водоразделах уровни воды залегают на глубинах 5–20 м, на хребтах и локальных возвышенностях – до 30–50 м. Сравнительно глубокая расчлененность дневной поверхности, особенно в районах приподнятых горных массивов, обеспечивает хорошие условия дренирования водоносных зон речной сетью. Разгрузка вод идет преимущественно вдоль долин рек, а также может быть приурочена к локальным трещинным зонам. Дебиты родников, в зависимости от величины водосборной площади, варьируют от долей до многих десятков литров в секунду.

Эксплуатационные ресурсы Большеуральского бассейна связываются преимущественно с крупными карбонатными массивами среднего и верхнего палеозоя и тектонически активными зонами разломов, на которых возможна организация водозаборов с дебитом 100–1000 л/с. На остальных водоносных зонах трещиноватости возможен каптаж подземных вод по отдельным кустам скважин с дебитами от 10 до 30 л/с. Ресурсы порово-пластовых вод Иртыш-Обского бассейна связаны преимущественно с опокowym горизонтом палеоцена, мощность обводненной толщи которого 3–4 м на западе и до 50 м на востоке. На придолинных участках некоторые водозаборы из него имеют производительность до 50–100 л/с.

Несмотря на значительное количество водоносных горизонтов на изученной площади, наиболее промышленные и обжитые районы Урала испытывают недостаток в водообеспеченности из-за неравномерного распределения ресурсов, а также в связи с невозможностью создания крупных водозаборов с высокой производительностью на локальных участках водоносных зон.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Эколого-геологические схемы масштаба 1 : 2 500 000 листа О-41 созданы на базе однотипных карт масштаба 1 : 500 000 по Свердловской и Курганской областям, составленных Н. С. Глазыриной и др. [363, 364]. В соответствии с методическими рекомендациями по составлению подобных карт мелкого масштаба [157, 187], в основу их положены ландшафтные подразделения.

На площади выделяются крупные ландшафтные зоны: бореальная (таежная), суббореальная северная гумидная (лесостепная) и горная с вертикальной ярусностью. Лесные ландшафты представлены средне- и южнотаежной подзонами. Южная граница среднетаежных ландшафтов проходит южнее г. Верхотурье и севернее пос. Таборы. Ограничение южнотаежной подзоны — в районе г. Каменск-Уральский и далее на север до г. Ирбит и пос. Слобода Туринская. Леса преимущественно светлохвойные, сосново-березовые, на севере — с елью и лиственницей. В пределах горного Урала верхний ярус рельефа занимают леса северотаежного типа, нижний — южнотаежного. В горах характерно чередование «открытых» ландшафтов (увалы на маломощных элювиально-делювиальных образованиях) и «закрытых» (лесных) на пологих склонах и межувальных депрессиях, перекрытых мощным чехлом делювия. Лесостепные ландшафты распространены в юго-восточной части листа и представлены на севере светлохвойными лесами с луговыми участками, на юге — лугостепными ландшафтами с березовыми рощами («колками») и сосновыми борами на золотых песках. Преобладающие почвы — серые лесные на севере и выщелоченные черноземы на юге. Интерзональные болотные ландшафты широко распространены на северо-востоке площади. Они приурочены к верховым и низинным болотам со скудной растительностью с торфяно-глебовыми почвами.

Природные ландшафты более низкого ранга выделены в соответствии с геоморфологическим районированием. Они отражают особенности генетически различных форм рельефа, литологию их субстрата, характер растительности и почвенного покрова.

Среди «техногенных» ландшафтов выделяются сельскохозяйственные, техногенно-измененные и техногенно-образованные. К первым относятся пахотные земли и пастбища, преобладающие в юго-восточной части листа; ко вторым — вырубы, горельники и вторичные леса на севере площади. В связи с варварской добычей леса эти участки практически не пригодны для жизнедеятельности. К техногенно-образованным относятся селитебные и промышленные зоны, карьерные и шахтные поля, золотоовалы, от-

стойники, дражные полигоны и прочие техногенные пустоши с полной деградацией экосистем. Последние распространены преимущественно в западной части площади, где широко развиты горнодобывающие предприятия и тяжелая промышленность.

Геодинамические процессы подразделяются на эндо- и экзогенные. Эндогенные проявляются на фоне сводово-блоковых поднятий Урала с амплитудами новейших воздыманий 4–4,5 мм/год для горной зоны и 1–1,5 мм/год для равнинного Зауралья. Наиболее активно подвижки проявляются по зонам разломов, омоложенных в новейший этап. К ним приурочены и эпицентры землетрясений с амплитудой 4–5 баллов, зафиксированные в историческое время (1800–1900 гг.). В Зауралье В. А. Сиговым [246] выделены также участки локальных поднятий, а на северо-востоке листа – относительных опусканий.

Неотектоникой проявляется и интенсивность экзогенных явлений. В горной зоне преобладают гравитационные процессы – обрушение, солифлюкция и плоскостной смыв. В долинах рек доминирует глубинная эрозия с формированием аллювия по инстративному типу. На карбонатных породах, особенно в зонах пересечений тектонических разломов, развивается карст с образованием воронок, пещер и поноров. В западной части Зауралья на междуречьях превалируют элювиальные и суффозионные процессы, в долинах рек – боковая планация и формирование аллювия по перстративному типу, на выходах известняков – карстообразование. На междуречьях Западно-Сибирской равнины широко развито заболачивание и болотная солифлюкция (на севере), оврагообразование и эоловые процессы – на юге. В долинах рек преобладает аккумуляция и формирование аллювия по перстративно-констративному типу.

Радиационная опасность

Естественный радиационный фон Уральского региона довольно мозаичен, он обусловлен различием геологических формаций, по-разному обогащенных естественными радионуклидами. На аномальных участках концентрация радия превышает 3 г/т, радона в почвенном воздухе 30–40 кБк/м³, радона в воде 60 Бк/л, а величина радиационного фона – 15 мкР/ч. Относительно крупные естественные аномалии с радиационным фоном свыше 20 мкР/ч выявлены северо-западнее г. Екатеринбург, в районе г. Каменск-Уральский, западнее г. Реж, близ пос. Нейво-Шайтанский и в других местах. На территории г. Екатеринбург в 1988–1994 гг. были проведены аэрогаммаспектрометрическая съемка масштаба 1 : 10 000 и пешеходная гамма-съемка масштаба 1 : 2000, которыми выявлено 199 участков радиоактивного загрязнения с мощностью экспозиционной дозы более 70 мкР/ч. Большинство аномалий (66,3 %) является следствием аварий на Чернобыльской АЭС и ПО «Маяк». На наиболее радиоактивных участках была проведена дезактивация, после которой фон в центральной части города составил 10–13 мкР/ч, что вполне соответствует естественным значениям.

В последнее время большое внимание уделяется природным аномалиям радона, поскольку излучение этого радионуклида обеспечивает больше

половины годовой индивидуальной дозы облучения населения от естественных источников [280]. Радон является продуктом распада урана-238 и тория-232; это инертный газ без цвета и запаха, в 10 раз тяжелее воздуха и прекрасно растворяющийся в воде. Он выделяется из горных пород, содержащих радионуклиды, концентрируется в зонах разломов, коллекторах с повышенной пористостью и в связи с высоким удельным весом образует аномалии в почвенном воздухе. Мощные радоновые поля зафиксированы в районе г. Реж (пос. Липовское, Нейво-Шайтанский, Зыряновский), где средние содержания составляют от 350 до 580 кБк/м³. На окраинах г. Екатеринбург концентрация почвенного радона достигает 120–150 кБк/м³. Около г. Сысерть установлена рекордная концентрация – 7700 кБк/м³. В бытовых зданиях радон скапливается в подвалах и первых этажах, достигая концентрации свыше 82 кБк/м³, что более чем в два раза превышает среднемировой уровень (40 кБк/м³).

Техногенные радиационные загрязнения связаны с авариями на Чернобыльской АЭС и ПО «Маяк». «Чернобыльский след» проявился на площади листа своей южной ветвью с формированием аномальной зоны широтного простирания от г. Первоуральск на западе до пос. Тугулым на востоке. Ширина полосы составляет от 20 до 50 км. Плотность выпадения цезия-137 варьирует от 0,1 до 0,5 Ки/км². Участки с высокой плотностью находятся к северо-западу от Екатеринбурга и в районе Белоярской АЭС. Центральная узкая полоса (10–15 км) до г. Камышлов имеет плотность 0,2–0,3 Ки/км², окаймляющая зона – 0,1 Ки/км². Изучение структуры радиоактивного следа [280] позволило установить в нем пятнистую неравномерность радиационного загрязнения: на фоне средних значений 0,2–0,3 Ки/км² в «пятнах» – до 0,5–1,0 Ки/км². За последние 14 лет наблюдается уменьшение плотности до 30 %. В настоящее время загрязнение цезием-137 в лесных почвах периферии г. Екатеринбург (район ст. Исеть, Палкинский торфяник, южнее Верх-Исетского пруда) определяется в 0,2–0,4 Ки/км². Эта доза считается допустимой для нормальной жизнедеятельности.

Авария на ПО «Маяк» в 1957 г. оставила на площади листа «Восточно-Уральский радиоактивный след» (ВУРС). Полоса загрязнения простирается с юго-запада от оз. Шаблиш, протягиваясь западнее г. Каменск-Уральский и поворачивая затем на северо-восток к пос. Талица на р. Пышма. Ширина полосы 12–18 км. Концентрация стронция-90 по периферии следа составляла от 300–570 до 600–1660 Бк/кг. После аварии в пределах ВУРС были проведены специальные реабилитационные мероприятия. Современная картина радиационного загрязнения довольно пестрая: наибольшее загрязнение приурочено к низинным местам и к растительному покрову. До настоящего времени общая радиационная обстановка остается неблагоприятной.

Загрязнение радионуклидами донных осадков и пойменных террас в нижнем течении р. Теча связано со сбросом радиоактивных отходов ПО «Маяк». Пик сбросов приходился на период с марта 1950 г. по октябрь 1951 г., когда в реку поступало около 160 ТБк радионуклидов в день. Состав загрязняющих веществ: стронций-89 и -90, цезий-137, рутений-103 и -106, а также цирконий-95, ниобий-95 и редкоземельные элементы. По исследованиям специалистов Института экологии растений и животных УрО

РАН, в 1991–1996 гг. концентрация радионуклидов здесь составила: по стронцию-90 – 2800 Бк/м³, по цезию-137 – 68 Бк/м³, по плутонию-239 и -240 – 12 Бк/м³. Распределение их неравномерное. В донных осадках концентрация высокая: цезия-137 – 200 Бк/кг, стронция-90 – 200 Бк/кг, плутония-239 и -240 – 0,43 Бк/кг. Детальными исследованиями зафиксировано также загрязнение р. Исеть до пос. Кондино: содержание стронция-90 в воде в этом районе примерно в 10 раз выше по сравнению с участком выше устья Течи; в донных осадках стронция-90 также в 10 раз больше; в плодородных грунтах поймы содержание стронция выше в 15 раз, цезия – в 4 раза. Экологическая обстановка в долине р. Теча остается напряженной, близкой к кризисной.

Радиоактивное загрязнение от производственных предприятий имеет локальное распространение. В первую очередь это связано с Белоярской атомной электростанцией, расположенной в 60 км к востоку от г. Екатеринбург. В качестве водоема-охладителя используется одноименное водохранилище, образованное на р. Пышма. Поступление радиоактивных нуклидов во внешнюю среду происходит как воздушным путем (вентиляционные трубы, выхлопы пара из барбатов), так и водными сбросами. Влиянием этих выбросов (в радиусе 30 км от АЭС) на природную среду занимались ученые ИЭРиЖ УрО РАН в 1978 г. По их данным, концентрации в почвах стронция-90 (1–2 кБк/м²), цезия-137 (до 4 кБк/м²), плутония-239, -240 (83–116 кБк/м²) соответствуют повышенным фоновым значениям для Урала; в пределах 5-километровой зоны – значительно выше фоновых. Воды водохранилища ближе к АЭС также имеют повышенные содержания трития, кобальта, цезия, стронция. Наибольшее загрязнение наблюдается на Ольховском болоте (5 км к юго-востоку от АЭС), в которое по прорытому каналу сбрасываются слабо радиоактивные технические воды (около 10⁶ м³ в год). Концентрация радионуклидов в болоте составляет: кобальт-60 – 2,6 Бк/л, стронций-90 – 0,6 Бк/л, цезий-137 – 15 Бк/л. Общий запас радионуклидов в донных осадках оценивается в 7,4 ТБк, среди которых доминирует цезий – от 10 до 100 кБк/кг; эти осадки квалифицируются как радиоактивные отходы.

На территории спецкомбината «Радон» (г. Верхняя Пышма) суммарная радиоактивность захороненных отходов (12 приповерхностных хранилищ) составляет 7,4 ПБк. Результаты радиоэкологического мониторинга свидетельствуют об удовлетворительной обстановке в районе хранилищ. Дозы гамма-излучения вокруг комбината находятся в интервале 10–18 мкР/ч; в почвах преобладает цезий в концентрациях на пределе фоновых значений.

Заброшенный завод на излучине притока р. Реж (в 60 км от г. Екатеринбург) в 1949–1966 гг. производил обогащение монацитсодержащих песков местного месторождения с выделением монацитового концентрата. Содержание природных радионуклидов тория в концентрате составляет не менее 5 %, урана – 0,2 %. В 1967 г. производство было закрыто, остатки сырья и загрязненное оборудование захоронено в трех местах на окраине пос. Озерный. По данным исследований, радиационная обстановка в районе захоронений довольно напряженная: концентрация радия в почвах в

пределах 100-метровой зоны составляет 46–50 Бк/кг при уровне фона 18–41 Бк/кг; тория-232 в 3–4 раза выше предела санитарных норм. Высокое содержание последнего (21–165 кБк/кг) обнаружено в донных осадках реки, огибающей пос. Озерный: оно в 3–20 раз превышает максимально допустимые значения санитарных норм. Почвы района и донные осадки реки по концентрации тория-232 относятся к категории твердых радиоактивных отходов. Кроме того, в домах пос. Озерный выявлен радиоактивный торон – 220 (продукт распада тория), концентрация которого варьирует от 3 до 15 Бк/м³ при норме 1,7–2,5 Бк/м³. Радиоактивная ситуация в пос. Озерный признана опасной для населения.

Ключевской завод ферросплавов, расположенный в пос. Двуреченск (в 45 км от г. Екатеринбург), производит высококачественные сплавы железа с редкоземельными металлами, используя ниобиевые и циркониевые концентраты. Шлаки металлургической переработки содержат радионуклиды, удельная активность которых по торию-232 составляет от 300 до 1100 Бк/кг. В 1985 г. построено сооружение, в которое было засыпано более 800 т радиоактивных шлаков. Отбор проб воздуха из кровли траншеи показал, что в нем содержатся опасные концентрации торона, превышающие 15 000 Бк/м³ при уровне естественного фона в 200–300 Бк/м³. Дозиметрические обследования улиц, дачных и приусадебных участков, жилых домов выявили 80 аномальных зон, в которых мощность экспозиционной дозы более 100 мкР/ч. В пробах воды и почв содержание тория не превышает 10 Бк/л, что соответствует санитарным нормам.

Химическая опасность

По степени опасности загрязнения природной среды химические элементы подразделяются на три класса (ГОСТ 17.4.1.02-83): 1 – высокоопасные (ртуть, свинец, цинк, кадмий, бериллий); 2 – умеренно опасные (медь, хром, никель, кобальт, молибден, ниобий, алюминий); 3 – малоопасные (ванадий, барий, стронций, олово). Для прочих элементов не разработаны ПДК и не определены их кларковые содержания в почвах; к ним относятся железо, титан, цирконий, вольфрам, серебро, золото и др. Для интегральной оценки состояния грунтов используют показатель суммарного содержания тяжелых металлов (Zс). На геохимической карте Урала масштаба 1 : 500 000, составленной под руководством Г. А. Вострокнутова, в западной части листа О-41 выделяются несколько аномалий (с содержанием суммарного показателя свыше 32 единиц). Максимальная (свыше 48) величина Zс приурочена к промышленной зоне г. Красноуральск; аномалии свыше 32 единиц зафиксированы в районах г. Верхотурье, на водоразделе рек Нейва и Реж, в г. Невьянск и к востоку от него, в г. Екатеринбург, к востоку от пос. Полевское, южнее пос. Белоярское, пос. Двуреченск и к западу от г. Каменск-Уральский. Аномалии свыше 16 единиц широко распространены по всей западной части листа и локально присутствуют в юго-восточном Зауралье. В соответствии с методическими указаниями (1978 г.) экологическое состояние природной среды с показателями загрязнения до 16 единиц оцениваются как относительно удовлетворительные (допустимые); от 16 до 32 единиц – умеренно опасные; свыше 32 единиц – опасные для жизнедеятельности.

Геохимической съемкой выявлены также точечные аномалии элементов первого высокотоксического класса опасности.

Ртуть (Hg) является одним из токсичных элементов. Среднее содержание в донных осадках составляет 0,015 г/т, максимальные — 0,6–1,4 г/т. Концентрация ртути в г. Екатеринбург составляет 0,04–1,1 г/т; в городах Нижний Тагил, Невьянск, Полевский — от 0,04 до 0,062 г/т. Иногда ртуть (до 0,02 г/т) фиксируется и в равнинном Зауралье.

Свинец (Pb) в донных осадках образует концентрации до 11 г/т. Максимальные содержания выявлены в районе пос. Черемиск (бассейн р. Нейва) — до 150 г/т; в районе г. Невьянск — до 40 г/т; в 7 км к юго-востоку от пос. Двуреченск — до 30 г/т. Повышенные концентрации свинца техногенного происхождения наблюдались вдоль автомобильных и железнодорожных магистралей.

Цинк (Zn) в естественных условиях образует концентрации до 50 г/т. На площадях полиметаллических месторождений значения концентраций достигают 110–150 г/т (от г. Дегтярск до г. Ревда). Близкие по уровню аномалии выявлены в промышленных зонах городов Нижний Тагил, Невьянск, Реж, к юго-востоку от г. Екатеринбург, охватывая поселки Арамилы, Двуреченск, Бобровское; точечные повышенные содержания иногда наблюдаются в сельской местности Зауралья, что связано с применением удобрений.

Бериллий (Be) выбрасывается в атмосферу промышленными предприятиями и выхлопными газами. Фоновые концентрации составляют 1,1 г/т. Повышенные содержания (до 10–20 г/т) приурочены к промышленным зонам городов и крупных поселков.

Загрязнение гидросферы

Поверхностные воды представлены стоком крупных рек: Сосьвы, Лозьвы, Тавды, Конды, Туры, Пышмы, Исети, Тобола и Чусовой в юго-восточной части площади. Все водотоки начинаются в горах Урала и пересекают почти всю территорию листа. Все крупные промышленные объекты, кроме г. Тюмень, расположены в западной горнорудной зоне, и именно с ними связаны сбросы промышленных и бытовых загрязненных вод в верхние течения рек. По данным гидролитогеохимической съемки масштаба 1 : 1 000 000 [496], тип и уровень загрязнения рек зависит от характера производственной деятельности.

Река Тагил выше г. Нижний Тагил сильно загрязнена тяжелыми металлами, нитритами и аммонием. Среднегодовая концентрация (ПДК) меди составляет 52, цинка — 5, железа общего — 4, марганца — 9; ниже города — еще грязнее: меди — 118, марганца — 20, железа — 5, нефтепродуктов — 5, органических веществ — 2,6 БПК.

Река Пышма существенно загрязнена из-за сброса сточных вод АОТ «Уральский завод химических реактивов», АОТ «Уралэлектромедь» и других предприятий. Среднегодовые концентрации меди, никеля, цинка составляют соответственно 70, 12 и 5 ПДК; нитритов, аммония — 22 и 30, железа общего — 25, марганца — 15 ПДК; ниже г. Березовск концентрации меди и цинка соответственно в 48 и 5 раз выше нормы, и здесь появляется

мышьяк; ниже г. Сухой Лог меди — 42, цинка — 4; ниже г. Камышлов меди — 43 и цинка — 4.

В реке Исеть ниже г. Екатеринбург превышены нормы содержания (в разы): по меди — в 44, цинку — 5, марганцу — 20, азоту аммония — 3, азоту нитрита — 6, железа общего — 6 и органических веществ — 3; ниже пос. Арамилы концентрации составляют (ПДК): по меди — 62, марганцу — 20, цинку — 8, железу — 6, появляются мышьяк и хлорорганические пестициды; ниже г. Каменск-Уральский меди — 42, цинка — 5, марганца — 18, железа — 5 и органики — 3.

Из наиболее токсичных элементов и веществ в поверхностных водах отмечаются ртуть, мышьяк, кадмий и пестициды. Высокие концентрации ртути выявлены на Красноуральском, Тагильском, Екатеринбургском, Невьянском и Режевском участках. В частности в Красноуральском районе содержание ее составляет $41,8 \times 10^{-5}$ мг/дм³, что более чем в 50 раз выше фоновых значений; концентрации мышьяка в 30–40 раз выше ПДК; кадмия — в 17 раз. Река Тура ниже устья р. Салда на всем протяжении содержит мышьяк 7–10 ПДК. Пестициды обнаружены в районах сельскохозяйственной деятельности юго-восточного равнинного Зауралья. Наличие этих элементов подтверждает техногенную природу загрязнения.

Общий химический состав вод чистых водотоков и озер в западной части преимущественно гидрокарбонатный; в восточной — смешанного состава (хлоридные, сульфатные, гидрокарбонатные).

Подземные воды представлены корово-блоковыми в зоне складчатого Урала и пластовыми — в равнинном Зауралье. Водоносные горизонты имеют различную защищенность от поверхностного загрязнения; она зависит от мощности зоны аэрации и ее водопроницаемости. Практически не защищенными являются русла и поймы современных рек. Мощность пойменных супесей менее 2 м, коэффициент фильтрации 1,0–1,6 м/сут. Поверхностные воды обычно сопряжены с подземными. Слабозащищенные воды приурочены к горному Уралу, где мощность зоны аэрации составляет 2–5 м. Она сложена элювиально-делювиальными и делювиальными щебнистыми суглинками, водопроницаемость которых из-за обломочного материала довольно высока (до 1,2 м/сут). Речные долины с комплексом аллювиальных террас также относятся к этой категории. Мощность зоны аэрации здесь не превышает 3–5 м, аллювиальные супеси—(суглинки) с галькой и гравием имеют высокую водопроницаемость (1,0–1,8 м/сут). Локально защищенными являются подземные пластово-корово-блоковые воды в зоне Зауральского пенеблена и цокольной равнины. Мощность зоны аэрации, состоящей из покровных суглинков и глин, весьма неравномерна и варьирует в пределах 2–10 м; отмечаются локальные открытые участки с мощностью всего 0,5–1,0 м, а также напротив — свыше 10 м (коры выветривания). Фильтрационные свойства пород весьма изменчивы и варьируют от сильно- до слабопроницаемых. Относительно защищенными являются области распространения пластовых вод в равнинном Зауралье, где мощности зоны аэрации составляют 10–20 м, покровные породы сложены лессовидными суглинками и морскими глинами с коэффициентом фильтрации от 0,02 до 0,1 м/сут. Среди этих областей выделяются защищенные от поверхности загрязнения участки, на которых водоупорные глины залегают близ

дневной поверхности. Эти участки обычно заболочены или заняты мелководными озерами.

На территории листа эксплуатируются 223 водозабора для питьевого водоснабжения, и только на 21 из них были выявлены серьезные отклонения от санитарных норм. Практически все они приурочены к речным долинам и горной области со слабой защищенностью подземных вод. На урбанизированных территориях, таких как г. Екатеринбург, в подземных водах повышается минерализация и жесткость, а также появляются химические соединения азота и нефтепродуктов; на площадях горнорудных предприятий опасность представляют рудные и высокотоксичные отвалы; атмосферные осадки, вступая в реакцию с ними, путем инфильтрации загрязняют подземные воды кислотами, тяжелыми металлами, сульфатами, хлоридами и прочими вредными веществами.

Загрязнения атмосферы

На территории листа насчитывается более 1800 промышленных предприятий горнодобывающей, металлургической, машиностроительной, энергетической, химической, цементной, строительной, деревообрабатывающей и пищевой промышленности. Учитывая изношенность оборудования до 60–70 %, устаревшие технологии и прочие негативные факторы, можно сделать вывод, что большинство предприятий наносит большой ущерб окружающей среде. Выбросы в атмосферу отходов наиболее крупных из них составляют (тыс. т): Рефтинская ГРЭС – 254, Нижне-Тагильский металлургический комбинат – 304, Среднеуральский медеплавильный завод – 96, Богословский алюминиевый завод и Богословская ТЭЦ – 89, Серовский металлургический завод и Серовская ГРЭС – 35, Режевской никелевый завод – 16 и т. д. Ежегодные выбросы в атмосферу составляют порядка 1,2–1,5 млн т. Основная доля загрязнения приходится на предприятия энергетики, черной и цветной металлургии. Среди выбросов вредных соединений преобладают: сернистый ангидрид, оксиды углерода, азота, углеводороды, летучие соединения и твердые частицы. Из специфических веществ в г. Екатеринбург выбрасывается толуол (491 т/год), ацетон (368 т/год), фтористые соединения, мышьяк и др. Одним из источников загрязнения приземной атмосферы являются выхлопы автотранспорта, в которых, кроме угарного газа, содержится достаточное количество оксидов азота и свинца, бензоперена и многих тяжелых металлов.

Экологическое состояние природной среды

Интегральная оценка экологического состояния в определенной степени условна, т. к. нет четких критериев ее подразделения. На эколого-геологической схеме отражены площади с благоприятными, удовлетворительными, напряженными и кризисными условиями для жизнедеятельности. К кризисным относятся территории с сильно измененными техногенными ландшафтами, высоким естественным или техногенным радиационным фоном, с высокими значениями промышленной нагрузки и загрязнения тя-

желыми металлами почвогрунтов, поверхностных и подземных вод, а также участки с высоким содержанием радионуклидов (свыше 2 Ки/км²), связанных с аварией на ПО «Маяк». Площади с кризисной обстановкой не превышают 2,5 % от общей территории листа. Площади с напряженной обстановкой окаймляют кризисные участки. Для них характерны менее высокая промышленная нагрузка, неравномерное загрязнение лито-, гидро- и атмосферы вредными химическими соединениями и нарушенность природных ландшафтов. Эти площади занимают около 8–10 %. Для площадей удовлетворительного состояния свойственны слабая измененность естественного ландшафта, немногочисленные промышленные предприятия и допустимые загрязнения природной среды радионуклидами, тяжелыми металлами и вредными химическими соединениями. К ним отнесены также и заболоченные земли на северо-востоке листа. Эти территории составляют 35–40 %. Благоприятные территории с очень слабо нарушенным естественным ландшафтом, с единичными промышленными и сельскохозяйственными объектами, частично загрязняющими природную среду, занимают большую часть площади. Наиболее чистыми являются территории заказников, в реках которых еще водятся бобры, а в лесах – лоси, косули, медведи, волки, лисицы, зайцы и боровая дичь.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 листа О-41 – Екатеринбург подготовлена как третье издание данного масштаба по рассматриваемой территории.

В результате выполненных работ представлен расширенный комплект карт листа на точной топографической основе в цифровом и аналоговом виде с использованием дистанционной, геофизической и геохимической основ и учетом новых нормативно-методических рекомендаций. Можно отметить, что лист О-41 впервые характеризуется как единый объект.

В работе учтены материалы предшествующих картографических, геологических и геофизических, а также геологосъемочных, поисковых, разведочных и научно-тематических работ, полученных в последние 20 (а для восточной части территории – 27) лет с момента утверждения к изданию листов О-40,(41) – Екатеринбург и О-(41), 42 – Тюмень (новая серия). Использование материалов разномасштабных геологических съемок, в том числе и подготовленных к изданию в последние годы, позволило уточнить геологическое строение территории, охватываемой листом.

Геологическая карта доплиоценовых образований по сравнению с предыдущим изданием отличается «тотальным» показом местных стратиграфических подразделений, увязанных с общей стратиграфической шкалой. На карте выделено 22 новых стратона для мезозойских и кайнозойских образований, показаны стратоизогипсы кровли доюрского фундамента. Уточнены схемы структурно-формационного районирования. Рисовка контуров юрско-неогеновых образований и их расчленение претерпели значительные изменения по сравнению с Госгеолкартой-1000 предыдущего издания. В частности более чем в 2 раза увеличилась площадь распространения золотоносной юрской лангурской свиты в пределах Актай-Талицкой депрессии (лист О-41-VII, р. Тура), появились новые контуры ее распространения на листе О-41-XIII (правые борта долин рек Салда Туринская и Тагил), что имеет значение для прогнозирования россыпных месторождений золота. Впервые показаны контуры неогеновых отложений на листах О-41-XIX, XV, XXXI, отрисованы новые площади распространения меловых и палеогеновых осадков на листах О-41-XIII, XIX, XX, XXXI. Впервые откартирована светлинская свита миоцена. Впервые установлены многие неотектонические разрывные нарушения в северной и восточной частях листа О-41. Существенно уточнены границы распространения кор выветривания в пределах Чернореченской, Лобвинской, Рудянской и Крылатовской опорных площадей, а также контуры развития золотонос-

ных палеогеновых и неогеновых отложений в районе Маминского, Февральского и Крылатовского золоторудных месторождений.

Существенно обновлены данные по *минеральному сырью* территории; они отражены на картах полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых и плиоцен-четвертичных образований. Карта закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых составлена для территории впервые, она дает представление о перспективах изучаемой площади на комплекс твердых полезных ископаемых, подземные воды, углеводородное сырье. Представленный вариант карты полезных ископаемых дополнен новыми месторождениями и проявлениями. В частности на листе О-41-I – крупное Воронцовское месторождение золота и месторождение флюсовых известняков, на листах О-41-IV и XVIII – месторождения нефти и газа, О-41-VIII и XIV – проявления урана, О-41-XX – среднее медно-цинковое Сафьяновское месторождение и т. д. Часть ранее выделявшихся рудопроявлений после критического анализа была переведена в пункты минерализации или убрана с карты по причине недостоверности исходной информации. Положение месторождений и рудопроявлений на карте уточнялось в процессе изучения первичных материалов. Выделены потенциальные рудные районы, узлы и зоны для золота, хромитов, меди, цинка, свинца, редких металлов, каменного угля и других полезных ископаемых. Произведена систематизация данных по прогнозным ресурсам выделенных минерагенических подразделений. Охарактеризованы как традиционные для региона полезные ископаемые (золото коренное и россыпное, хромиты, медно-цинково-колчеданные руды, углеводородное сырье, каменный уголь и др.), так и новые виды минерального сырья (циркониево-титаноносные россыпи, месторождения золота и редких земель в корях выветривания и др.), определены их прогнозные ресурсы. В частности в пределах *Восточно-Уральской россыпной минерагенической зоны* (олигоцен-квартер) выделено 14 эрозионно-структурных депрессий (в ранге россыпных узлов), контролирующих размещение 130 золотых и золото-платиновых россыпных объектов. Это Туринско-Богословская, Ивдельско-Тагильская, Невьянско-Кантуровская, Большесапинская, Колташинская, Липовская, Режевская, Юрьинская, Алапаевская, Кабанская, Уфалейская, Елизаветинская (Мраморская), Иткульско-Сысертская и Багарьянская золотоносные депрессии. Выделены 11 золотороссыпных узлов (часть из них также содержит и платину) – Краснотурьинский, Красноуральский, Нижнетагильский, Невьянский, Нижнейвинский, Шишимский, Рефтинский, Полевской, Маминский, Ляпустинский, Синарский. Наиболее перспективны золотороссыпные и платино-золотороссыпные узлы, приуроченные к мезозойским эрозионно-структурным депрессиям, поскольку в этих районах олигоцен-четвертичные россыпи накладываются на более древние, образуя многоуровневые залежи с крупными запасами. На Госгеолкарте предыдущего издания данные россыпные золоторудные узлы не были показаны.

В *Центрально-Тагильской минерагенической зоне* (северо-западная часть площади листа О-41) уточнены границы и прогнозные ресурсы Серовского буроугольного рудного узла, Чернореченского медно-золоторудного узла потенциального, Краснотурьинского золото-медно-железородного узла и Богословского алюминиеворудного узла.

В пределах *Восточно-Тагильской минерагенической зоны* впервые на Государственной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 показаны Лоб-

винско-Лялинская медно-золото-железородная зона, Богомоловско-Ольховская золото-цинково-меднородная зона, Левихинско-Кировградский золото-цинково-меднородный узел, Верх-Нейвинская хромово-платино-никелеворудная зона, Полевская хромово-медно-никелеворудная зона.

В составе *Верхотурско-Новооренбургской минерагенической* зоны впервые выделены Сысертско-Ильменогорский графитоносный кварцево-редкометалльно-асбестоворудный район и 10 рудных узлов, в *Сосьвинско-Сундукской зоне* — Егоршино-Каменская золото-медно-угленосная зона (в ранге рудного района) с прогнозируемой Рудянско-Февральской медно-золоторудной зоной, а также восемь рудных узлов. Уточнена граница *Восточно-Уральской* и *Зауральской минерагенических мегазон*. В объяснительной записке к Гостгеолкарте-1000 предыдущего издания [57] к последней относились образования Красногвардейско-Светлинской СФЗ; сейчас они включены в состав Восточно-Уральской мегазоны. Таким образом, граница названных минерагенических мегазон была перемещена на восток на 200–270 км.

В Западно-Сибирской провинции выделены и оконтурены Фоминский и Буткинский циркониево-титановорудные узлы. В пределах Серовско-Шумихинской зоны произведена ревизия рудных объектов, уточнено положение и ранг месторождений и рудопроявлений железа, марганца и бурого угля. Оценены прогнозные ресурсы по всем выделенным рудным узлам и зонам.

Карта плиоцен-четвертичных образований составлена с широким использованием результатов биостратиграфических и литологических исследований, проведенных за последние 20–25 лет. На карте показаны 43 стратона, отражающих сложное строение рыхлых отложений разного генезиса и возраста; они выделены на базе опорных разрезов, многие из которых находятся на площади листа О-41. Впервые закартированы образования среднего–верхнего плиоцена. Анализ карты позволяет выявить закономерности формирования рыхлых отложений в различных структурно-фациальных зонах (СФЗ) Среднего Урала и Зауралья.

На карте показаны полезные ископаемые плиоцен-четвертичного комплекса образований. С определенными подразделениями связаны различные виды: с аллювием горной области и западной части пенеплена — россыпи благородных металлов, с аллювием Зауральского пенеплена и Западно-Сибирской равнины — месторождения строительных песков и песчано-гравийных смесей, с эолием — стекольные пески, с субэральными лессовидными суглинками и перигляциальным аллювием аккумулятивных террас — кирпичные и черепичные глины, с палюстрием — торф.

В состав комплекта впервые включена Геологическая *карта доюрских образований* масштаба 1 : 1 000 000. На ней показано 149 единиц картографирования (комплексов, серий, свит, толщ, интрузивных комплексов и их фаз и т. п.). При картографировании использованы Гостгеолкарты-200 последнего издания, ГИС-атласы, многочисленные научные публикации, а также авторские материалы; это резко повысило информативность материалов по сравнению с Гостгеолкартой-1000 предыдущего издания, где доюрские образования были показаны только в пределах Уральского неотектонического орогена. Кроме того, в Тагильской мегазоне впервые откартированы красноураль-

ская и павдинская свиты, существенно изменены границы распространения краснотурьинской и лимкинской свит девона, впервые выделены мариинский и ясьвинский комплексы долеритовых даек, уточнены контуры и состав интрузивных массивов: Устейского, Колинского, Верхне-Лобвинского, Ауэрбаховского, Восточно-Тагильского, Ревдинского, Верхне-Уфалейского, Суховязовского и др. В Восточно-Уральской мегазоне впервые выделены образования ромахинской, шуралинской, колюткинской и других толщ, откартированы красноадуйская, таволжанская, башкарская, рудянская и другие свиты, басьяновский, балтымский, новоалексеевский, петрокаменский и другие плутонические и гипабиссальные комплексы. Существенно изменились расчленение и рисовка контуров геологических тел в пределах Салдинского, Сысертского, Мурзинско-Адуйского блоков. Значительные изменения претерпели границы и состав Верхисетского, Петрокаменского, Осиновского, Уктусского, Алапаевского, Рефтинского, Ключевского, Адуйского и других интрузивных массивов.

На основании проведенных исследований с привлечением аналитических данных, полученных в УрО РАН, МГУ и других научных учреждениях, существенно уточнен возраст многих интрузивных комплексов – маюровского, устейского, асбестовского (алапаевского), давыдовского, ауэрбаховского, рефтинского, адуйского, мурзинского и др. Построены схемы структурно-формационного районирования для допозднекембрийских, позднекембрийско-каменноугольных, пермско-триасовых и юрско-миоценовых образований, схема тектонического районирования, тектоническая, неотектоническая, геоморфологическая, эколого-геологическая, гидрогеологическая схемы. Все они отражают новые данные, имеющиеся по данной территории, и увязаны с основными картами комплекта. Гидрогеологическая и тектонические схемы значительно обновлены по сравнению с предыдущим изданием, а эколого-геологическая схема составлена для листа впервые.

По результатам проведенных работ намечены основные направления дальнейшего геологического изучения территории и исследования ее минерально-ресурсного потенциала. Главнейшие из них следующие:

– Необходимо продолжить исследование состава и возраста протолита, возраста и параметров метаморфизма в пределах блоков досреднекембрийского основания Уральской складчатой системы. Имеющиеся в настоящее время данные о возрасте и геологической истории метаморфитов восточного склона Среднего Урала противоречивы. Дополнительным инструментом решения вопросов о возрасте и составе упомянутых блоков могло бы быть систематическое изучение Sm-Nd изотопных модельных возрастов и Rb-Sr изотопных систем для палингенно-анатектических гранитоидных комплексов.

– Следует продолжить изотопно-геохронологические и геохимические исследования дунит-гарцбургитовых, дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых и габбро-долеритовых комплексов, широко распространенных на территории листа О-41. Появляющиеся в последнее время данные о существенной разновозрастности этих образований нуждаются в уточнении и подтверждении; необходимо разработать петрографические, петрохимические и геохимические критерии для отнесения конкретных комплексов и массивов к тому или иному возрастному уровню.

– Необходимо уточнить возраст комплексов гранит-лейкогранитовой редкоземельно-редкометалльной формации, их пространственные и возрастные отношения с триасовыми вулканитами рифтогенной риолит-базальтовой формации. Исследование геохимии и уточнение возраста позднепалеозойско-раннемезозойских магматитов позволило бы более точно локализовать ареалы малых интрузий анорогенных гранитов и связанных с ними полей рудоносных грейзенов.

– Обязательно систематическое биостратиграфическое и геохимическое исследование вулканогенно-осадочных толщ и изотопно-геохронологическое – интрузивных комплексов Восточно-Тагильской мегазоны. Даже проведенное нами небольшое ревизионное обследование позволило выделить новые площади развития раннесилурийских, ранне- и позднедевонских образований, уточнить палеообстановки их формирования; установлен позднедевонско-раннекаменноугольный (а не раннесилурийский, как это считалось раньше) возраст Верхне-Лобвинского диорит-гранодиоритового массива. Уточнение возраста и формационной принадлежности стратонтов и интрузивных массивов повлечет за собой переоценку ресурсного потенциала данной территории.

Главными задачами минерагенических исследований являются: изучение поисковых признаков медно-цинково-колчеданного оруденения в пределах позднеордовикско-раннесилурийских, силурийских и девонских вулканогенных толщ Восточно-Уральской мегазоны. История открытия Сафьяновского месторождения на этой территории, ранее относившейся к слабоперспективным на колчеданные руды, позволяет считать вулканогенные образования в пределах Верхотурско-Новооренбургской и Сосьвинско-Суондуской минерагенических зон недостаточно изученными. Второе важное направление – изучение золотоносных, меденосных, молибденоносных, редкоземельных и других кор химического выветривания. Бурное развитие технологий подземного и кучного выщелачивания позволяет вовлечь в эксплуатацию руды с низкими содержаниями, локализованные в корах. Решение проблемы хромитов на Среднем Урале, вероятно, находится в сфере совершенствования технологий обогащения руд и комплексного извлечения полезных компонентов. Снижение бортового содержания позволило бы вовлечь в разведку и эксплуатацию многочисленные известные зоны вкрапленных руд.

Необходимо продолжить комплекс геофизических (сейсморазведочных, в том числе в 2D и 3D вариантах, гравиметрических) и буровых работ с целью выявления новых залежей углеводородного сырья.

Для постановки специализированных поисковых работ на коренное золото рекомендованы Крылатовский рудный узел, Лобвинско-Лялинская и Рудянско-Февральская рудные зоны. Прогнозные ресурсы золота категории P_3 для первых двух площадей составляют по 62 т в каждой, в Рудянско-Февральской зоне – 26 т (золотоносные коры выветривания). В пределах последней рекомендованы поисковые работы на медноколчеданные руды; прогнозные ресурсы меди категории P_3 составляют там 316 тыс. т, цинка – 54 тыс. т. На предложенную авторами перспективную Чернореченскую площадь в пределах одноименного потенциального золоторудного узла ОАО «Уралэлектромедь» оформлена лицензия на геологическое изучение, разведку и добычу коренного золота, начаты поисковые работы.

Общей задачей регионального геологического изучения территории является продолжение работ по составлению Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (второе издание). В первую очередь это листы О-41-1, О-41-XX, О-41-XXVI, в пределах которых сосредоточены крупные рудные узлы (Краснотурьинский, Адуйский, Боевский и другие) и имеются значительные перспективы для прироста прогнозных ресурсов золота, меди, цинка, редких металлов, хромитов и других полезных ископаемых. Несмотря на большое количество поисковых и разведочных работ, проводимых на этих площадях, современная геологическая основа масштаба 1 : 200 000 для них отсутствует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Алексеев Ю. В.* Тяжелые металлы в растениях. — Л.: ВО «Агропромиздат», 1985. — 137 с.
2. Альпинотипные гипербазиты Урала. Информационные материалы. — Свердловск: УГСЭ, 1985. — 66 с.
3. *Амон Э. О., Ковальчук А. И.* Биостратиграфия отложений ирбитской свиты палеогена Зауралья в стратотипическом районе по данным распространения радиолярий // Ежегодник-1996. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 3–7.
4. *Анненкова М. Н., Рапопорт М. С.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXXII. — Свердловск: ПО «Уралгеология», 1985. 159 с.
5. *Антипин В. И.* Тобольский артезианский бассейн // Гидрогеология СССР. Т. XIV. Урал. — М.: Недра, 1972. С. 197–223.
6. *Анцыгин Н. Я., Шурыгина М. В., Наседкина В. А.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. — М.: МинГео РСФСР, 1988. С. 111–121.
7. *Архипов С. А.* Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазодносного региона (уточненная стратиграфическая основа). — Новосибирск, 1987. 52 с.
8. *Архипов С. А.* Четвертичный период в Западной Сибири. — Новосибирск: Наука СО РАН СССР, 1971. 331 с.
9. *Архипов С. А.* Стратиграфия четвертичных отложений Тюменского нефтегазодносного региона. Препринт № 8. — Новосибирск: ИГГ СО РАН СССР, 1987. 52 с.
10. *Бахтияров А. В., Верещагина В. С., Лидер В. А., Кулешов Г. Ф., Лыкова В. В., Мартэн Э. Г.* Карта месторождений минеральных строительных материалов Свердловской области масштаба 1 : 750 000. Пояснительная записка. — Свердловск, 1972. 460 с.
11. *Беллавин О. В., Вагшаль Д. С., Ниренштейн В. А.* Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения // Изв. АН СССР. Сер. Геол., 1970, № 6. С. 86–90.
12. *Берлянд Н. Г.* (отв. ред.) Карта глубинного строения земной коры Урала масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. — Л.: ВСЕГЕИ, 1993. 120 с.
13. *Берлянд Н. Г.* Глубинное строение и эволюция литосферы Урала. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.
14. *Богатиков О. А., Цветков А. А.* Магматическая эволюция островных дуг. — М.: Наука, 1988. 249 с.
15. *Бороздина Г. Н., Иванов К. С., Наседкина В. А., Снигирева М. П.* О возрасте и объеме шемурской свиты Тагильской мегазоны Урала // Ежегодник-2003 Института геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого. Информационный сборник научных трудов. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 10–13.
16. *Бочкарев В. В., Сурин Т. Н.* Вулканогенные формации и геодинамическое развитие Учалино-Александринской и Режевской зон Урала. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. 80 с.

17. *Бочкарев В. В., Язева Р. Г.* Субщелочной магматизм Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 255 с.
18. *Брадучан Ю. В., Ясович Г. С.* Даниловская свита // Выделение и корреляция основных стратонтов мезозоя Западной Сибири // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1984. Вып. 188. С. 31–39.
19. *Брусницын А. И.* Родонитовые месторождения Среднего Урала (минералогия и генезис).— СПб: Изд-во СПб. ГУ, 2000. 173 с.
20. *Бушляков И. Н., Соболев И. Д.* Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. — М.: Наука, 1976. 340 с.
21. *Васильева О. Н., Амон Э. О., Железко В. И.* Диноцисты, фораминиферы и стратификация талицкой свиты (палеоцен) в Среднем Зауралье // Ежегодник-2000. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 3–10.
22. *Васильева О. Н.* Палеоцен Северного Тургая по диноцистам и палинофлоре // Ежегодник-2006. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 16–24.
23. *Ведерников В. В.* Новые данные о возрасте вулканических формаций восточной части Невьянского района // Ежегодник-1983. — Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1984. С. 19–21.
24. *Веретенникова А. С., Антипин В. И.* Бассейн грунтовых вод зон трещиноватости в породах среднего и нижнего палеозоя восточного склона Урала // Гидрогеология СССР, том XIV, Урал. — М.: Недра, 1972. С. 166–197.
25. *Веселова Н. А., Зенков П. А., Верецагина В. С., Лидер В. А.* Карта месторождений минеральных строительных материалов Челябинской области масштаба 1 : 600 000 / Ред. В. А. Лидер. Пояснительная записка. — Свердловск: УТГУ, 1972. 229 с.
26. *Вишневикий С. А., Лагутенко В. Н.* Рагозинская астроблема: эоценовый кратер на Среднем Урале. — Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1986. 42 с.
27. *Волчек Е. Н.* Структурное положение и геохимические особенности вулканитов среднего течения р. Исеть (восточная периферия Среднего Урала) // Ежегодник-2007. — Екатеринбург: Ин-т геологии и геохимии УрО РАН, 2008. С. 102–108.
28. *Вострокнутов Г. А.* Временное методическое руководство на проведение геохимических исследований при геоэкологических работах. — Екатеринбург, 1991. 125 с.
29. *Генералов П. П.* Пелымская свита неогена Обского севера в свете новых данных // Минерагения кайнозоя Западной Сибири. Тр. ЗапСибНИГНИ, 1985. Вып. 198. С. 51–68.
30. Геологические типы метаморфизма в региональных структурах Урала (объяснительная записка к Карте типов и фаций метаморфизма Урала масштаба 1 : 1 000 000) / Г. А. Кейльман, Г. А. Глушкова, К. К. Золоев, А. П. Казак, М. С. Рапопорт. — Екатеринбург: ПГО «Уралгеология», 1991. 90 с.
31. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности / Ред. Н. Н. Ростовцев. — М.: Госгеолтехиздат, 1958. 391 с.
32. Геология СССР. Том XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Полезные ископаемые. — М.: Недра, 1973. 632 с.
33. *Герасимов И. П.* Основные черты геоморфологии Среднего и Южного Урала в палеогеографическом освещении // Тр. Ин-та географии АН СССР, вып. 42. — М., 1948.

**34–55. Геологическая и Государственная геологическая карты СССР
и РФ масштаба 1 : 200 000, полистные**

34. Лист О-41-І. Серия Среднеуральская, карта четвертичных отложений, карта со снятым покровом четвертичных отложений, карта полезных ископаемых, карта доюрских образований. — 1973. Объяснительная записка / Н. С. Лисов, Н. Ф. Коровин. Ред. К. П. Плюсин. — Свердловск: УГСЭ, 1974. 173 с.
35. Листы О-41-ІІ, ІІІ, ІV, ІХ. Серия Зауральская, карта дочетвертичных образований, карта четвертичных отложений, карта полезных ископаемых. Объяснительная записка / Н. М. Николаев; ред.: В. С. Шуб. — Свердловск, 1993.

36. Лист О-41-VII. Серия Среднеуральская, карта дочетвертичных отложений, карта полезных ископаемых / Авт.: Е. Г. Заборовский; ред.: В. А. Грачев), 1985. Объяснительная записка / Авт.: Е. Г. Заборовский; ред.: В. А. Грачев, 1985. 138 с.

37. Лист О-41-VIII. Серия Среднеуральская. Карта дочетвертичных отложений, карта доюрских образований, карта полезных ископаемых / Авт.: Е. Г. Заборовский; ред.: В. В. Шалагинов, 1992. Объяснительная записка / Авт.: Е. Г. Заборовский; ред.: В. В. Шалагинов, 2000. 128 с.

38. Листы X, XVI, XVII, XXIII. Серия Зауральская. Карта дочетвертичных отложений, карта полезных ископаемых / Авт.: В. П. Телегин; ред.: В. С. Шуб, 1990. Объяснительная записка / Авт.: В. П. Телегин; ред.: В. С. Шуб, 1990.

39. Лист О-41-XIII. Серия Среднеуральская. Карта дочетвертичных образований, карта доюрских образований, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения полезных ископаемых / Авт.: А. Г. Григорьев, В. А. Ярош. Г. А. Петров; ред.: В. В. Шалагинов, 2000. Объяснительная записка / Авт.: А. Г. Григорьев, В. А. Ярош. Г. А. Петров, И. И. Зенков; ред. В. В. Шалагинов, 2000. 288 с.

40. Лист О-41-XIV. Серия Среднеуральская. Карта дочетвертичных образований, карта доюрских образований, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых / Авт.: Т. Г. Грабежева, Е. Г. Заборовский; ред.: В. В. Шалагинов. — 1994. Объяснительная записка. Авт.: Т. Г. Грабежева, Е. Г. Заборовский; ред.: В. В. Шалагинов, 2000. 150 с.

41. Лист О-41-XV. Серия Зауральская. Карта дочетвертичных образований, карта четвертичных отложений, карта полезных ископаемых. Объяснительная записка / В. С. Зонов; ред.: А. Н. Ходалевиц. — Свердловск, 1971.

42. Лист О-41-XIX. Серия Среднеуральская. Карта дочетвертичных образований, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения полезных ископаемых / Авт.: И. Г. Южаков, С. Ю. Останин, В. И. Генералов и др.; ред.: В. В. Шалагинов, 2001. Объяснительная записка / Авт.: И. Г. Южаков, С. Ю. Останин, В. И. Генералов и др.; ред.: В. В. Шалагинов, 2001. 224 с.

43. Лист О-41-XIX. Серия Среднеуральская, карта дочетвертичных образований, карта полезных ископаемых. Объяснительная записка / Авт.: В. А. Шилов, М. Н. Анненкова и др., ред.: В. В. Шалагинов, 1989.

44. Листы XXII, XXVIII, XXIX, XXXV. Серия Зауральская, карта дочетвертичных образований, карта четвертичных отложений, карта полезных ископаемых. Объяснительная записка / В. П. Телегин; ред.: В. С. Шуб. — Свердловск, 1988.

45. Лист О-41-XX. Серия Среднеуральская. Карта дочетвертичных образований, карта полезных ископаемых. Объяснительная записка / Авт.: Е. Г. Заборовский; ред.: Б. А. Шнейдер, 1990.

46. Лист О-41-XXI. Серия Зауральская. Карта дочетвертичных образований, карта полезных ископаемых. Объяснительная записка / Авт.: К. П. Савельева; ред.: В. С. Шуб, 1985. 131 с.

47. Лист О-41-XXV. Серия Среднеуральская. Карта дочетвертичных образований, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения полезных ископаемых. Объяснительная записка / Авт.: Р. Д. Калугина, Г. А. Ильясова; ред.: М. С. Рапопорт, 1999.

48. Лист О-41-XXVI. Серия Среднеуральская. Карта дочетвертичных образований, карта полезных ископаемых / Авт.: Т. Г. Грабежева; ред.: В. П. Олерский, 1988. Объяснительная записка / Авт.: Т. Г. Грабежева; ред.: В. П. Олерский, 1987. 162 с.

49. Лист О-41-XXVII. Серия Зауральская. Карта дочетвертичных образований, карта четвертичных отложений, карта полезных ископаемых. Объяснительная записка / Авт. В. С. Зонов, Н. Б. Малютин; ред.: В. А. Лидер, 1976. Объяснительная записка / Авт.: В. С. Зонов, Н. Б. Малютин; ред.: В. А. Лидер, 1983. 108 с.

50. Лист О-41-XXXI. Серия Среднеуральская. Карта дочетвертичных образований, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения полезных ископаемых. Объяснительная записка / Авт.: Р. Д. Калугина, Г. А. Ильясова; ред.: М. С. Рапопорт, 1999.

51. Лист О-41-XXXII. Серия Среднеуральская. Карта дочетвертичных образований, карта четвертичных образований, карта доюрских образований, карта полезных ископаемых, карта закономерностей размещения полезных ископаемых. Объяснительная записка / Авт.: А. В. Коровко; ред.: М. С. Рапопорт, 2001.

52. Лист О-41-XXXIII. Серия Зауральская. Карта дочетвертичных образований, карта полезных ископаемых / Авт.: В. С. Зонов, Р. А. Крылов; ред.: В. А. Грачев, 1973. Объяснительная записка / Авт.: В. С. Зонов, Р. А. Крылов; ред.: В. А. Грачев, 1974. 118 с.

53. Лист О-41-XXXIV. Серия Зауральская. Карта дочетвертичных образований, карта четвертичных отложений, карта полезных ископаемых. Объяснительная записка / Е. Г. Заборовский; ред.: К. П. Савельева. — Екатеринбург, 1996.

54. Листы N-41-IV, V, X, XI. Серия Зауральская. Карта дочетвертичных образований, карта четвертичных отложений, карта полезных ископаемых. Объяснительная записка / А. М. Пумпянский, Г. Ф. Селиверстов, В. В. Стефановский, Н. М. Жижалева. Ред.: В. С. Шуб. — Екатеринбург, 1998.

55. Лист Р-41-XXV. Серия Средне-Уральская. Карта дочетвертичных образований, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых, карта доюрских образований. Объяснительная записка / В. А. Шилов, В. Я. Топорков, В. П. Ульянова, Г. С. Никулина. Ред. В. В. Шалагинов. — Екатеринбург, 1989.

56—58. Государственная геологическая карта СССР и РФ, масштаб 1 : 1 000 000, полистная

56. Лист Р-41 (Ивдель). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист Р-41 (Ивдель). Объяснительная записка / Отв. ред.: Е. К. Ковригина. — СПб.: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2006. 294 с.

57. Лист О-40, 41 — Екатеринбург (новая серия). Карта дочетвертичных образований, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых. Объяснительная записка / Отв. ред.: В. В. Шалагинов. — Екатеринбург: ОАО «УГСЭ», 1997. 251 с.

58. Лист О-42 (Тобольск). Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Западно-Сибирская серия. Лист О-42 (Тобольск). Объяснительная записка / Отв. ред. Ю. П. Черепанов. — СПб.: Изд-во СПб. картфабрики ВСЕГЕИ, 2006.

59—102. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации

59. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 69. Асбест / О. П. Климук. — М.: РФГФ, 2008.

60. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 70. Асбест для специзделий / О. П. Климук. — М.: РФГФ, 2008.

61. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 8, ч. 5. Уральский Федеральный округ. Свердловская область. Бокситы / В. П. Бондаренко. — М.: РФГФ, 2008.

62. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 4. Ванадий / Т. О. Косенкова. — М.: РФГФ, 2008.

63. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 17, ч. 4. Висмут / Т. О. Косенкова. — М.: РФГФ, 2007.

64. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 82. Уральский Федеральный округ. Свердловская область. Газы горючие / Р. Н. Шпак. — М.: РФГФ, 2008.

65. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 38, ч. 6. Уральский Федеральный округ. Свердловская и Челябинская области. Гипс и ангидрит / Г. А. Ермилова. — М.: РФГФ, 2007.

66. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 47. Глины огнеупорные / А. Г. Тарасов. — М.: РФГФ, 2007.
67. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 54. Графит. / Г. Б. Орлов. — М.: РФГФ, 2008.
68. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 1, ч. 5. Уральский федеральный округ. Железные руды / Т. О. Косенкова. — М.: РФГФ, 2007.
69. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2006 г. Известняк флюсовый / О. П. Климук. — М.: РФГФ, 2006.
70. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 80. Изумруд / А. Д. Черкасов. — М.: РФГФ, 2008.
71. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 27, ч. 4. Уральский федеральный округ. Кадмий / Т. О. Косенкова. — М.: РФГФ, 2007.
72. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 50. Каолин / А. Г. Тарасов. — М.: РФГФ, 2007.
73. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 64. Кварц и кварциты / И. А. Жукова. М.: РФГФ, 2007.
74. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 10, ч. 5. Уральский федеральный округ. Свердловская и Челябинская области. Кобальт / Н. В. Привезенцева. — М.: РФГФ, 2008.
75. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 2. Марганцевые руды / Т. О. Косенкова. — М.: РФГФ, 2008.
76. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 11, ч. 5. Уральский федеральный округ. Свердловская и Челябинская области. Медь / Н. В. Привезенцева. — М.: РФГФ, 2007.
77. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 49. Минеральные краски / Г. А. Ермилова. — М.: РФГФ, 2008.
78. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 16, ч. 5. Уральский федеральный округ. Челябинская область. Молибден / А. Д. Черкасов. — М.: РФГФ, 2008.
79. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 56. Мусковит мелкозернистый / И. А. Жукова. — М.: РФГФ, 2008.
80. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 81, ч. 3. Уральский федеральный округ. Свердловская область. Нефть / Р. Н. Шпак. — М.: РФГФ, 2007.
81. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 81, ч. 4. Уральский федеральный округ. Тюменская область (юг). Нефть. — М.: РФГФ, 2007.
82. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 9, ч. 4. Уральский федеральный округ. Свердловская и Челябинская области. Никель / Н. В. Привезенцева. — М.: РФГФ, 2007.
83. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 23, ч. 4. Уральский федеральный округ. Свердловская, Тюменская и Челябинская области. Ниобий / В. П. Бондаренко. — М.: РФГФ, 2007.
84. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Уральский федеральный округ МПР РФ. Вып. 31, ч. 4. Свердловская область. Платиноиды / В. П. Бондаренко. — М.: РФГФ, 2007.
85. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 51. Полевошпатовое сырье / Г. А. Ермилова. — М.: РФГФ, 2007.
86. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 78, ч. 6. Природные облицовочные камни. Уральский фе-

деральный округ. Свердловская и Челябинская области, ЯНАО / Г. Б. Орлов. — М.: РФГФ, 2007.

87. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 63, ч. 4. Уральский федеральный округ. ХМАО, Свердловская область. Пьезооптическое и кварцевое сырье / Г. Б. Орлов. — М.: РФГФ, 2007.

88. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 28, ч. 5. Уральский федеральный округ. Свердловская, Челябинская и Курганская области. Рассеянные элементы / Н. В. Привезенцева. — М.: РФГФ, 2007.

89. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 20. Ртуть / Е. В. Григорьев. — М.: РФГФ, 2008.

90. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 12, ч. 4. Приволжский и Уральский федеральные округа. Свинец / Е. В. Григорьев. — М.: РФГФ, 2008.

91. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 35, ч. 5. Уральский федеральный округ. Свердловская и Челябинская области. Сера в серноколчеданных и комплексных рудных месторождениях / Г. Б. Орлов. — М.: РФГФ, 2007.

92. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 30, ч. 5. Уральский федеральный округ. Свердловская и Челябинская области. Серебро / В. П. Бондаренко. — М.: РФГФ, 2007.

93. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 65, ч. 5. Приволжский и Уральский федеральные округа. Свердловская и Челябинская области. Стекольное сырье / И. А. Жукова. — М.: РФГФ, 2007.

94. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 40. Тальк и тальковый камень / О. П. Климук. — М.: РФГФ, 2008.

95. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 24, ч. 4. Уральский федеральный округ. Свердловская и Тюменская области. Тантал / В. П. Бондаренко. — М.: РФГФ, 2007.

96. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 91, т. VI. Уральский федеральный округ. ХМАО, Свердловская и Челябинская области. Уголь / Т. Я. Лобанова. — М.: РФГФ, 2007.

97. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 33, ч. 2. Уральский федеральный округ. Курганская область. Уран / А. Д. Черкасов. — М.: РФГФ, 2007.

98. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 3. Хромовые руды / Т. О. Косенкова. — М.: РФГФ, 2008.

99. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 79. Уральский федеральный округ (Свердловская область). Цветные камни / Г. А. Ермилова. — М.: РФГФ, 2008.

100. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2007 г. Вып. 75, ч. 6. Уральский федеральный округ. Цементное сырье / А. Г. Тарасов. — М.: РФГФ, 2007.

101. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 13, ч. 5. Уральский федеральный округ. Свердловская и Челябинская области. Цинк / Е. В. Григорьев. — М.: РФГФ, 2008.

102. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2008 г. Вып. 86, кн.3, ч. 5.1. Уральский федеральный округ. Тюменская область (юг). Этан, пропан, бутан растворенный в нефти и газе / О. П. Бикеева. — М.: РФГФ, 2008.

103. *Гинзбург А. И., Куприянова И. Н.* Влияние вмещающих пород на особенности развития редкометалльной минерализации, связанной с гранитами, пегматитами и грейзенами // МГК, XXIX сессия. Доклады советских геологов. Проблема 4, 1972. С. 72–87.

104. Глубинное строение и металлогения подвижных поясов / К. К. Золоев, Б. А. Попов, М. С. Рапопорт и др. — М.: Недра, 1990. 191 с.
105. *Горчаковский П. Л.* Фитоэкологическая карта Свердловской области. Масштаб 1 : 1 500 000. — Свердловск, 1993.
106. *Грабежев А. И.* Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. — М.: Наука, 1981. 290 с.
107. *Гузовский Л. А.* Карта кор выветривания Урала и принципы ее составления // Коры выветривания Урала. Сборник трудов межведомственного совещания / Л. А. Гузовский, В. А. Гуцаки, А. А. Корольков, А. В. Пуркин, А. П. Сигов. Ред.: В. С. Шуб. — Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1969. С. 37–44.
108. *Десятниченко Л. И., Фадеичева И. Ф., Смирнов В. Н., Медведева Т. Ю., Бороздина Г. Н.* Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера, 2005, № 2 С. 68–96.
109. *Дианова Т. В.* Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района // Тр. ГГИ УФАН СССР, 1958. Вып. 33. С. 3–140.
110. *Дружинин В. С., Рыбалка В. М., Соболев И. Д.* Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. — М.: Недра, 1976. 157 с.
111. *Евлейтвев И. В.* Докембрий Зауральского антиклинория Южного Урала // Изв. АН. Каз. ССР. Сер. Геол., 1986, № 5. С. 26–35.
112. *Ефимов А. А., Потапова Т. А.* Габбро-гипербазитовый пояс Главного Уральского глубинного разлома как цепь фрагментов древней зоны субдукции // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Мат-лы совещания. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 194.
113. *Жданов А. В., Водолазская В. П., Ковригина Е. К.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
114. *Зенков И. И., Петров Г. А.* О распространении комплексов Тагильской и Магнитогорской мегазон в южной части Среднего Урала // II Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии «Вулканизм и геодинамика». Мат-лы докладов. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 643–647.
115. *Зинькова Е. А., Ферштатер Г. Б., Родионов Н. В.* U-Pb цирконовый возраст диоритов чузовской габбро-диоритовой серии Верхисетского массива (Средний Урал) // Доклады РАН, 2009. Т. 425, № 1. С. 72–75.
116. *Злобин С. К., Закариадзе Г. С.* Геохимические черты островодужных плутонических комплексов и их палеоаналогов // Геохимия, 1985, № 11. С. 1567–1576.
117. *Зоненицан Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. — М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с. Кн. 2. 334 с.
118. *Иванов К. П.* Триасовая трапповая формация Урала. — М.: Наука, 1974. 154 с.
119. *Иванов К. П., Иванов К. С., Коротеев В. А.* Вулканизм эпипалеозойских плит (этапы и типы рифтогенеза и вулканизма) // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Тезисы докладов Международной научной конференции (VIII чтения А. Н. Заварицко-го). — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 169–173.
120. *Иванов К. П., Иванов К. С., Коротеев В. А.* О распределении РЗЭ в породах триасового вулканогенного комплекса Урала // Ежегодник-2002. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 23–240.
121. *Иванов К. П., Иванов К. С., Федоров Ю. Н.* Геохимия триасовых вулкаников Западно-Сибирской плиты (на примере туринской серии) // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сборник научных трудов. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 767–790.
122. *Иванов К. С., Шмелев В. Р.* Платиноносный пояс Урала — магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Доклады РАН, 1996. Т. 347, № 5. С. 649–652.
123. *Иванов К. С., Ерохин Ю. В., Смирнов В. Н., Слободчиков Е. А.* Рифтогенез на Среднем Урале (комплексы и структуры растяжения в истории развития Среднего Ура-

- ла). Путеводитель геологических экскурсий Международной научной конференции «Рифты литосферы» (VIII Чтения А.Н. Заварицкого). — Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 91 с.
124. *Иванов О. К., Калеганов Б. А.* Калий-аргоновый возраст флогопитовых клинопироксенитов Светлогорского массива // Ежегодник-1991. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 61–62.
125. *Иванов О. К.* О платиноносности Уктусского ультрамафитового массива // Уральская летняя минералогическая школа-95. Мат-лы межвузовской научной конференции. — Екатеринбург, 1995. С. 3–9.
126. *Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (Минералогия, петрология, генезис). — Екатеринбург: Изд-во Уральского Университета, 1997. 448 с.
127. *Ивлев А. И.* Новое в расчленении интрузивных пород Валерьяновского синклинория // Топорковские чтения. Мат-лы рабочего геологического совещания. — Рудный: Северо-Казахстанское ПГО, Соколовско-Сарбайское горно-обогатительное ПО, 1994. Вып. II. С. 39–46.
128. *Ивлев А. И.* Верхнепалеозойский консулекский монцитонитоидно-граносиенитовый интрузивный комплекс в кустанайском зауралье // Топорковские чтения. Мат-лы рабочего геологического совещания. — Рудный: Северо-Казахстанское ПГО, Соколовско-Сарбайское горно-обогатительное ПО, 1997. Вып. III. С. 29–36.
129. *Ивлев А. И., Рапопорт М. С.* Новые данные о тектонике домезозойского фундамента и интрузивном магматизме области сочленения Российского Зауралья и Северного Казахстана // Проблемы геологии и рудообразования в геологической истории Урала. Ежегодник-2001. — Екатеринбург: Минприроды РФ, ДПР по Уральскому региону, ОАО УГСЭ, 2001. С. 131–142.
130. *Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. — М.: Недра, 1974. 200 с.
131. *Кейльман Г. А., Золоев К. К.* Изучение метаморфических комплексов. — М.: Недра, 1989. 207 с.
132. *Комарова З. И.* Позднепалеозойские гранитоиды Шиловско-Коневакской группы массивов // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Труды II Уральского петрограф. совещ. Гранитный и щелочной магматизм. Т. IV. — Свердловск: УФАН СССР, 1971. С. 76–108.
133. *Кононенко И. И., Халевин Н. И., Блюмин М. А., Яценко В. Р.* Современная геодинамика Урала. — Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 94 с.
134. *Кононова В. А.* Щелочные магматические серии пород и источники слагающего их вещества (по данным изотопных отношений Sr, O, C) // Докл. Советских геологов к XXVI сессии МГК, петрология. — М.: 1980. С. 30–40.
135. *Контарь Е. С., Либарова Л. Е.* Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. — Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.
136. *Кориневский В. Г.* Важнейший эпизод тектонической истории Южного Урала // Геотектоника, 1988, №2. С. 37–51.
137. *Коровко А. В.* История геологического развития среднеуральской части Восточно-Уральской мегазоны // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Мат-лы науч. конф. — Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 26–29.
138. *Коротеев В. А., Дианова Т. С., Кабанова Л. Я.* Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. — М.: Наука, 1979. 130 с.
139. *Коротеев В. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Рифейские рифтогенные офиолиты и сопряженная минералогия Южного Урала // ДАН, 2006. Т. 410, № 6. С. 780–783.
140. *Косарев А. М., Пучков В. Н., Светлакова А. Н.* Геологическая интерпретация сейсмического профиля Уралсейс (восточный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). Монография. — Тверь: Изд-во ГЕРС, 2001. С. 165–171.

141. Краснобаев А. А., Ронкин Ю. Л., Степанов А. И., Лепихина О. П. О возрасте гранитизации и природе субстрата гнейсов Сысертско-Ильменогорского комплекса // Ежегодник-1977 Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. – Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–6.
142. Краснобаев В. А. Циркон как индикатор геологических процессов. – М.: Наука, 1986. 147 с.
143. Краснобаев А. А., Давыдов В. А., Чередниченко Н. В. Цирконовая геохронология ильменогорской свиты и некоторые геологические следствия // Ежегодник-1997 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН им. акад. А. Н. Заварицкого. – Екатеринбург: ИГиГ УрОРАН, 1998. С. 157–160.
144. Краснобаев А. А., Петров Г. А., Давыдов А. Г., Григорьев А. Г., Калеганов В. А., Чередниченко Н. В. Изучение цирконов и некоторые особенности петрологии Салдинского комплекса // Ежегодник-2000 ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2001. С. 191–196.
145. Краснобаев А. А., Чередниченко Н. В., Давыдов В. А., Калеганов Б. А. Цирконология Салдинского полиметаморфического комплекса: новые данные // Ежегодник-2002 ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2003. С. 60–65.
146. Краснобаев А. А., Беа Ф., Ферштатер Г. Б., Монтеро П. Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними кислых пород // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы научной конференции (X Чтения А.Н. Заварицкого). – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2004. С. 211–216.
147. Краснобаев А. А., Ферштатер Г. Б., Беа Ф., Монтеро П. Полигенные цирконы Адуйского баголита (Средний Урал) // ДАН, 2006. Т. 410, № 2. С. 24–249.
148. Краснобаев А. А., Ферштатер Г. Б., Богомолов Е. С., Ларионов А. Н., Бережная Н. Г. Ауэрбаховский массив: цирконы, возраст, полихронность // Ежегодник-2006 ИГиГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2007. С. 191–196.
149. Краснобаев А. А., Беа Ф., Ферштатер Г. Б., Монтеро П. Полихронность цирконов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия Тагильского мегасинклинария // ДАН, 2007. Т. 413, № 6. С. 785–790.
150. Ксенофонов О. К., Давыдов Е. В. Петрология и металлогения габбро-диорит-гранитовой серии Зауралья. – Л.: Изд-во Ленинградского Университета, 1986. 264 с.
151. Кузовков Г. Н., Двоеглазов Д. А., Вагшаль Д. С. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 2 000 000 Серия Среднеуральская. Лист 0–41-XXV. Объяснительная записка. – Свердловск: УГСЭ, 1987. 167 с.
152. Кукал З. Скорость геологических процессов. – М.: Мир, 1987. 246 с.
153. Куликов П. К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру в связи с проблемой нефтегазоносности // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1986. Вып. 4. 156 с.
154. Куруленко Р. С. Золото в гранитах Шарташского массива // Ежегодник-1973 ИГГ УНЦ АН СССР. – Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1974. С. 120–122.
155. Левин В. Я., Глебова З. М. Лампроитоподобные уачатиты в Алапаевском гипербазитовом массиве на Среднем Урале // Геология и минерагения подвижных поясов. Сборник научных трудов. – Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 256 с.
156. Левин В. Я., Роненсон Б. М., Самков В. С. и др. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. – Екатеринбург, Уралгеолком, 1997. 274 с.
157. Легенда к геоэкологической карте масштаба 1 : 1 000 000. – М.: ПГО «Гидро-спецгеология», 1991. 17 с.
158. Ли П. Ф., Равдоникас О. Н. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности бассейна р. Тавды Западно-Сибирской низменности // Мат-лы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 38. – Л., 1960. С. 11–61.
159. Лидер. В. А. Четвертичные отложения Урала. – М.: Недра, 1976. 143 с.
160. Лукошков В. Н. Гондиты Урала. – Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1983. 63 с.
161. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. – М.: Недра, 1980. 246 с.

162. *Львов Б. К., Петрова Н. И.* Поведение редких элементов в процессах становления и преобразования гранитоидов Мурзинско-Адуйской группы массивов // Тезисы докладов Третьего Уральского петрографического совещания. – Свердловск, 1974. С. 122–123.

163. Магматические горные породы. Эволюция магматизма в истории Земли. – М.: Наука, 1987. 438 с.

164. *Маегов В. И., Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Лепихина О. П.* Первые результаты Sm-Nd изотопного датирования оливин-анортитовых габбро Платиноносного пояса Урала // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Мат-лы научной конференции (XII Чтения А. Н. Заварицкого). – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2006. С. 110–113.

165. *Малютин Н. Б., Комарский В. Я.* Современные эоловые пески западной окраины Западно-Сибирской низменности и их промышленное значение // Вопросы геологии, генезиса и методики изучения полезных ископаемых. Тр. СибНИИ, вып. 25. – Новосибирск, 1962.

166. *Малютин Н. Б., Смирнов Е. П., Дегтева М. Н.* Геологическое строение складчатого фундамента в Среднем Зауралье / Ред. И. Д. Соболев. – М.: Недра, 1977. 223 с. Приложение: Геологическая карта Среднего Зауралья (вкладка).

167. Марганцевые месторождения Урала / Е. С. Контарь, К. П. Савельева, А. В. Сурганов и др. – Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1999. 120 с.

168. *Маркевич В. П.* История геологического развития и нефтегазоносность Западно-Сибирской низменности. – М.: Наука, 1966. 247 с.

169. Месторождения золота Урала / В. Н. Сазонов, В. Н. Огородников, В. А. Коротеев и др. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1999. 570 с.

170. Методика составления крупномасштабных карт по асбесту/ К. К. Золоев, М. Я. Шмаина, Т. Н. Медведева и др. – М.: Недра, 1973. 152 с.

171. Методическое пособие по составлению мелкомасштабных карт четвертичных образований к Госгеолкарте-1000/3. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 189 с.

172. *Минеев Д. А.* Редкоземельный эпидот из пегматитов Среднего Урала // ДАН СССР, 1959. Т. 127, № 4. С. 865–868.

173. *Наркисова В. В.* Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала. Автореферат канд. дис. – М.: Изд-во МГУ, 2005. 24 с.

174. *Некрасов А. И., Рубина Н. В., Семочкина Т. Г.* и др. К стратиграфии плейстоцена междуречья Тавда–Тура. // Геология позднего кайнозоя Обского севера. – Тр. Зап. Сиб. НИГНИ. Вып. 167. – Тюмень, 1981 С. 14–22.

175. *Нечеухин В. М., Берлянд Н. Г., Пучков В. Н., Соколов В. Б.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 106 с.

176. Новая тектоническая карта центральных районов Западной Сибири / В. И. Шпильман, Л. А. Солопахина, В. И. Пятков // Пути реализации нефтегазового потенциала ХМАО. Вторая научно-практическая конференция. – Ханты-Мансийск: Изд-во «Путиведь», 1999. С. 96–115.

177. Новые данные по геологии и хромитонности Восточнотагильского гипербазитового массива / В. Ю. Алимов, Ю. П. Сорокин, В. П. Молошаг и др. // Ежегодник-1992. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 97–98.

178. *Носова А. А., Наркисова В. В., Сазонова Л. В.* Надсубдукционный рифтовый магматизм Тагильской палеодуги Урала: геохимические и минералогические свидетельства проявления мантийного метасоматоза // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Тезисы докладов Международной научной конференции (VIII чтения А. Н. Заварицкого). – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 220–222.

179. О времени раскрытия Уральского палеоокеана (биостратиграфические и геохимические данные) / В. Н. Смирнов, Г. Н. Бороздина, Л. И. Десятниченко, К. С. Иванов, Т. Ю. Медведева, И. Ф. Фадеичева // Геология и Геофизика, 2006, т. 47, № 6. С. 755–761.

180. О возрасте и объеме шемурской свиты Тагильской мегазоны Урала. Ежегодник, 2003/ Г. Н. Бороздина, К. С. Иванов, В. А. Наседкина, М. П. Снигирева. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 10–13.

181. *Овчинников Л. Н.* Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. — Свердловск: Тр. Горно-геологического ин-та УФАН СССР, 1960. Вып. 39. 495 с.

182. *Овчинников Л. Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. первого Уральского петрографического совещания. — Т. 1. — Свердловск: ИГГ УФАН СССР, УТГУ, 1963. С. 57–83.

183. *Овчинников Л. Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1998. 412 с.

184. Объяснительная записка к карте кор выветривания Урала / Под редакцией А. П. Сигова и Л. А. Гузовского. — Свердловск: ПГО «Уралгеология», 1981. 214 с.

185. *Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Минерогения шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Научное издание / Отв. ред. акад. РАН В. А. Коротеев. — Екатеринбург: Изд-во ИГиГ УрО РАН-УГГУ, 2007. 187 с.

186. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г. Б. Ферштатер, Н. С. Бородин, М. С. Рапопорт, Т. А. Осипова, В. Н. Смирнов, В. Я. Левин. — Миасс: Объединенный институт «Ильменский заповедник» УрО РАН, 1994. 247 с.

187. *Островский Л. А., Островский В. Н., Шахнова Р. К.* Методические рекомендации по составлению эколого-геологических карт масштаба 1 : 1 000 000—1 : 500 000, сводная легенда и макеты. — М.: ВСЕГИНГЕО, 1994. 25 с.

188. Офиолиты Южного Урала. Препринт / В. А. Коротеев, Л. П. Зоненшайн, В. П. Парначев, В. И. Ленных, В. В. Зайков, В. Г. Кориневский. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 80 с.

189. *Паталаха Е. И., Слепых Ю. Ф.* Пересекающаяся складчатость. — М.: Недра, 1974. 118 с.

190. *Паталаха Е. И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. — М.: Наука, 1985. 168 с.

191. *Пейве А. В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса // Мат-лы к познанию геологического строения СССР (новая серия), 1947. Вып. 4. 203 с.

192. *Петров Г. А., Пучков В. Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника, 1994, № 1. С. 25–37.

193. *Петров Г. А., Фриберг П. М., Ларионов А. Н., Шмелев В. Р.* Новые данные по геологии и метаморфизму Салдинского комплекса (Средний Урал) // Ежегодник-1999. — Екатеринбург: УГСЭ, ДПР по Уральскому региону, 2000. С. 66–93.

194. *Петров Г. А.* К вопросу о происхождении гранулитов Салдинского комплекса // Ежегодник-2002 ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 108–114.

195. *Петров Г. А.* Комплексы допалеозойской рифтогенной пассивной континентальной окраины на Среднем Урале // Мат-лы международной конференции «Магматизм на пассивных окраинах Родинии» (в рамках проекта МПГК-440). — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2003. С. 23–25.

196. *Петров Г. А., Маслов А. В., Ронкин Ю. Л.* Допалеозойские магматические комплексы Кваркушско-Каменногорского антиклинария (Средний Урал): новые данные по геохимии и геодинамике // Литосфера, 2005, № 4. С. 42–69.

197. *Петров Г. А., Свяжина И. А.* Корреляция ордовикско-девонских событий на Уральской и Скандинавской окраинах Балтики: геологические и палеомагнитные данные // Литосфера, 2006, № 4. С. 23–39.

198. *Петров Г. А.* Геология и минерогения зоны Главного Уральского разлома на Среднем Урале. — Екатеринбург: Уральский гос. горный ун-т, 2006. 195 с.

199. *Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Рыбалка А. В., Маслов А. В.* Гранулиты Салдинского комплекса (восточный склон Среднего Урала) // Гранулитовые комплексы в гео-

логическом развитии докембрия и фанерозоя. Мат-лы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. — СПб.: Центр информационной культуры, 2007. С. 255–258.

200. *Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Маслов А. В.* Новые данные о возрасте субщелочного магматизма на восточной окраине Восточно-Европейского палеоконтинента и оценка скорости продольного раскрытия раннепалеозойского рифта // ДАН, 2007. Т. 414, № 4. С. 513–517.

201. *Петров Г. А.* Условия формирования комплексов зоны Главного Уральского разлома на Северном Урале. — Екатеринбург: Изд-во Уральского государственного горного университета, 2008. 181 с.

202. *Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Маслов А. В., Свяжина И. А., Рыбалка А. В., Ленихина О. П.* Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // ДАН, 2008. Т. 422, № 3. С. 365–370.

203. *Петров Г. А., Маслов А. В., Ронкин Ю. Л., Рыбалка А. В.* Предостроводужные палеоспрединговые комплексы Тагильской мегазоны (Средний и Северный Урал) // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка, 2008, № 3. С. 35–42.

204. *Петров Г. А., Наседкина В. А.* К вопросу о происхождении и возрасте обломочных серпентинитов восточного склона Урала // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Мат-лы 5-го Всероссийского литологического совещания (Екатеринбург, 14–16 октября 2008 г.). Т. II. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 160–163.

205. Петрохимические и минералогические особенности вулканитов южной части Тагильской палеодуги (Средний Урал) / В. В. Наркисова, А. А. Носова, Л. В. Сазонов, О. М. Розен, К. Г. Башта, А. Г. Гурбанов // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Сборник докладов V Международной научной конференции «Чтения А.Н. Заварицкого». — Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 32–50.

206. *Пирс Дж. А., Липпарт С. Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. — М.: Мир, 1987. С. 13–165.

207. Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения / Л. И. Десятниченко, И. Ф. Фадеичева, В. Н. Смирнов, Т. Ю. Медведева, Г. Н. Бороздина // Литосфера, 2005, № 2. С. 68–96.

208. *Покровский П. В., Рапопорт М. С., Комарова З. И.* Шиловско-Коневская группа гранитоидных массивов. Путеводитель Свердловской экскурсии. — Свердловск. 1966, ч. II. 121 с.

209. *Полтавец Ю. А., Полтавец З. И.* О геодинамической природе железорудных зон Урала и их потенциальной рудоносности // Топорковские чтения. Мат-лы рабочего геологического совещания. — Рудный: Северо-Казахстанское ПГО, Соколовско-Сарбайское горно-обогатительное ПО, 1997. Вып. III. С. 36–50.

210. Поиски и оценка бокситовых месторождений эвгеосинклинальных зон Урала при геологической съемке масштаба 1 : 50 000 // Методические рекомендации / Р. И. Ерошевская, Н. Н. Петрова, В. В. Заикин и др. — Л.: ВСЕГЕИ, 1991. 128 с.

211. *Попов В. С., Бозатов В. И., Петрова А. Ю., Беляцкий Б. В.* Возраст и возможные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал: Rb-Sr и Sm-Nd данные // Литосфера, 2003, № 4. С. 3–18.

212. *Попов В. С., Беляцкий Б. В., Богатов В. И., Петрова А. Ю., Осипова Т. А.* Разнообразие источников гранитоидных магм на Среднем и Южном Урале: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Мат-лы научной конференции (IX Чтения А. Н. Заварицкого). — Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 135–137.

213. *Попов В. С., Беляцкий Б. В.* Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-гьялаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // ДАН, 2006. Т. 409, № 1. С. 10–109.

214. *Поротов Г. С.* О стратиграфии, магматизме и тектонике Валерьяновской структурно-формационной зоны // Топорковские чтения. Мат-лы рабочего геологического совещания. – Рудный: Северо-Казахстанское ПГО, Соколовско-Сарбайское горно-обогатительное ПО, 1992. Вып. I. С. 16–25.

215. *Прейс В. Ф.* Основные закономерности распределения подземных вод. Гидрогеологическое районирование // Гидрогеология СССР, том XIV, Урал. – М.: Недра, 1972. С. 72–77.

216. *Пумпянский А. М.* Стратиграфия каменноугольных отложений северной части Тюменско-Кустанайского прогиба // Топорковские чтения. Мат-лы рабочего геологического совещания. – Рудный: Северо-Казахстанское ПГО, Соколовско-Сарбайское горно-обогатительное ПО, 1992. Вып. I. С. 25–32.

217. *Пумпянский А. М.* Эпигеосинклиальный вулканизм Зауралья // Топорковские чтения. Мат-лы рабочего геологического совещания. – Рудный: Северо-Казахстанское ПГО, Соколовско-Сарбайское горно-обогатительное ПО, 1994. Вып. II. С. 31–39.

218. *Пучков В. Н., Иванов К. С., Коровко А. В.* О возрасте вулканогенных формаций и времени заложения островной дуги на востоке Среднего Урала // ДАН СССР, 1990. Т. 315, № 5. С. 1203–1205.

219. *Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

220. *Пучков В. Н.* Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. Сборник научных статей. – М.: ГЕОС, 2005. С. 309–341.

221. *Пучков В. Н., Розен О. М., Журавлев Д. З., Бибикова Е. И.* Контаминация вулканитов силура Тагильской синформы докембрийскими цирконами // ДАН, 2006. Т. 411, № 6. С. 794–797.

222. *Пушкарёв Е. В., Гарути Дж., Заккарини Р.* Геохимия ЭПГ в породах Уктусского габброгипербазитового массива на Среднем Урале // Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных районов. Мат-лы Всерос. конф. – Сыктывкар: Геопринт, 1998. С. 84–85.

223. *Пушкарёв Е. В.* Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

224. *Пушкарёв Е. В., Серов П. А., Бирюзова А. П.* Изотопные Sm-Nd данные о раннедевонском возрасте динамометаморфизма в основании офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала // ДАН, 2007, т. 413, № 2. С. 22–228.

225. *Пыстин А. М.* Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. – СПб.: Наука, 1994. 208 с.

226. *Рапопорт М. С., Покровский П. В., Комарова З. И.* Новые данные о геологическом строении, магматизме и металлогении Шиловско-Коновской группы гранитоидных массивов // Тр. II Уральского петрографического совещания. Вып. IV. – Свердловск, 1966. С. 5–71.

227. *Ровнина Л. В., Шейко Л. Н.* Юрская система. Нижний отдел. Средний отдел // Тр. ЗапСибНИГНИ, 1972. Вып. 48. С. 97–115.

228. *Роненсон Б. М.* Основные черты геологического строения северной части Вишневых гор // Изв. Вузов. Серия «Геология и разведка», 1959, № 1. С. 40–51.

229. *Ронкин Ю. Л., Иванов К. С., Шмелев В. П.* Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Тез. докл. междунар. симпоз. – М., 1997. С. 300–301.

230. *Ронкин Ю. Л., Смирнов В. Н., Лепихина О. П.* и др. Возрастное положение и генезис монзонит-гранитной формации восточного склона Среднего Урала: Rb-Sr изотопные ограничения // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Тезисы докладов VI Уральского петрограф. совещ. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. Ч. 2. С. 193–196.

231. Рудные месторождения и физические поля Урала / Е. М. Ананьева, К. К. Золов, Р. И. Лутков, Л. Н. Овчинников, Б. А. Попов, М. С. Рапопорт, В. М. Рыбалка. – Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 295 с.

232. *Русин А. И.* Высокобарический метаморфизм Салдинского комплекса // Ежегодник-1998 ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 1999. С. 70–78.
233. *Савельева Г. Н.* Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналогии в современной океанической коре. Тр. ГИН АН СССР, вып. 404. — М.: Наука, 1987. 246 с.
234. *Савельева Г. Н.* Строение области перехода мантия-кора в современных и древних центрах спрединга (Центральная Атлантика и Полярный Урал) // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы научной конференции (X чтения А. Н. Заварицкого). — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 64–69.
235. *Савельева Г. Н., Суслов П. В., Ларионов А. В., Бережная Н. Г.* Возраст циркона из хромитов реститовых комплексов офиолитов как отражение магматических событий в верхней мантии // ДАН, 2006, т. 411, № 3. С. 38–389.
236. *Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А.* Месторождения золота Урала. — Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1999. 570 с.
237. *Самыгин С. Г., Руженцев С. В.* Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // ДАН, 2003, т. 392, № 2. С. 226–229.
238. *Самыгин С. Г., Милеев В. С., Голионко Б. Г.* Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция // Тр. Геологического института. Вып. 521. Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. Сборник научных трудов. — М.: Наука, 2005. С. 9–35.
239. Сводный отчетный баланс поделочных камней, строительных материалов и прочих полезных ископаемых по Свердловской области за 2007 г. Кн. 1 / О. А. Метелкина. — Екатеринбург, 2008.
240. Сводный отчетный баланс запасов поделочных камней, строительных материалов и прочих ПИ по Свердловской области за 2007 г. / Ф. П. Столяров. — Екатеринбург, 2008.
241. *Свяжина И. А., Петров Г. А., Слободчиков Е. А.* Палеомагнетизм, тектоника и геодинамика палеозоя среднеуральского фрагмента Восточно-Уральской мегазоны // Литосфера, 2008, № 4. С. 22–34.
242. *Серавкин И. Б.* Палеовулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала // Литосфера, 2002, № 1. С. 37–60.
243. *Сергиевский В. М.* Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала // Мат-лы ВСЕГЕИ, 1948. Сб. 8. С. 3–21.
244. *Сигов А. П.* Речные террасы восточного склона Среднего Урала // Мат-лы по геоморфологии Урала. — Вып. 1. — М.—Л.: МГ СССР, 1948. С. 197–214.
245. *Сигов А. П.* Основные эпохи корообразования Урала и их металлогения // Коры выветривания Урала. Сборник трудов межведомственного совещания / Л. А. Гузовский, В. А. Гуцаки, А. А. Корольков, А. В. Пуркин, А. П. Сигов, Ред. В. С. Шуб. — Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1969. С. 13–16.
246. *Сигов В. А.* Новейшая тектоника Среднего и восточной части Южного Урала // Мат-лы по геоморфологии Урала. Вып. 2. — М.: Недра, 1971. С. 61–73.
247. *Сигов А. П., Шуб В. С., Вербицкая Н. П., Генералов П. П.* и др. Объяснительная записка к Геоморфологической карте Урала. — Свердловск: УГСЭ, 1981. 232 с.
248. *Сигов А. П., Ромашова В. И.* Определение эрозионного среза герцинид Урала с позднего палеозоя, раннего мезозоя и с начала кайнозоя. — Свердловск: Уральское ПГО, 1984. 93 с.
249. Силурийская бонинитовая серия на Урале / Н. А. Румянцева, Г. А. Юшкова и др. // ДАН СССР, 1989, т. 304, № 4. С. 947–951.
250. *Смирнов В. Н., Ведерников В. В.* Магматизм Петрокаменной структурно-формационной зоны (Средний Урал). — Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР, 1987. 71 с.
251. *Смирнов В. Н.* К вопросу о формационной принадлежности Давыдовского массива (Средний Урал) // Ежегодник-1992 ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 48–50.

252. *Смирнов В. Н., Калеганов Б. А.* Результаты К-Аг датирования монцоидиорит-гранитных массивов Шиловско-Конеvского района (Средний Урал) // Ежегодник-1996 ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 1997. С. 150–151.

253. *Смирнов В. Н., Ведерников В. В.* Петрохимическая эволюция вулканизма Петрокамeнско-Верхотурской зоны и ее геодинамическая интерпретация // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Тезисы докладов Международной научной конференции «Чтения А. Н. Заварицкого». – Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 138–140.

254. *Смирнов В. Н., Волченко Ю. А.* Распределение платиноидов в породах Давыдовского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал) // Доклады РАН, 1999. Т. 368, № 6. С. 818–820.

255. *Смирнов В. Н., Иванов К. С., Богатов В. И.* Результаты Rb-Sr датирования субщелочных гранитов Газетинского массива (Средний Урал) // Литосфера, 2004, № 1. С. 65–69.

256. *Смирнов В. Н., Коровко А. В.* Палеозойский вулканизм восточной зоны Среднего Урала // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сборник научных трудов. – Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 395–420.

257. *Смирнова Т. А.* Месторождения хрома // Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Ч. 2. Оценка прогнозных ресурсов твердых горючих полезных ископаемых, черных и легирующих металлов. Изд. 2-е, перераб. – М.: ВИЭМС, 1988. С. 115–135.

258. Состав питающих провинций и особенности геологической истории поздневендского форландового бассейна Тиманского орогена / А. В. Маслов, Д. В. Гражданкин, В. Н. Подковыров, М. В. Ишерская, М. Т. Крупенин, Г. А. Петров, Ю. Л. Ронкин, Э. З. Гареев, О. П. Лепихина // Геохимия, 2009, № 9. С. 1–25.

259. *Стефановский В. В.* Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала // Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). – Екатеринбург, 1997. С. 97–139.

260. *Стефановский В. В.* Корреляция субаквальных плейстоценовых отложений Среднего и Южного Зауралья по микрофауне ископаемых остракод // Проблемы стратиграфии и палеонтологии Урала. – Екатеринбург: УГСЭ, 1999. С. 145–164.

261. *Стефановский В. В.* Красноцветные образования среднего и верхнего плиоцена Южного и Среднего Урала // Проблемы геологии и рудообразования. – Екатеринбург: УГСЭ, 2001. С. 155–173.

262. *Стефановский В. В., Бородин А. В.* Опорный разрез эоплейстоцена и нижнего неоплейстоцена Южного Зауралья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 10, № 4. – М.: РАН, 2002. С. 79–90.

263. *Стефановский В. В., Бородин А. В., Струкова Т. В.* Корреляция аллювиальных и озерных отложений Южного Зауралья // Стратиграфия. Геологическая корреляция. Т. 11, № 4. – М.: РАН, 2003. С. 87–100.

264. *Стефановский В. В.* Позднекайнозойские образования в Богословском угольном карьере // Уральский геологический журнал. – Екатеринбург: УАГН, 2004, № 1 (31). С. 53–78.

265. *Стефановский В. В.* Аллювиальный режевской комплекс второй половины позднего неоплейстоцена рек Среднего Урала и Зауралья // Уральский геологический журнал. – Екатеринбург: УАГН, 2004, № 2 (38). С. 23–46.

266. *Стефановский В. В.* Плиоцен и квартер восточного склона Урала и Зауралья. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 223 с.

267. Стратиграфический словарь мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности (с приложениями) / Ред. Н. Н. Ростовцев. – Л.: Недра, Ленинградское отделение, 1978. 132 с.

268. Стратиграфический словарь СССР. Триас, юра, мел. – Л.: Недра, 1979.

269. Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследования по программе EUROPROBE / Под ред. А. Ф. Морозова. – М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. 736 с.

270. *Сурков В. С., Жеро О. Г.* Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. — М.: Недра, 1981. 143 с.
271. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). / А. В. Пейве, С. Н. Иванов, В. М. Нечухин, А. С. Перфильев, В. Н. Пучков. — М.: Наука, 1977. 120 с.
272. Тектоническая карта Урала (6 л.); Тектоническая карта Урала. Домезозойский складчатый фундамент (6 л.) масштаба 1 : 1 000 000 / Гл. ред. И. Д. Соболев, 1983. Объяснительная записка / И. Д. Соболев, С. В. Автонеен, Р. П. Белковская и др. — Свердловск: УГСЭ, 1987. 168 с.
273. Тектоническое районирование и минерагения Урала (аналитический обзор) / Под ред. К. К. Золоева. — М.: Геокарт, Геос, 2006. 180 с.
274. *Трифонов В. П.* Новейшая тектоника восточного склона Урала и Зауралья. — Уфа: АН СССР, 1960. 300 с.
275. Труды Межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, 1956 г. // Доклады по стратиграфии мезозойских и кайнозойских отложений / В. А. Лидер. Стратиграфия мезозойских отложений бассейна Северной Сосьвы, стратиграфия третичных отложений бассейна Северной Сосьвы. — Л.: Гостоптехиздат, 1957. 575 с.
276. Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Рассмотрена и утверждена МСК РФ 29 мая 2000 г. — Новосибирск: СНИИГГиМС, ИГНИГ СО РАН, 2000. — 7 л. Объяснительная записка / Отв. ред. за выпуск В. С. Волкова, А. Е. Бабушкин. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.
277. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (архей, протерозой, палеозой). — Свердловск, 1993. 152 с.
278. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). МСК России, УрО РАН, Роскомнедра РФ. — Екатеринбург, 1997.
279. Унифицированные региональные стратиграфические схемы палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. Рассмотрены и утверждены МСК РФ 2 февраля 2001 г. — Новосибирск: СНИИГГиМС, ИГНИГ СО РАН, 2001 — 11 л. Объяснительная записка / Отв. ред. за выпуск А. Е. Бабушкин. — Новосибирск: СНИИГГиМС, 2001. 84 с.
280. *Уткин В. И., Чеботина М. Я., Евстигнеев А. В., Екидин А. А.* и др. Радиоактивные беды Урала. — Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 93 с.
281. *Ферштатер Г. Б.* Петрология главных интрузивных ассоциаций. — М.: Наука, 1987. 232 с.
282. *Ферштатер Г. Б., Беа Ф.* Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия, 1996, № 3. С. 195—218.
283. *Ферштатер Г. Б., Беа Ф., Бородина Н. С.* и др. Латеральная зональность, эволюция и геодинамическая интерпретация магматизма Урала в свете новых петрологических и геохимических данных // Петрология, 1998. Т. 6, № 5. С. 451—477.
284. *Ферштатер Г. Б., Шагалов Е. С., Беа Ф., Монтеро П.* Тургойско-Сыростанская группа гранитоидных массивов зоны Главного Уральского разлома // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. — Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 129—158.
285. *Ферштатер Г. Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера, 2001, № 1. С. 62—85.
286. *Ферштатер Г. Б., Гердес А., Смирнов В. Н.* Возраст и история формирования Адуйского гранитного массива // Ежегодник-2002, Институт геологии и геохимии им. Акад. А.Н. Заварицкого: Информационный сборник научных трудов. — Екатеринбург: УрО РАН, 2003. С. 146—150.
287. *Ферштатер Г. Б., Краснобаев А. А., Беа Ф.* и др. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Гео-

- динамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование // Сборник научных трудов / Отв. ред. Н. П. Юшкин, В. Н. Сазонов:— Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 89—120.
288. *Ферштатер Г. Б., Краснобаев А. А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н. С.* Интрузивный магматизм ранних стадий развития Уральского эпиокеанического орогена: U-Pb геохронология (LA ICPMS, NORDSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия, 2009, № 2. С. 150—170.
289. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. — М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
290. *Хотинский Н. А.* Голоцен Северной Евразии. — М.: Наука, 1977. 198 с.
291. *Чернышов И. В., Кононова В. А., Крамм У., Грауерт Б.* Изотопная геохронология щелочных пород Урала в свете данных уран-свинцового метода по цирконам // Геохимия, 1987, № 3. С. 323—338.
292. *Чесноков Б. В.* Эндогенная зональность Березовского рудного поля на Среднем Урале // ДАН СССР, 1973. Т. 210, № 4. С. 915—917.
293. *Чувашов Б. И., Иванова Р. М., Колчина А. Н.* Верхний палеозой бассейна р. Синары. Опорные разрезы карбона Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 95—114.
294. *Чувашов Б. И., Иванова Р. М., Колчина А. М.* Верхний палеозой восточного склона Урала. — Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
295. *Шардакова Г. Ю.* Суховязовский массив как представитель гранитоидного магматизма зоны Главного Уральского разлома // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Тезисы докладов Международной научной конференции «Чтения А. Н. Заварицкого». — Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 161—162.
296. *Шенгер А. М. Дж., Натальин Б. А., Буртман В. С.* Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7—8. С. 41—58.
297. *Штейнберг Д. С., Ронкин Ю. Л., Куруленко Р. С.* и др. Возраст пород шарташского и интрузивно-дайкивого комплекса // Ежегодник-1988 ИГГ УНЦ АН СССР. — Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1989. С. 110—112.
298. *Штрейс Н. А.* Стратиграфия и тектоника зеленокаменной полосы Среднего Урала // Тектоника СССР, т. 3. — М., 1951. 379 с.
299. *Шуб В. С.* Коры выветривания Урала и коррелятные им осадки // Коры выветривания Урала. Сборник трудов межведомственного совещания / Л. А. Гузовский, В. А. Гуцаки, А. А. Корольков, А. В. Пуркин, А. П. Сигов. Ред. В. С. Шуб. — Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1969. С. 17—20.
300. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии / Г.Б. Ферштатер, Л. В. Малахова, Н. С. Бородина, М. С. Рапопорт, В. Н. Смирнов. — М.: Наука, 1984. 264 с.
301. Эсплуатационные запасы подземных вод, прошедших экспертизу по состоянию на 1.01.2005 г (пополнение за 2004 г.). Воды подземные / Г. А. Панова. — М., 2006.
302. *Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В.* Геология Сафьяновского колчеданного месторождения (Средний Урал). Препринт. — Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 70 с.
303. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Постколлизийный магматизм Северного Урала // Геотектоника, 1993, № 4. С. 56—65.
304. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника, 1995, № 6. С. 32—44.
305. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношения магматизма и геодинамики // Геотектоника, 2003, № 2. С. 75—86.
306. *Яковлева О. М.* Новые радиологические данные о возрасте метаморфизма пород Западно-Тагильской зоны Северного Урала // Ежегодник-1989. — Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 72—73.
307. *Яншин А. Л.* Геологическая история Орского Урала в третичном периоде // Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4. — М.-Л.: АН СССР, 1948. С. 115—146.
308. *Яхимович Н. Н.* К стратиграфии плиоценовых и нижнеплейстоценовых отложений Южного Урала. — М.: Недра, 1965. С. 158—171.
309. Annealing kinetics of fission tracks in zircon: An experimental study / R. T. Yamada, S. Tagami, S. Nishimura, H. Ito. // Chem. Geol., 1995. Vol. 122. P. 249—258.

310. *Barberi F., Ferrara G., Santacroce R.* A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // *J. Petrol.*, 1975, № 1. P. 65–78.
311. *Bosch D., Krasnobayev A. A., Efimov A. A., Savelieva G. N., Boudier F.* Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt. – EUG 9. Abstracts // *Terra Nova*, 1997, vol. 9, N 1. P. 122.
312. *Bryan W. B., Stice G. D., Ewart A.* Geology, petrography and geochemistry of volcanic islands of Tonga // *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 77, N 8. P. 1566–1585.
313. *Chappel B. W., White A. J. R.* Two contrasting granite types // *Pacific Geology*, 1974, N 8. P. 173–174.
314. *Echtler H. P., Ivanov K. S., Ronkin Y. L., Karsten L. A., Hetzel R., Noskov A. G.* The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal // *Tectonophysics*, 1997, N 276. P. 229–251.
315. *Friberg M., Larionov A., Petrov G. A., Gee D. G.* Paleozoic amphibolite-granulite facies magmatic complex in the hinterland of the Uralide Orogen // *Int. J. Earth Sci.*, 2000, N 89. P. 21–39.
316. *Gee D. G., Pease V.* (eds) The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. – Geological Society, London, *Memoris*, 2004. 255 p.
317. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks / *M. Sharma, G. J. Wasserburg, D. A. Papanastassiou et al.* // *Earth Planet Sci. Lett.*, 1995, vol. 135. P. 101–114.
318. *Kuno H.* High alumina basalt // *J. Petrol.*, 1960, vol. 1. P. 121–145.
319. *Linnemann U., Gehmlich M., Tichomirova M.* et al. Tectonostratigraphic Events of the Peri-Gondwanan Basement of the Saxo-Thuringian Composite Terrane (Central European Variscides) // *Schr. Staatl. Mus. Min. Geol. Dresden*, 1998, N 9. P. 159–161.
320. *McDonough, W. F., S. S. Sun, A. E. Ringwood, E. Jagoutz and A. W. Hofmann.* Potassium, rubidium, and cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earth // *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 1992, N 56. P. 1001–1012.
321. *Parrish R.* Some cautions which should be exercised when interpreting fission track and other dates with regard to uplift rate calculations // *Nucl. Tracks*, 1985, N 10. P. 425.
322. *Pearce J. A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins // *Hawkesworth C.J. and Norry M.J.* (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths.* – Shiva, Nantwich, 1983. P. 230–249.
323. *Powell C. McA., Unrug R.* Proposed new IGCP Proposed new IGCP Project 440: Assembly and break-up of Rodinia // 1–st Business meeting of IGCP-440 Project at EUG-10. – Strasbourg, 1999. 15 p.
324. *Ramsay J. G.* Folding and fracturing of rocks. – N.Y.: McGraw Hill, 1967. 568 p.
325. *Scarrow J. H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V.* The Late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? // *Precambrian Research*, 2001, N 110. P. 255–275.
326. *Seward D., Brown D., Hetzel R.* et al. The syn- and post-orogenic low temperature events in the Southern and Middle Urals: Evidence from fission-track analysis // *Mountain Building in the Uralides: Pangea to Present.* Geophysical Monograph AGU, 2002, vol. 132. P. 257–272.
327. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscian batholiths of the Urals. A perspective of the timing of deformation and granite generation / *P. Montero, F. Bea et al.* // *Tectonophysics*, 2000, N 317. P. 93–108.
328. *Sun S.-S., McDonough W. F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // *Saunders A. D. and Norry M. J.* (eds). *Magmatism in the oceanic basins.* – Geol. Soc. London. Spec. Publ., 1989. P. 313–345.
329. *Tatsumi Y., Eggins S.* Subduction zone magmatism. – Blackwell Science, Ltd., 1995. 211 p.
330. *Taylor S. R., McLennan S. M.* The continental crust; its composition and evolution. – Blackwell, Cambridge, Mass., 1985. 312 p.
331. U-Pb возраст плагиогранитов офиолитовой ассоциации Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) / *Е. В. Хаин, Е. Б. Сальников, А. Б. Котов, К.-П. Бур-*

гат, А. А. Федотова, В. П. Ковач, С. З. Яковлева, Д. Н. Ремизов, Ф. Шефер // ДАН, 2008, т. 419, № 4. С. 52–529.

332. *Weiss L. E.* Geometry of superposed folding // *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1959, vol. 70, № 1. P. 91–106.

333. *Whalen J. B., Currie K. L., Chappel B. W.* A-type granites: geochemical characteristic, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1987, v. 50. P. 2523–2526.

Фондовая

334. *Аверкин Ю. П., Соколов В. Б.* и др. Отчет о результатах комплексных геофизических исследований, проведенных на Черноисточинском и Алапаевском профилях в Пригородном и Режевском районах Свердловской области в 198–1986 гг. – Свердловск, ТГФ, 1986.

335. *Автонеев С. В., Бутина Е. Т., Автонеева И. А.* Отчет по теме: «Изучение вулканогенных образований силура и девона Свердловской и Арамилской подзон на основе сравнительного формационного анализа с рудоносными формациями Тагильского мегасинклинория». – Свердловск, ТГФ, 1981.

336. *Ананьева Е. М.* и др. Отчет по теме: «Анализ особенностей локализации месторождений железа, хромитов, меди в физических полях Урала с составлением специализированной геофизической основы масштаба 1 : 500 000». – Екатеринбург, ТГФ, 1991.

337. *Ананьева Е. М.* и др. Отчет по теме: «Создание металлогенических моделей рудных районов с учетом особенностей глубинного строения с целью совершенствования среднемасштабного прогноза». – Екатеринбург, ТГФ, 2000.

338. *Андронов С. М.* Предварительный отчет о результатах геологической съемки 1946 г. на территории Петропавловского бокситового бассейна. – Свердловск, ТГФ, 1947.

339. *Афанасьев В. А., Алмаев А. Ф.* и др. Космофотогеологическое картирование масштаба 1 : 500 000 территории Приполярного, Северного и Среднего Урала. Листы О-40-Г, Р-40-Б, Р-41-А, В, О-40-Б, О-41-А, В. – М.: Росгеолфонд, 1994.

340. *Болсун В. М.* Прогнозно-геологические работы масштаба 1 : 200 000 с рекогносцировочными поисками месторождений урана палеодолинного типа на Юконской площади Зауралья. – Екатеринбург, ТГФ, 2007.

341. *Большун Г. А., Савельева К. П.* Отчет Бокситового и Восточно-Уральского отрядов Уральской ГПП по теме: «Составление прогнозных карт на бокситы масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000 в соответствии с заданием проблемы 58» за 1979–1981 гг. – Свердловск, ТГФ, 1981.

342. *Брадучан Ю. В., Тылкина К. Ф.* и др. Стратиграфия битуминозных отложений Западной Сибири. – Тюмень: ТФИ, 1978.

343. *Брейвель И. А., Брейвель М. Г., Богоявленская О. В.* и др. Отчет по теме: «Палеонтологическое обоснование границы нижнего и среднего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала». – Свердловск, ТГФ, 1972.

344. *Брейвель М. Г., Анцыгин Н. Я.* и др. Отчет по теме: «Эйфельский ярус восточного склона Северного и Среднего Урала (Ивдельский, Североуральский, Карпинский районы). Стратиграфия, стратиграфическая приуроченность месторождений бокситов и их корреляция». – Свердловск, ТГФ, 1976.

345. *Брейвель М. Г., Брейвель И. А.* Отчет по теме: «Корреляция стратиграфических разрезов среднего девона Североуральского и Ивдельского районов на основе систематизации брахиопод за 1984–1986 гг.» – Свердловск, ТГФ, 1986.

346. *Букрин Г. А.* и др. Поиски медно-молибденового оруденения в пределах Талицкого и Пьянковского массивов. Отчет Восточно-Уральского отряда Уральской поисково-съемочной партии за 1988–1991 гг. – Свердловск, ТГФ, 1991.

347. *Булыкин Л. Д., Попова Е. К.* и др. Отчет по теме: «Изучение вещественного состава различных генетических типов дунитов с целью выявления их роли в рудообра-

зовании и размещении основных полезных ископаемых, связанных с ультрабазитами». — Свердловск, ТГФ, 1973.

348. Булыкин Л. Д., Андреев М. И., Попова Е. К. Отчет по теме: «Закономерности образования и перспективы обнаружения хромитов в промышленно-развитой части Среднего и Южного Урала за 1982–1984 гг.» — Свердловск, ТГФ, 1984.

349. Булыкин Л. Д., Сурганов А. В. Отчет по теме: «Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категорий P_3 , P_2 , P_1 основных твердых полезных ископаемых по состоянию на 1.01.1998 г. по территории деятельности Уралгеолкома». — Екатеринбург, ТГФ, 1997.

350. Булыкин Л. И., Сурганов А. В. Отчет о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов руд хрома, марганца, вольфрама, молибдена и бокситов на территории Свердловской, Челябинской и Курганской областей, Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского АО по состоянию на 1.01.2003 г.» (хромовые руды). — Екатеринбург, ТГФ, 2002.

351. Вегера А. Г., Дарвин А. С., Демочкин В. П. и др. Отчет о доразведке месторождения хромовых руд «Вершина реки Алапахы» за 1999–2006 гг. (Северное рудное поле Алапаевского хромитового массива). ЗАО «Уралхром», Алапаевск, 2007. — Екатеринбург, ТФИ по УрФО, 2007.

352. Ведерников В. В., Ведерникова Т. А., Черданцев Б. Н. и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Таволжанской площади (листы О-41-73-Г (з. п.), О-41-85-В, О-41-86-А) в Пригородном, Невьянском и Режевском районах Свердловской области за 1980–1985 гг. — г. В-Пышма, 1985.

353. Ведерников В. В., Двоеглазов Д. А., Пуртов В. А. и др. Отчет по опережающим геофизическим и геохимическим работам и геологическому доизучению масштаба 1:50000 с общими поисками золота и меди в пределах Сосновской площади (топопланшеты О-41-123-А, Б, В, Г; О-41-135-А) за 1987–1995 гг. — г. В-Пышма, 1996.

354. Власов А. Н., Стариков А. Д. Отчет по оценочным работам на Курмановском месторождении хромовых руд за 2000–2003 гг. (Центральное рудное поле Алапаевского массива). г. Верхняя Пышма, 2004. — Екатеринбург, ТГФ, 2004.

355. Водолаская В. П. (отв. исп.), Берлянд Н. Г., Шкотова В. К. и др. Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (Совершенствование и межсерийная корреляция Легенд к ГК-200/1000 по Уральскому региону). Информационный отчет по объекту № 64. — СПб.: ОГФ ВСГЕИ, 2002.

356. Вознесенский А. И., Карманова М. В., Николаев Н. М. Информационный отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 и среднемасштабному геологическому картированию Синарской площади в пределах листов О-41-136-А (в. п.), Б, В (в. п.), Г, О-41-137-А (з. п.) с общими поисками на медь и полиметаллы, проведенными в 1991–1995 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 1995.

357. Гагин С. И. Отчет по теме: «Систематизация природных и техногенных золотоносных россыпей Свердловской области по состоянию на 1.01.1994 г.». — Екатеринбург, ТГФ, 1998.

358. Гагин С. И., Хрытов В. Н. Отчет о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы» (золото и платина россыпные). Свердловская область. — Екатеринбург, ТГФ, 2002.

359. Гальцин Ю. П. Поисковые работы на изумруд в пределах Салдинской и Шилловско-Коновской площадей. Отчет Центральной партии за 1995–1997 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 2000.

360. Генералов В. И., Южаков И. Г., Топорков В. Я. и др. Отчет о проведении геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 и подготовки к изданию Госгеолкарты-200 (вторая серия) листов О-40-XXIV и О-41-ХІХ Среднеуральской серии, Висимская площадь за 1994–2001 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 2001.

361. *Герасименко Б. Н.* Отчет по договору № –11/05: Составление карты ресурсов подземных вод Свердловской области масштаба 1 : 300 000 (по состоянию на 2004 г.). – Екатеринбург, ТГФ, 2005.

362. *Гетьман Д. С.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото в бассейне р. Манья с притоками Арбынья, Мазапатья, Панкья в 1985–1988 гг. Сосьвинская ГРЭ. – Саранпауль, 1989.

363. *Глазырина Н. С.* (отв. исп.), Ефанов П. П., Рубан Н. В. и др. Отчет по теме: «Составление геолого-экологической карты масштаба 1 : 500 000 (Свердловская и Курганская области)». – Екатеринбург, ТГФ, 1998.

364. *Глазырина Н. С.* Отчет по теме: «Подготовка к изданию специализированной эколого-геологической карты масштаба 1 : 500 000 территории Свердловской области». – Екатеринбург, ТГФ, 2001.

365. *Глушков А. Н., Григорьев А. Г.* и др. Отчет Красноуральской ГСП по групповому геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Красноуральской площади в пределах листов О-40-60-В, Г; О-40-72-А, Б; О-41-49-А, В; О-41-61-А, проведенному в 1979–1984 гг. – Свердловск, ТГФ, 1984.

366. *Голубков Г. В., Оборин П. А.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Лист О-41-73-А. Отчет центральной съемочной партии по результатам работ 1965–1968 гг. – Свердловск, ТГФ, 1968.

367. *Горбачев В. Н., Башта К. Г.* и др. Отчет об опытно-методической работе «Комплексные геолого-геофизические, геохимические и гидрогеологические исследования разреза Уральской сверхглубокой скважины и окколоскважинного пространства (заключительный). – Ярославль, 2001.

368. Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды и влиянии факторов среды обитания на здоровье населения Свердловской области в 2004 г.

369. *Грачев В. А., Крылов Р. А., Закожурников В. П.* Материалы к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000, лист О-41-XXXIII (Сводный отчет Китайской геологосъемочной партии о работах 1959–1960 гг.). – Свердловск, ТГФ, 1961.

370. *Грачев В. А., Крылов Р. А., Закожурников В. П.* Материалы к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000, лист N-41-III (Сводный отчет Бродокалмакской геологосъемочной партии о работах 1961–1962 гг.). – Свердловск, ТГФ, 1965.

371. *Грачев В. А.* и др. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 200 000, проведенных в 1963–1967 гг. в среднем течении р. Салды (Туринской) в пределах северной половины листа О-41-XIII. – Свердловск, ТГФ, 1967.

372. *Гревцова А. П., Закожурникова Г. А., Долгаль А. С.* Определение абсолютного возраста пород Тараташского и Салдинского комплексов (по результатам работ геохронологической лаборатории за 1968–1970 гг.). – Свердловск, ТГФ, 1970.

373. *Двоеглазов Д. А., Кузовков Г. Н., Вагшаль Д. С., Толилов В. И.* «Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000». Листы: О-41-85-Г, О-41-86-В.Г (з. п.). Отчет Аятской ГСП за 1965–1967 гг. – Свердловск, ТГФ, 1968.

374. *Двоеглазов Д. А., Кузовков Г. Н., Вагшаль Д. С.* и др. Отчет Исетской партии о геологическом доизучении Исетско-Аятской площади масштаба 1 : 50 000 групповым методом. Листы О-41-7-Г, О-41-85-Г, О-41-86-Б, В, Г (з. п.), О-41-97-А (в. п.), Б, Г, О-41-98-А, В, О-41-109-А (в. п.), Б, О-41-110-А (с. п.) за 1972–1979 гг. – Свердловск, ТГФ, 1979.

375. *Дегтева М. Н., Савельева К. П., Петрова Л. Г.* Объяснительная записка к геолого-палеогеографическим картам масштаба 1 : 500 000 нижнемеловой, верхнемеловой, палеоценовой, эоценовой, олигоценовой эпох (Среднее Зауралье). – Свердловск, ТГФ, 1964.

376. *Дегтева М. Н., Савельева К. П., Соляник Н. В.* Пояснительная записка к литолого-палеогеографическим картам масштаба 1 : 500 000 юрского, мелового и палеогенового периодов по северной части Среднего и Северному Зауралью (листы Р-41-В, О-41-А, О-41-Б). – Свердловск, ТГФ, 1971.

377. *Десятниченко Л. И.* и др. Геологическое доизучение авдинской площади масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200). Листы О-40-XII и О-41-VII. Отчет Североуральской ГСП за 1997–2002 гг. – Екатеринбург, ТГФ, 2002.

378. *Еремеев С. П.* Результаты прогнозно-геологических работ масштаба 1 : 200 000 по оценке перспектив меловых континентальных отложений Ницинско-Уйской площади Зауралья на урановое оруденение палеодолинного типа. — Екатеринбург, ТГФ, 2000.

379. *Еремеев С. П., Тараканов Ф. Ф.* Оценка ресурсного потенциала Урала на промышленные месторождения урана с богатыми комплексными рудами в зонах структурно-стратиграфических несогласий и в других геолого-структурных обстановках. Отчет о результатах работ по Государственному контракту 3/05 от 15.05.2005 г. за 2005—2007 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 2007.

380. *Заболотская М. Ф., Помелов А. А.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы Р-40-120-В и Р-40-132-А (сев. пол.). Отчет о работе Вагранской поисково-съёмочной партии за 1958 г. — Свердловск, ТГФ, 1960.

381. *Закожурников В. П., Вознесенский А. И.* и др. Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования масштаба 1 : 200 000 Тугулымской площади (листы О-41-Х, XI, XVI, XVII, XXII, XXIII, XXVIII, XXIX, XXXV), проведенного Тугулымской партией в 1979—1984 гг. — Свердловск, ТГФ, 1984.

382. *Зенков И. И., Шилов В. А., Пестрецов С. Г.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-40-120-Б (в. п.); О-40-120-Г (в. п.); О-40-132-Б (в. п.); О-40-132-Г (в. п.); О-41-109-В; О-41-121-А, В; О-41-133-А. Отчет Ревдинского отряда по геологической съемке и доизучению, проведенных в 1968—1973 гг. — Свердловск, ТГФ, 1973.

383. *Зенков И. И., Южаков И. Г., Бегунов В. В.* и др. Отчет: «Объемное геологическое картирование масштаба 1 : 50 000 Дегтярской площади в пределах листов О-41-109-В (з. п.), О-41-121-А (в. п.), О-41-121-В (в. п.)» по работам Дегтярской ГСП за 1979—1984 гг. — Свердловск, ТГФ, 1984.

384. *Зонов В. С., Комарский В. Л.* и др. Материал к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000, серия Зауральская. Лист О-41-ХV. Отчет Туринской партии о геологосъемочных работах, проведенных в 1961—1962 гг. в бассейнах рек Туры и Тагила. — Свердловск, ТГФ, 1966.

385. *Иванищев А. В., Сазонов В. Н.* Геологический отчет по теме: «Систематизация и разбраковка золоторудных месторождений Свердловской и Челябинской областей, обрабатывавшихся в прошлые годы, с целью оценки их перспектив и выделения объектов для вовлечения в промышленную обработку». Екатеринбург—Челябинск, 2006. — Екатеринбург, ТГФ, 2006.

386. *Иванов В. И.* и др. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1 : 10 000 в Тагило-Красноуральском районе Свердловской области, проведенных в 1957—1964 гг. Листы О-41-72-Г, О-40-8-Б, О-41-61-В, О-40-73-А. — Свердловск, ТГФ, 1964.

387. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1,6—0,2 млрд лет) и строения Урала // Докт. дис. в форме научного доклада. — Екатеринбург, ИГиГ УрО РАН, 1998.

388. Кадастр буровых скважин на воду. — Тюмень, ТФИ, 1990.

389. *Казак А. П.* Изучение вещественного состава метаморфических, осадочных и осадочно-вулканогенных образований (стратиграфия, корреляция, реконструкция первичного субстрата) для целей ГДП-200 на территории листов О-41-XXV и О-41-XXXI. Отчет по договору № 99 за 1991—1994 гг. СПб.—Екатеринбург, ТГФ, 1995.

390. *Калайникова В. А., Травина Т. Ф., Голованова Л. А.* и др. Материалы к геологической и геоморфологической картам Западно-Сибирской низменности масштаба 1 : 1 000 000, лист Р-41 и северо-восточная часть листа О-41, бассейн р. Оби на участке от с. Кондинское до с. Березово. — Л.: ВАГТ, эксп. № 7, 1952.

391. *Калугина Р. Д., Зворская С. А., Телегин В. П.* и др. Геологическая карта масштаба 1 : 50 000, листы О-41-109-Г, О-41-110-В (ю. п.), О-41-121-Б, О-41-122-А (с. п.). Отчет Верхне-Макаровского отряда о геологосъемочных работах, проведенных в 1966—1971 гг. Свердловск, ТГФ, 1971.

392. *Калугина Р. Д., Зворская С. А.* и др. Отчет Мугайской партии о крупномасштабном глубинном геологическом картировании, проведенном в Верхотурском, Алапаевском, Верхне-Салдинском районах Свердловской области в 1975—1980 гг. — Свердловск, ТГФ, 1980.

393. *Каретин Ю. С., Ананьева Е. М.* и др. Объяснительная записка к структурно-формационной карте магматических образований Тагильского мегасинклиория масштаба 1 : 200 000. — Свердловск, ТГФ, 1979.

394. *Каретин Ю. С., Иванова А. Г.* Изучение условий локализации медноколчеданных месторождений в вулканических структурах Среднего Урала. — Свердловск, ТГФ, 1981.

395. *Каретин Ю. С., Иванова А. Г.* Составление палеовулканических карт масштаба 1 : 200 000 Среднего Урала (от широты г. Н. Туры на севере до г. Н. Тагил на юге) с целью прогнозирования медного оруденения. Отчет за 1981—1984 гг. — Свердловск, ТГФ, 1984.

396. *Кейльман Г. А., Глушкова Г. А., Демиденко В. С.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-40-14-Б, О-40-14-Г, О-41-133-А (ю-з ч.), О-41-133-В (з. п.), N-40-12-Б (в. п.), N-41-1-А, N-41-1-Б (з. п.), N-41-1-В, N-41-1-Г (з. п.), N-41-13-А, В (з. п.). Отчет Кенчурской ГСП за 1956—1961 гг., Свердловск, 1961.

397. *Контарь Е. С., Либарова Л. Е., Кузнецов В. И.* и др. Прогнозно-перспективная оценка средней части Урала на медные руды. Отчет партии эндогенной металлогении за 1978—1981 гг. по теме: «Составление прогнозной карты масштаба 1 : 200 000 восточного склона Урала (по территории деятельности УПГО) для поисков месторождений меди главнейших промышленно-генетических типов с врезками масштаба 1 : 50 000 и крупнее для восточных зон». — Свердловск, ТГФ, 1981.

398. *Контарь Е. С., Савельева К. П.* Отчет по теме: «Изучение закономерностей локализации марганцевых месторождений с целью определения направления поисковых работ» за 1992—1996 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 1996.

399. *Контарь Е. С., Савельева К. П.* Отчет о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов руд хрома, марганца, вольфрама, молибдена и бокситов на территории Свердловской, Челябинской и Курганской областей и Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского АО по состоянию на 1.01.2003 г.» (марганцевые руды). — Екатеринбург, ТГФ, 2002.

400. *Контарь Е. С., Сурин Т. Н.* Отчет о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы в Уральском федеральном округе по состоянию на 1.01.2003 г. (медь, цинк, свинец)». — Екатеринбург, ТГФ, 2003.

401. *Копанев В. Ф., Калугина Р. Д., Стороженко Е. В.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) листов О-41-XXV и О-41-XXXI Среднеуральской серии (Ольховская площадь). Отчет Ольховской ГСП за 1991—1999 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 1999.

402. *Коркунов В. К., Воронов В. Н., Коновалов Ю. Г.* Обобщение региональных геофизических данных по Западной Сибири. — Тюмень, ТФИ, 1999.

403. *Коровко А. В., Двоеглазов Д. А., Пуртов В. А.* и др. Отчет о групповом геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Мурзинско-Алапаевской площади, листы О-41-75-А-г, Б-в, Г, О-41-76-В-в, О-41-87-А (ю. п.), Б, В (с. п.), Г, О-41-88-А (з. п.), В (з. п.), общих поисках рудного золота на Быстринском, Заболотском и Сусанском участках за 1980—1986 гг. и опережающих геофизических съемках на Мурзинско-Алапаевской площади масштаба 1 : 50 000 за 1976—1986 гг. — Свердловск, ТГФ, 1986.

404. *Коровко А. В.* Отчет о поисковых работах на медные руды в пределах Заболотского участка в Режевском и Артемовском районах Свердловской области за 1986—1991 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 1991.

405. *Коровко А. В.* Информационный отчет по подготовке к изданию Госгеолкарты-50 листов О-41-87-Г, О-41-88-В Сафьяновского рудного района за 1990—1998 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 1998.

406. *Коровко А. В., Двоеглазов Д. А., Кузовков Г. Н.* и др. Составление и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) листа О-41-XXXII Среднеуральской серии и частичное проведение в его пределах ГДП-200 (Каменская площадь). Отчет Исетской ГСП за 1997—2001 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 2001.

407. *Коровко А. В., Кузовков Г. Н., Бурнатная Л. Н.* и др. Информационный отчет по прогнозно-поисковым работам на золото на Алапаевской площади. Отчет Исетской ГСП за 2000–2002 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 2002.

408. *Котляров С. Ю., Вальчак В. И., Ивчинов И. Н., Филиппов И. В.* и др. Отчет о результатах гравиметровой съемки масштаба 1 : 50 000, выполненной на Адуйской площади Свердловской области (топотрапедии О-41-87 (ю. п.), О-41-99-А, Б, В; О-41-111-А, В) в 1978–1981 гг. — Свердловск, ТГФ, 1981.

409. *Котов К. Н.* и др. Отчет по договору: «Изотопно-геохимические исследования вмещающих пород и руд Сафьяновского месторождения для целей определения абсолютного возраста». — Л.: ВСЕГЕИ, 1990.

410. *Крашенинников В. А.* Отчет о результатах поисковых работ на сульфидно-медно-никелевое золотосодержащее оруденение в пределах Сысертско-Карасьевской площади. — Екатеринбург, ТГФ, 1996.

411. *Крежевских Ю. Г., Шалагинов В. В.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы Р-41-85-В и Г. Отчет Вижайской поисково-съёмочной партии за полевые сезоны 1963–1965 гг. — Свердловск, ТГФ, 1966.

412. *Криночкин В. Г., Пономарев А. А.* Отчет по договорным темам: «Оценка марганценосности геологических формаций Тюменского Урала» и «Выявить закономерности размещения и формирования фосфоритов Полярного Урала на основе прогнозно-металлогенического анализа». — Тюмень, ТФИ, 1994.

413. *Крылов Р. А., Бегунов В. В., Малютин Н. Б.* Отчет по теме: «Составление карты обоснования поисков скарново-магнетитовых руд в Среднем Зауралье. Результаты работ Восточно-Уральского отряда партии по черным металлам за 1971–1974 гг.». — Свердловск, ТГФ, 1974.

414. *Кудряшов А. Н., Парфенов В. В.* Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категорий P_3 , P_2 , P_1 основных твердых полезных ископаемых по состоянию на 1.01.1998 г. по территории деятельности Уралгеолкома, кн. 6. Никель. — Екатеринбург, ТГФ, 1997.

415. *Кузовков Г. Н., Бодрых А. Д., Сухоруков М. И.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 листы О-41-97-Б, Г. (Отчет Верх-Исетской партии за 1961–1962 гг.), г. В. Пышма. — Свердловск, ТГФ, 1963.

416. *Кузовков Г. Н., Двоеглазов Д. А., Вагшаль Д. С.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-41-86-Г (в. п.), О-41-98-Б, О-41-98-Г (с. п.). Отчет Адуйского ГСО за 1968–1972 гг. — Свердловск, ТГФ, 1972.

417. *Кузовков Г. Н., Пуртов В. А., Бурнатный С. М.* и др. Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Алапаевской площади листов О-41-76-А, Б (з. п.), В-а, б, г, Г (з. п.), О-41-88-А (в. п.), Б (з. п.), В-б, Г-а; геологической съемке масштаба 1 : 50 000 листа О-41-75-Б (в. п.) и общим поискам каменного угля и меди в Алапаевском и Артемовском районах Свердловской области, проведенных в 1986–1992 гг. — Свердловск, ТГФ, 1992.

418. *Лебедев П. Н., Телегин В. Н.* Геологическая карта Урала. Масштаб 1 : 50 000. Листы О-41-88-А (в. п.), В. Отчет Мироновской геологосъемочной партии за 1961–1962 гг. — Свердловск, ТГФ, 1963.

419. *Левин В. Я., Савельева К. П.* Отчет по теме: «Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категорий P_3 , P_2 , P_1 основных твердых полезных ископаемых по состоянию на 1.01.1993 г. по территории деятельности Уралгеолкома. Кн. 7 (тантал, редкие земли, вольфрам, молибден)». — Екатеринбург, ТГФ, 1993.

420. Легенда Зауральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание) / К. П. Савельева, В. В. Стефановский. Ред. К. П. Савельева. — Екатеринбург, 1997.

421. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание) / В. В. Шалагинов и др. ПГО «Уралгеология». — Екатеринбург, ТГФ, 1998.

422. Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 / А. В. Жданов, В. П. Водолазская, Е. К. Ковригина и др. Ред. М. А. Шишкин – СПб., 2005.
423. Легенда Южноуральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (издание второе) / Ю. Р. Беккер, Н. Г. Власов, Б. К. Львов и др. – СПб., 1999.
424. *Ли П. Ф.* Сводный геологический отчет по Кузнецовской опорной скважине. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности района Кузнецовской опорной скважины. – Тюмень, ТГФ, 1954.
425. *Лидер В. А., Сухоруков А. М., Стефановский В. В.* и др. Четвертичные отложения Урала (Сводный отчет за 1960–1967 гг. по теме: «Составление комплекса карт четвертичных отложений Урала. Изучение опорных разрезов и обнажений неогеновых и четвертичных отложений. Составление схемы стратиграфии с детальным обоснованием»). – Свердловск, ТГФ, 1967.
426. *Лисов Н. С., Коровин Н. Ф., Медведева Н. Ф.* и др. Материалы к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000, лист О-41-1. Отчет Серовского геологосъемочного отряда по работам 1959–1960 и 1963–1965 гг. – Свердловск, ТГФ, 1966.
427. *Лисов Н. С., Коровин Н. Ф.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы: О-41-85-Б, О-41-86-А. Отчет Петрокаменского ГСО по работам за 1965–1969 гг. – Свердловск, ТГФ, 1969.
428. *Лисов Н. С., Южаков И. Г., Черняк З. Б.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы: О-41-73-Г и О-41-7-В. Отчет Краснопольского ГСО по работам за 1970–1973 гг. – Свердловск, ТГФ, 1973.
429. *Ломаев А. В., Назаров И. В.* и др. Отчет Висимского геоморфологического отряда по результатам полевых работ 1966–1967 гг. (среднее течение рек Туры, Салды и Тагила). – Свердловск, ТГФ, 1968.
430. *Ломаев А. В., Ярош В. Я.* и др. Отчет Висимского геоморфологического отряда по результатам полевых работ за 1970–1971 гг. (в верхнем и среднем течении рек Тагила и Нейвы). – Свердловск, ТГФ, 1972.
431. *Малахов А. А., Сигов А. П.* Геоморфология и четвертичные отложения Урала. Рукопись. – Свердловск, ТГФ, 1947.
432. *Малютин Н. Б.* и др. Геологическое строение Среднего Зауралья (отчет 2-й Восточно-Уральской партии о геологосъемочных работах в масштабе 1 : 500 000, листы О-41-В, О-41-Г). – Свердловск, ТГФ, 1960.
433. *Малютин Н. Б., Дегтева М. Н.* и др. Отчет Красногвардейской партии о геологосъемочных работах в масштабе 1 : 200 000, лист О-41-XXI (южная половина). – Свердловск, ТГФ, 1961.
434. *Мардиросьян А. Н.* Прогнозно-металлогеническая карта платиноносности Северного, Среднего и Южного Урала масштаба 1 : 500 000. Отчет за 1988–1992 гг. – Екатеринбург, ТГФ, 1992.
435. *Марков С. Н., Старцев Б. Е.* Отчет: «Геология и металлоносность района Шилово-Коневакской группы гранитных массивов» за 1970 г. – Свердловск, ТГФ, 1971.
436. *Машаров А. А., Копанев В. Ф., Булгаков В. Г.* Групповое геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Иткульской площади в пределах листов О-41-122-А (ю. п.), В, Г (з. п.); О-41-13-А, Б, В (с. п.), Г и общие поиски на рудное золото на Иткульском и Сысертском участках. Свердловск, ТГФ, 1990.
437. *Мормиль С. И.* Отчет о результатах оценочных работ на цирконсодержащих россыпях в пределах Свердловской области за 2000–2002 гг. Отчет Центральной ГПП. – Екатеринбург, ТГФ, 2002.
438. *Мормиль С. И.* Отчет о результатах прогнозно-поисковых работ на иттриеносные коры выветривания в пределах Восточно-Уральской структурно-металлогенической зоны (Сысертско-Тюбукская площадь) за 2002–2004 гг. Отчет Центральной ГПП. – Екатеринбург, ТГФ, 2004.
439. *Назаров А. И.* и др. Отчет о результатах геофизических работ, проведенных на Верхне-Туринском профиле в Красноуральском, Кушвинском районах Свердловской

- области и Горнозаводском районе Пермской области в 1978–1979 гг. – Свердловск, ТГФ, 1979.
440. *Наркисова В. В.* Петрохимия позднеордовикских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала. Автореферат канд. дис. – М.: МГУ, 2005.
441. *Наседкина В. А., Зенкова Г. Г., Брейвель Н. М.* Отчет «Биостратиграфическое расчленение карбонатных и терригенно-карбонатных разрезов верхнего девона на восточном склоне Среднего и Северного Урала и их корреляция с разрезами западного склона Урала» за 1993–1996 гг. – Екатеринбург, ТГФ, 1996.
442. *Олерский В. П., Соляник Н. В.* и др. Геологическая карта Урала, листы О-41-12-А, Б (зап. пол.), О-41-112-Г (юж. пол.). Отчет Клевакинского ГСО за 1964–1966 гг. – Свердловск, ТГФ, 1967.
443. *Олерский В. П., Копанев В. Ф., Ломаев М. А.* и др. Общие поиски на Покровско-Малотрифоновском участке в пределах Рефтинской площади группового геологического доизучения. Отчет Рефтинской геологосъемочной партии за 1976–1978 гг. – Свердловск, ТГФ, 1978.
444. *Олерский В. П., Машаров А. А., Грабежеева Т. Г.* и др. Геологическая съемка и геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 групповым методом Рефтинской площади. Листы: О-41-88-В (ю.-в. четверть), О-41-88-Г (ю.-з. четверть), О-41-100-А, Б, В, Г; О-41-112-А, Б, В, Г (северная половина). Отчет Рефтинской геологосъемочной партии за 1973–1978 гг. – Свердловск, ТГФ, 1978.
445. *Олерский В. П.* и др. Групповое геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Адуйской площади, листы О-41-87-В (ю. п.), О-41-99-А, Б, В, О-41-111-А, В в Режевском, Березовском и Белоярском районах Свердловской области (Отчет Западно-Адуйской ГСП за 1979–1984 гг.). – Свердловск, ТГФ, 1984.
446. Отчет по объекту № 5/4 «Составление ГИС-атласа карт геологического содержания масштаба 1 : 500 000 по Свердловской области» в рамках объекта «Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (Составление ГИС-атласа карт геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Уральского ФО)». – Екатеринбург, 2003.
447. *Папулов Г. Н., Платонова Н. И.* и др. Сводный геологический отчет по Туринской опорной скважине. – Свердловск, ТГФ, 1958.
448. *Парфенов В. В.* и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Карабашской площади в пределах листов О-41-121-Г (з. п.), О-41-133-А (в. п.), Б (без с-в ч.), Г; N-41-1-Б (без ю-з ч.), Г (с-в и ю-з ч.); N-41-13-А (ю-в.ч.), Б (з. п.), В (в. п.) и общие поиски на медные руды в пределах Маукско-Коркодинской и Ольховской колчеданосных зон. Отчет Карабашского отряда за 1983–1989 гг. – Свердловск, ТГФ, 1989.
449. *Перевозчиков Б. В.* и др. Отчет по теме: «Оценка ресурсного потенциала хромовых руд района транспортного коридора Урал промышленный–Урал Полярный». – Пермь: Пермский университет, 2005.
450. *Петров Г. А., Григорьев А. Г., Зубков А. И.* и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) листов О-40-ХVIII и О-41-ХIII Среднеуральской серии (Салдинская площадь). Отчет Салдинской ГСП за 1993–2001 гг. – Екатеринбург, ТГФ, 2001.
451. *Плюснин К. П.* и др. Объяснительная записка к тектонической карте южной части Тагильского синклиория и смежных структурных зон. Отчет Тагильской тематической партии за 1964–1966 гг. – Свердловск, ТГФ, 1966.
452. *Плюснин К. П., Плюснина А. А.* Составление палеотектонических карт Урала масштаба 1 : 1 000 000 (отчет Тектонического отряда за 1974–1977 гг.). – Свердловск, ТГФ, 1977.
453. *Плюснин К. П.* Структурно-тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. – Свердловск, ТГФ, 1993.
454. *Плюснина А.А., Постоялко М.В., Арбанова Е.С.* и др. Изучение и описание опорных разрезов нижнего карбона восточного склона Среднего Урала. Отчет по теме: А.П.2/С(10), за 198–1987 гг. – Свердловск, ТГФ, 1987.

455. *Попов О. П., Скорынина А. Н.* Отчет о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка прогнозных ресурсов руд хрома, марганца, вольфрама, молибдена и бокситов на территории Свердловской, Челябинской и Курганской областей и Ямало-Ненецкого и Ханты-Мансийского АО по состоянию на 1.01.2003 г. (бокситы). — Екатеринбург, ТГФ, 2003.

456. *Поляков М. А., Полякова Н. В., Сюткина Р. А.* О геологическом строении и слюдоносности восточного контакта Мурзинской гранитной интрузии в Сусано-Режевском районе. (Отчет Мурзинской поисково-съёмочной партии о результатах работ, проведенных в 1950 г. в восточной половине планшетов О-41-75-В и О-41-87-А и западных половинах планшетов О-41-75-Г и О-41-87-Б). — Свердловск, ТГФ, 1952.

457. *Прямоносов П. С.* Составление прогнозной карты на железные руды масштаба 1 : 200 000 западного борта средней и южной части Тагильского прогиба и Пийско-Романовской железорудной зоны (отчет партии эндогенной металлогении за 1978–1983 гг.) — Свердловск, ТГФ, 1983.

458. *Пугин В. А., Петровская Л. Г.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ, проведенных на участке Глинском в 1982–1985 гг., пос. Нейво-Шайтанский. — Свердловск, ТГФ, 1985.

459. *Пугин В. А., Гальцин Ю. П.* Отчет о результатах поисковых работ на изумруды, проведенных в пределах Режевской площади в 198–1988 гг. — Свердловск, ТГФ, 1988.

460. *Рабинович С. Д., Краева А. И.* Отчет по Марсятскому месторождению марганцевых руд на 1950–1951 гг. — Свердловск, ТГФ, 1952.

461. *Рапопорт М. С.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-41-135-Б, В, Г. Отчет Игишского отряда о результатах работ за 1965–1968 гг. — Свердловск, ТГФ, 1968.

462. *Рапопорт М. С., Васильева З. В., Комарова З. И.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы О-41-123-А, Б, В, Г и О-41-135-А. Отчет Свободинского отряда УКСЭ по итогам работ за 1968–1970 гг. — Свердловск, ТГФ, 1970.

463. *Рапопорт М. С.* Геология и магматизм района Шиловско-Коневской группы гранитоидных массивов на Среднем Урале. Автореф. канд. дис. — Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 1971.

464. *Рапопорт М. С., Медяков И. А., Калугина Р. Д.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы: О-41-99-Г, О-41-111-Б, О-41-111-Г. Отчет Белоярского геологосъёмочного отряда по геологическому доизучению за 1970–1974 гг. — Свердловск, ТГФ, 1974.

465. *Рапопорт М. С., Рудица Н. И.* Составление прогнозно-металлогенической карты Урала и Северного Казахстана на железные руды масштаба 1 : 500 000 на структурно-формационной основе. Отчет по теме за 1986–1988 гг. — Свердловск, ТГФ, 1988.

466. *Рапопорт М. С., Сурганов А. В.* Отчет по теме: «Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категорий P_3 , P_2 , P_1 основных твердых полезных ископаемых по состоянию на 1.01.1998 г. по территории деятельности Уралгеолкома. (Железные руды)». — Екатеринбург, ТГФ, 1997.

467. *Роненсон Б. М., Доброхотова Е. С.* и др. Геология и минералогия Вишневого гора. Отчет по теме: «Изучение геологической структуры, минералогии и генезиса редкометалльного оруденения Вишневогорского щелочного массива на Среднем Урале», проводимой по договору № 195 с Центральной поисковой экспедицией УТУ за 1956–1958 гг. МГРИ им. Орджоникидзе, Челябингеолфонд, 1959.

468. *Роненсон Б. М.* Петрология вишневогорского щелочного комплекса на Урале. Автореф. докт. дис. — М., 1966.

469. *Рудаков А. И.* Геология и структурные формы локализации Уральских месторождений изумрудов в слюдитах. Канд. дис. — Томск: Томский государственный университет, 2006.

470. *Рыбалка А. В.* и др. Информационный отчет по работам на Пилот-профиле методом ОГТ в районе СГ-4, выполненной в рамках проекта «Уралиды» международной программы Европроба. БГЭ, пос. Шеелит. — Екатеринбург, ТГФ, 1999.

471. *Рыбалка А. В.* и др. Отчет по объекту «Создание глубинного Средне-Уральского трансекта на основе объединения фрагментов опорных и региональных геолого-геофизических профилей для оценки минерагенического потенциала региона». — Екатеринбург, ТГФ, 2006.

472. *Рыбалка В. М.* и др. Отчет по теме А.VI.3 «Построение комплексной модели земной коры Урала» за 1989–1990 г. — пос. Шеелит, 1990.

473. *Савельева К. П.* и др. Отчет «Прогнозно-поисковые работы на рудное золото на северном фланге Краснотурьинской рудной зоны в пределах Сосьвинско-Волчанской площади» за 2000–2003 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 2003.

474. *Савельева К. П., Хрынов В. Н.* Отчет о выполнении договорной работы по теме: «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы» в Уральском федеральном округе по состоянию на 1.01.2003 г. (золото рудное). — Екатеринбург, ТГФ, 2003.

475. Сводный отчетный баланс запасов строительных материалов, поделочных камней и агросырья по Свердловской области за 1986 г. — Свердловск, ТГФ, 1987.

476. *Смирнов В. Н.* Рефтинский ареал интрузивного магматизма (Восточно-Уральская вулканогенная зона). Канд. дис. — Свердловск, ИГГ УНЦ АН СССР, 1982.

477. *Соболев И. Д., Дианова Т. В.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-41-85-В и Г. Отчет о работах Кировградской ГСП за 1943 г. — Свердловск, ТГФ, 1946.

478. *Соболев И. Д., Пояркова Н. В.* Краткая пояснительная записка к сводной геологической карте Урала масштаба 1 : 200 000. — Свердловск, ТГФ, 1962.

479. *Соболев И. Д.* (ред.) Геологическая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000. — Свердловск, ТГФ, 1971.

480. *Соболев М. Т., Устюжанинов В. Г.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы О-41-113-А, В, О-41-125-А (Отчет Богдановического геологосъемочного отряда за 1968–1971 гг.). — Свердловск, ТГФ, 1972.

481. *Спаский А. А., Мардиросьян А. Н., Зайнулин Р. Н.* Отчет о поисково-съемочных работах масштаба 1 : 10 000, проведенных Петрокаменской геологоразведочной партией на амфибол-асбест в южной части Восточно-Тагильского перидотитового массива в 1958–1960 гг. — Свердловск, ТГФ, 1965.

482. *Старцев Н. Н., Бурасов Л. Г., Голиков А. Ф.* и др. Отчет по геологической съемке и поисках голубого асбеста масштаба 1 : 10 000, проведенных в центральной части Алапаевско-го ультраосновного массива в 1958–1962 гг. Листы О-41-75-Г-а (ю. п.), б (ю. п.), в (с. п.), г (с. п.). — Свердловск, ТГФ, 1963.

483. *Стефановский В. В., Топорков В. Я.* Составление литолого-палеогеографических карт Урала масштаба 1 : 1 500 000–1 : 2 500 000 плиоцен-четвертичного (доледникового) времени. — Свердловск, ТГФ, 1988.

484. *Стефановский В. В.* Отчет по теме : «Комплексное изучение кайнозойских отложений в промышленных карьерах Свердловской области» за 1993–1997 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 1998.

485. *Столлнер М. Н., Фундер Г. И.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-41-136-Б, Г.; О-41-137-А (з. п.). Отчет Зауральской комплексной геолого-съемочной партии за 1964–1965 гг. — Свердловск, ТГФ, 1967.

486. *Сухоруков А. М., Глазырина Н. С.* и др. Четвертичные отложения восточного склона Среднего Урала. — Свердловск, ТГФ, 1963.

487. *Сухоруков А. М.* Отчет по теме «Составление дежурных и оперативных карт по топливно-энергетическим ресурсам Свердловской области». — Екатеринбург, ТГФ, 2001.

488. *Сюткина Р. А., Угрюмова Л. И., Сычева Э. А.* Стратиграфия и петрология силурийских и нижнедевонских вулканогенных образований средней части Тагильского мегасинклинария. — Свердловск, ТГФ, 1975.

489. *Филиппов В. А., Сысоева З. З., Шарманов Б. Ф.* и др. Отчет о результатах поисковых работ на медь на Мезенском участке. — Екатеринбург, ТГФ, 1991.

490. *Фундер Г. И., Шихов В. Г., Медяков И. А.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-41-12-Г, О-41-136-А, В. — Свердловск, ТГФ, 1969.
491. *Хрыпов И. В.* Отчет по объекту: «Оценка перспектив и изучение условий формирования и локализации новых типов золоторудных месторождений в пределах вулканогенно-терригенных толщ Краснотурьинской рудной зоны Северного Урала» за 2000–2003 гг. — Екатеринбург, ТГФ, 2003.
492. *Хуснутдинов Ф. Ф.* Объяснительная записка к обзорной карте месторождений строительных материалов Свердловской области масштаба 1 : 1 000 000. — М.: Росгеолфонд, 1988.
493. *Цюцкий С. С.* Отчет о результатах НИР по теме: «Развитие минерально-сырьевой базы кварца России на основе разработки высокоэффективных промышленных технологий получения высококачественных кварцевых концентратов для плавки прозрачного кварца и поиска новых нетрадиционных источников кварцевого сырья». — Екатеринбург, ТГФ, 2001.
494. *Чащухина В. А.* Акцессорные минералы гранитоидов Шилоовско-Коневской группы массивов. Авторефер. канд. дис. — Свердловск, ИГГ УФАН СССР, 1973.
495. *Черепанов Ю. П., Алексеева Т. П.* Геологическое строение Нижнего Прииртышья. Отчет о результатах групповой геологической съемки масштаба 1 : 200 000 листов О-41-V, XII, XVIII, XXIV, XXXVI; О-42-I-XIV, XVI–XVIII, XXIII; Р-42-XXXI–XXXII и геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 листов Р-42-XXXIV–XXXVI. — Тюмень, ТФИ, 1983.
496. *Чувиллин В. А.* и др. Гидролитохимическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 по стоку малых рек и озер. Листы О-40, О-41, N-41 (геол. задание № 75–44/3). — Екатеринбург, ТГФ, 1996.
497. *Чувиллин В. А.* Прогнозно-поисковые работы масштабов 1 : 200 000–1 : 50 000 на Буткинско-Байкаловской площади Зауралья с целью выделения участков для поисков гидrogenных месторождений урана. — Екатеринбург, ТГФ, 2008.
498. *Шалагинов В. В., Тюриков В. С.* и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы Р-40-8-Г, Р-40-96-Б. Отчет Ушминского ГСО за 1965–1970 гг. — Свердловск, ТГФ, 1970.
499. *Шалагинов В. В., Стефановский В. В.* Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание). — Екатеринбург, ТГФ, 1998.
500. *Шалагинов В. В.* Отчет по объекту № 18–12: «Составление легенды Уральской серии листов ГК-1000 с минерагеническим блоком в границах Средне-Уральской и Зауральской серий листов ГК-200, создание минерагенического блока к серийной легенде Средне-Уральской серии ГК-200» в рамках объекта № 18 «Методическое обеспечение и сопровождение региональных геолого-геофизических и геологосъемочных работ». — СПб.: ОГФ ВСЕГЕИ, 2005.
501. *Шнейдер Б. А., Ширинова Д. И.* Литолого-палеогеографическое изучение средне-девонских и верхнедевонских отложений Алапаевско-Теченского мегаинклинория на Среднем Урале. — Свердловск, ТГФ, 1973.
502. *Шурыгина М. В., Брейвель М. Г.* и др. Отчет по теме: «Монографическое описание фауны нижнего силура Главной колчеданной полосы Урала». — Свердловск, ТГФ, 1968.
503. *Шурыгина М. В., Брейвель М. Г.* и др. Отчет по теме: «Опорный разрез силурийско-нижнедевонских отложений Петропавловской бокситоносной структурно-фациальной зоны восточного склона Урала». — Свердловск, ТГФ, 1982.
504. *Шурыгина М. В., Милицина В. С.* Отчет по теме: «Палеонтологическое обоснование возраста и связанных с ними вулканогенных толщ силура и девона Восточно-Уральского прогиба в районе от р. Багаряк до р. Средний Тогузак». — Екатеринбург, ТГФ, 1992.
505. *Юрганова И. М., Помелова Л. С., Козлов А. А.* Геолого-экономическая оценка минерально-сырьевой базы Уральского экономического района (Отчет по теме ЗД/67 г.). — Свердловск, ТГФ, 1968.

506. *Юрецкий В. Н., Петров В. И.* и др. Отчет Ильменогорского геологосъемочного отряда о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 Ильменогорской площади листов: О-41-13-В (ю. п.), N-41-2-А, N-41-1-Г (в. п.), N-41-2-В (з. п.), N-41-13-Б (в. п.), N-41-1-А (з. п.), N-41-13-Г, N-41-1-В, N-41-25-А, N-41-25-Б (без ю-в.четв.), В (в. п.), Г (з. п.), N-41-37-А, N-41-37-Б (з. п.) в Каслинском и Аргаяшском районах и территориях городов Кыштым, Карабаш, Миасс, Чебаркуль Челябинской области за 1976–1982 гг. – Челябинск, ТФИ, 1982.

507. *Юрин Ю. Ф., Фролов Н. К.* и др. Отчет по производственным работам по составлению схематической геологической карты масштаба 1 : 25 000 Шемурско-Шегульганской структуры (листы Р-40-120-В-г (южн. пол.), Р-40-120-Г-в (юго-зап. часть), Р-40-132-А-б, Р-40-132-А-г (сев. пол.), Р-40-132-Б-а (зап. пол.), Р-40-132-Б-в (сев.-зап. часть) Тарньерско-Шемурского горнорудного района за 1982–1986 гг. – Свердловск, ТГФ, 1986.

508. *Язева Р. Г., Молошаг В. П., Бочкарев В. В.* и др. Отчет по теме «Изучение геолого-геохимических особенностей Сафьяновского месторождения медных руд. Критерии поисков». ИГГ УрО РАН, 1991.

509. *Ярославцев Г. В.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Верхне-Макаровской площади в пределах листов О-41-109-Г, О-41-110-В-в, г; О-41-122-А-а, б; О-41-121-В; О-41-121-Г-б, г; О-41-133-Б-б и общие поиски на площади ГДП и в пределах листов О-41-121-А-б; О-41-121-Г-а. Отчет Мраморской ГСП за 1989–1994 гг. – Екатеринбург, ТГФ, 1995.

510. Отчет по объекту «Составление ГИС-атласов геологического содержания масштаба 1 : 1 000 000 Ханты-Мансийского автономного округа и масштаба 1 : 500 000 юга Тюменской области» / В. В. Боровский, Я. Э. Файбусович, Н. В. Кабатов. – Тюмень, 2003.

**Указатель месторождений, проявлений, ореолов рассеяния
полезных ископаемых к картам полезных ископаемых,
закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых
и плиоцен-четвертичных образований листа О-41 Госгеолкарты РФ
масштаба 1 : 1 000 000**

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-1-1	Золото	РС	Макарьевка, Макарьевское Болото	34
I-1-2	Золото	П	Макарьевское	34
I-1-3	Золото	РС	Большая Волчанка с притоками	34
I-1-4	Золото	П	Чернореченское	34
I-1-5	Уголь бурый	ММ/Э	Волчанское	34
I-1-6	Известняк флюсовый	ММ	Волчанское	34
I-1-7	Медь	П	Дражный участок	34
I-1-8	Золото	РС	Чернореченская	34
I-1-9	Уран	П	Волчанское	34
I-1-10	Золото	П/О	Ларьковское	34
I-1-11	Золото	РС/О	Ларьковская	34
I-1-12	Хром	П/О	Устейские рудники I, II	34
I-1-13	Туф строительный	МК	33-й квартал	34
I-1-14	Известняк флюсовый	МК	Турьинское	34
I-1-15	Медь, железо	МС/Э	34-й квартал	34
I-1-16	Золото	РМ	Харитоновская	34
I-1-17	Железо, медь	ММ/Э	Вадимо-Александровское	34
I-1-18	Золото	РМ	Песочная	34

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-1-19	Золото	РС/Э	Каменская	34
I-1-20	Медь, железо	МС	Краснотурьинская группа	34
I-1-21	Алюминий	ММ	24-е рудное тело	34
I-1-22	Глины огнеупорные	МК/Э	Белкинское	34
I-1-23	Никель, кобальт	МК/Э	Серовское	34
I-1-36	Уголь бурый	П	Замарайское	34
I-1-24	Золото	РС	Пещерная	34
I-1-27	Железо, медь, золото	МС/Э	Песчанское	34
I-1-28	Железо, медь, кобальт	ММ/О	Ауэрбаховское	34
I-1-26	Алюминий	П	Серовское	34
I-1-25	Железо	МК	Серовское	34
I-1-29	Золото	РС	Холодная	34
I-1-30	Золото	МК/Э	Воронцовское	34
I-1-31	Золото	РС	Северо-Воронцовская	34
I-1-34	Известняк флюсовый	МК	Северо-Воронцовское	34
I-1-33	Золото	РС	Воронцовская	34
I-1-32	Железо, медь, кобальт	ММ/О	Воронцовское	34
I-1-35	Золото	РС	Марганцовка	34
I-1-37	Хром	П/О	Кольский рудник	34
I-1-38	Вода питьевая	МК/Э	Серовское-2	34
I-1-40	Марганец	ММ	Колинское	34
I-1-39	Золото	РП	Каквинский участок	34
I-1-41	Марганец	П	Крутоложское	34
I-1-42	Марганец	П	Комаровское	34
I-1-43	Алюминий, ванадий	ММ	Тотинское	34

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоённость	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-1-44	Золото	РМ/Э	Большая Катасьма	34
I-1-45	Золото	П	Катасьминское	34
I-1-46	Золото	П/О	Серебрянское	34
I-1-47	Медь, молибден	П	Верхне-Лобвинское	34
I-1-48	Уголь бурый	П	Катасьминское	34
I-1-49	Золото	РС/О	Белужная	34
I-1-50	Золото	П/О	Мысовское	34
I-1-51	Уголь бурый	П	Рыбное	34
I-1-52*	Глины кирпичные	ММ/Э	Волчанское II	34
I-1-53*	Торф	МК	Межевое	34
I-1-54*	Торф	МК	Проничево	34
I-1-55*	Торф	МК	Андриановское	34
I-1-56*	Глины кирпичные	МС	Брусничное	34
I-1-57*	Торф	МК	Лозьвинское	34
I-1-58*	Глины керамзитовые	МК/Э	Серовское	34
I-1-59*	Торф	МК	Урайская Сагра	34
I-1-60*	Глины кирпичные	ММ/Э	Серовское	34
I-1-61*	Песчано-гравийный материал	ММ/О	Колинское	34
I-1-62*	Торф	МК	Таньшанское	34
I-1-63*	Торф	МК	Катасьминское	34
I-1-64*	Торф	МК	Поперечное 1	34
I-1-65*	Торф	МК	Пьяная Сагра	34
I-2-1*	Торф	МК	Тальминское	35
I-2-2*	Торф	МК	Горно-Синдейское	35
I-2-3*	Торф	МК	Ильюшинское	35
I-2-4*	Торф	МК	Дулковское	35
I-2-5*	Торф	МК	Куликовское	35
I-2-6*	Торф	МК	Большое	35

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
I-3-1*	Торф	МК	Павинское	35
I-3-2*	Торф	МК	Усьпинское	35
I-3-3*	Торф	МК	Савицкое	35
I-3-4*	Торф	МК	Ворьинское	35
I-3-5*	Торф	МК	Синтурское	35
I-3-6*	Торф	МК	Кульминское	35
I-3-7*	Торф	МК	Зимнее	35
I-3-8*	Торф	МК	Русское	35
I-3-9*	Глины кирпичные	ММ/О	Гаринское	35
I-3-10*	Торф	МК	Воробьинское	35
I-4-1	Нефть	ММ	Ереминское	35
I-6-1*	Глины кирпичные	МС	Леушинское	510
I-6-2*	Глины кирпичные	МС/Э	Междуреченское	510
II-1-1	Золото	РМ	Кедровая	36
II-1-2	Железо	ММ	Питателевское	36
II-1-3	Золото	РС	Питателева Лата, Крутая Лата	36
II-1-4	Золото	РМ	Родничный ручей	36
II-1-5	Уголь бурый	П	Латинское	36
II-1-6	Ртуть, сурьма	П	Лялинское	36
II-1-7	Железо	П	Поселок Ключи	36
II-1-8	Железо	П	Толокнянское	36
II-1-9	Золото	РП	Лялинский участок	36
II-1-10	Золото, ртуть	П/О	Травяное	36
II-1-11	Медь	П	Лялинский, Гилевский рудники	36
II-1-12	Золото/платина	РП	Ермаковский участок	36
II-1-13	Алюминий	П	Винновское, Актай-Талицкое	36

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-1-14	Золото/платина	РК	Туринская	36
II-1-15	Платина, золото	РП	Туринско-Талицкий участок	36
II-1-17	Молибден, висмут	ПМ	Путинцев Хутор	36
II-1-16	Золото/платина	РС	Туринско-Талицкая	36
II-1-18	Золото/платина	РС	Пехтыш—Большая Глубокая	36
II-1-19	Платина	РМ	Перевозная Боровина	36
II-1-20*	Торф	МК	Бухряковское	36
II-1-21*	Торф	МК	Мало-Латинское	36
II-1-22*	Торф	МК	Черное 1	36
II-1-23*	Торф	МК	Отванское	36
II-1-24*	Торф	МК	Салтановское	36
II-1-25*	Глины кирпичные	ММ/О	Верхотурское	36
II-1-26*	Торф	МК	Коридор	36
II-2-1	Уран	ПМ	Сосьвинский	37
II-2-2	Железо	П	Романовское	37
II-2-3	Железо, медь	ММ	Светлоозерское	37
II-2-4	Уран	ПМ	Светлоозерский	37
II-2-5	Уран	П	Лапинское	37
II-2-6	Фосфорит	П	Красногорское, Захаровское	37
II-2-7	Железо	П	Юконское	37
II-2-8*	Торф	МК	Нюрминское	37
II-2-9*	Торф	МК	Копыловское	37
II-2-10*	Торф	МК	Павловское	37
II-2-11*	Торф	МК	Пьяное Болото	37
II-2-12*	Торф	МК	Ступинское	37
II-2-13*	Торф	МК	Савенково	37

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
II-2-14*	Песчано-гравийный материал	МК	Карпунинское I, II	37
II-3-1	Уран	ПМ	Чарский	35
II-3-2*	Торф	МК	Евалгинское	35
II-3-3*	Торф	МК	Кошайское	35
II-3-4*	Торф	МК	Туринское	35
II-3-5*	Торф	МК	Березовское I	35
II-3-6*	Торф	МК	Неглинское	35
II-3-7*	Торф	МК	Березовское	35
II-3-8*	Торф	МК	Тугайская Тундра	35
II-6-1*	Торф	ММ	Куминское	495
III-1-1	Платина, золото	РП	Емехский участок	39
III-1-2	Медь	П	Северо-Романихинское	39
III-1-3	Медь, цинк, золото	ММ	Северо-Калугинское	39
III-1-4	Золото	РС	Выйская (Салдинская)	39
III-1-5	Золото с платиной	РП	Выйский участок	39
III-1-6	Золото	РС	Айвинская	39
III-1-7	Золото/платина	РМ	Большой Чирок	39
III-1-8	Золото с платиной	РП	Айвинский участок	39
III-1-9	Медь, цинк	МС/О	Красногвардейское	39
III-1-10	Золото	РМ/Э	Сухоложская группа	39
III-1-11	Железо	ММ	Истокское	39
III-1-12	Медь	П	Новоселовское	39
III-1-13	Золото	ММ/О	Богомоловское	39
III-1-14	Золото	РМ	Богомоловская	39
III-1-15	Золото с платиной	РП	Пра-Нива участок	39
III-1-16	Медь, цинк, золото	ММ	Восточно-Кушайское, Спасо-Серноколчеданное	39

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-1-17	Уголь бурый	П	Шайтанское	39
III-1-18	Золото	РМ	Петропавловский Лог	39
III-1-19	Уран	П	Салдинское	39
III-1-20	Золото	РМ	Манера	39
III-1-21	Хром	П/О	Петровское	39
III-1-22	Золото/платина	РП	Тагил (долина) – участок	39
III-1-23	Мусковит	П	Нижне-Салдинское	39
III-1-24	Золото	П	Горно-Анатолийское	39
III-1-25	Медь	П	Малыгинское	39
III-1-26	Песок формовочный	МК/Э	Басьяновское	39
III-1-27	Золото	РП	Ясьвинский участок	39
III-1-28	Золото	П	Ясьвинское	39
III-1-29	Золото	РМ/О	Ясьвинская	39
III-1-30	Золото с платиной	РП	Магдара участок	39
III-1-31	Медь, цинк	ММ	Уткинское	39
III-1-32	Золото/платина	РП	Токовая	39
III-1-33	Золото с платиной	РП	Выносный участок	39
III-1-34	Золото/платина	РС	Тагильская группа россыпей	39
III-1-35	Золото/платина	РМ	Тагильская (устье р. Ольховки – пос. Выюшино)	39
III-1-36	Золото	РП	Кантуровский По-кос – участок	39
III-1-37	Золото	РМ	Кантуровский По-кос	39
III-1-38	Железо	П	Усть-Шайтанское	39
III-1-39	Золото	П/О	Харитоновское	39
III-1-40	Золото	П	Чадарское	39
III-1-41	Золото/платина	РМ	Белая Теляна	39

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-1-42	Известняк флюсовый	МС	Шайтанское	39
III-1-43	Кварц жильный молочно-белый	ММ	Нелобское	39
III-1-45*	Торф	МК	Щукино	39
III-1-46*	Торф	МК	Косылманское I, II	39
III-1-47*	Торф	МК	Бродовское	39
III-1-48*	Торф	МК	Ольчское	39
III-1-49*	Торф	МК	Леневское	39
III-1-50*	Торф	МК/Э	Кокшаровско-Комбаевское	39
III-1-51*	Торф	МК/Э	Басьяновское	39
III-1-52*	Торф	МК/Э	Казачье	39
III-1-53*	Песчано-гравийный материал	МС/Э	Басьяновское	39
III-1-54*	Торф	МК	Нивинское	39
III-1-55*	Глины кирпичные	ММ/Э	Верхнесалдинское	39
III-1-56*	Торф	МК/Э	Солоничное	39
III-1-57*	Глины керамзитовые	ММ/Э	Верхнесалдинское	39
III-2-1	Уран	П	Юконское	40
III-2-2	Железо	П	Карповское	40
III-2-3	Уголь бурый	ММ	Юконское	40
III-2-4	Железо	ММ	Большереченское	40
III-2-5	Железо	П	Чернопийское	40
III-2-6	Молибден, висмут	П	Пийское	40
III-2-7	Железо	П	Камбаихское	40
III-2-8	Золото/платина	РП	Нижнетагильский участок	40
III-2-9	Уран	ПМ	Бреховской	40
III-2-10	Уголь каменный	МС	Махневское (Ерзовское)	40

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-2-11	Уран	ПМ	Москальский	40
III-2-12	Уран	ПМ	Кваршинский	40
III-2-13	Уран	П	Бобровское	40
III-2-14	Алюминий	ММ	Мугайское	40
III-2-15	Тантал	П	Медведевское	40
III-2-16	Уголь каменный	П	Северо-Еловское	40
III-2-17	Медь	П	Кулымский участок	40
III-2-18	Уголь каменный	ММ	Еловское	40
III-2-19	Уголь каменный, кокс	П	Рычковское	40
III-2-20	Уголь каменный	ММ	Липовское (Пономаревское)	40
III-2-21	Уран	П	Акинфиевское	40
III-2-22	Уголь каменный	ММ	Трошковское	40
III-2-23	Уран	ПМ	Мугайский	40
III-2-24*	Торф	МК	Уклонское	40
III-2-25*	Торф	МК	Юоново	40
III-2-26*	Торф	МК	Анастасиевское	40
III-2-27*	Торф	МК	Боровое	40
III-2-28*	Песчано-гравийный материал	МК/Э	Перевалокское	40
III-2-29*	Торф	МК	Гаевское	40
III-2-30*	Торф	МК	Полдневское	40
III-2-31*	Торф	МК	Чистое—Алапаевское	40
III-2-32*	Глины керамзитовые, кирпичные	МК	Мысовское	40
III-2-33*	Песок строительный	ММ/Э	Мысовское	40
III-2-34*	Торф	МК	Мысовское	40
III-2-35*	Торф	МК	Красно-Мугайское	40
III-3-1	Уголь бурый	П	Норицино-Ершовское	41

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
III-3-2*	Торф	МК	Шемейное I	41
III-3-3*	Торф	МК	Шемейное II	41
III-3-4*	Торф	МК	Круглая Тундра	41
III-3-5*	Торф	МК	Турачева	41
III-3-6*	Торф	МК	Чистое	41
III-3-7*	Торф	МК	Сатанихинское	41
III-4-1*	Торф	ММ	Маройский Рукав	38
III-4-2*	Торф	ММ	Льковское	38
III-4-3*	Глины кирпичные	МК	Туринское	38
III-6-1	Газ, нефть	ММ/Э	Карабашское	495
III-6-2*	Сапропель	П	Оз. Большая Индра	495
III-6-3*	Сапропель	П	Оз. Шайтанское	495
III-6-4*	Сапропель	П	Оз. Янычково	495
III-6-5*	Сапропель	П	Оз. Большое Сатыково	495
III-6-6*	Торф	МС	Лисье–Кумбаевское	495
III-6-7*	Глины кирпичные	МК/Э	Тавдинское	495
IV-1-1	Медь, цинк, золото	ММ	Северо-Ольховское	42
IV-1-2	Габбро строительное	ММ	Никитинское	42
IV-1-3	Железо, медь	МС/Э	Лебяжинское	42
IV-1-4	Золото	П	Сальское	42
IV-1-5	Золото	РП	Исинский участок	42
IV-1-6	Диорит строительный	МК/Э	Валегин Бор	42
IV-1-7	Железо, титан	П	Зональное	42
IV-1-8	Железо, титан	П	Журавлевское	42
IV-1-9	Золото/платина	РС	Исинская	42
IV-1-10	Золото/платина	РМ	Большой Павловский Лог	42

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-1-11	Золото	П/О	Вилуйское	42
IV-1-12	Золото/платина	РМ	Вилуйская	42
IV-1-13	Серпентиниты строительные	МК/Э	Красноуральское	42
IV-1-14	Асбест хризотил-овый	ММ	Красноуральское	42
IV-1-15	Золото/платина	РМ	Скороходиха	42
IV-1-16	Золото	РМ	Шайтанская (правый приток р. Тагил)	42
IV-1-17	Золото/платина	РМ	Шиловка	42
IV-1-18	Золото	ММ	Северо-Долгомысовское	42
IV-1-19	Железо, титан	П	Кузминское	42
IV-1-20	Золото	ММ	Долгий Мыс	42
IV-1-21	Золото	РС/О	Березовый и Титовский Лога	42
IV-1-22	Золото	П	Ичетское	42
IV-1-23	Золото	РП	Нижнейвинский участок	42
IV-1-24	Золото	П	Шиловское	42
IV-1-25	Золото	П	Восточно-Долгомысовское	42
IV-1-26	Графит	ММ	Мурзинское	42
IV-1-27	Асбест амфиболовый	ММ/Э	Шиловское I	42
IV-1-28	Золото	П	Ключик	42
IV-1-29	Золото	П	Рудноболотское	42
IV-1-30	Платина	П	Луковское	42
IV-1-31	Железо, титан	П/О	Редка	42
IV-1-32	Никель, кобальт	П	Анатовское	42
IV-1-33	Железо, медь	П	Мокроусское	42
IV-1-34	Золото	РС	Нейва (полигон драги 53)	42

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-1-35	Золото/платина	PM/Э	Сербишная	42
IV-1-36	Золото	PM	Решинская	42
IV-1-37	Медь, цинк	MM/O	Хабуня	42
IV-1-38	Золото	PC	Аник-Пачка	42
IV-1-39	Золото/платина	PM	Дальнебыньговская, Новый Лог	42
IV-1-40	Железо, медь, кобальт	П	Старопаншинское	42
IV-1-41	Топаз, берилл	П	Сарапульская Заимка	42
IV-1-42	Золото	PC	Барашинская	42
IV-1-43	Золото/платина	PC	Сухоложская	42
IV-1-44	Золото	П	Сухогорско-Увальное	42
IV-1-45	Золото/платина	PC	Левобережная	42
IV-1-46	Золото	PC/O	Нейва (уч. Невьянск–Нижняя Таволга)	42
IV-1-47	Железо	П	Савковское	42
IV-1-48	Железо	П	Мингалевское	42
IV-1-49	Золото	MM	Январское (Ариничевское)	42
IV-1-50	Золото	PM/Э	Малобыньговская	42
IV-1-51	Железо, титан, ванадий	MM	Маюровское	42
IV-1-52	Золото/платина	PC	Ближнебыньговская	42
IV-1-53	Золото	PC	Нейва (целик под пос. Быньга)	42
IV-1-54	Золото	PM	Быньговский Лог	42
IV-1-55	Золото	MM	Быньговское	42
IV-1-56	Золото	PC/O	Таволжанская	42
IV-1-57	Золото	PC/Э	Увальная	42

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-1-58	Золото	РМ	Ольховская	42
IV-1-59	Золото	П	Осиновское	42
IV-1-60	Медь, цинк	П	Таволжанское	42
IV-1-61	Золото	РП	Северосаповский участок	42
IV-1-62	Золото	П	Коневское	42
IV-1-63	Золото	РМ	Малосапинская	42
IV-1-64	Молибден	П	Редкинское	42
IV-1-65	Золото	РМ	Пашковская	42
IV-1-66	Золото	П	Невьянская Середовина	42
IV-1-67	Золото	РС/Э	Большесапинская	42
IV-1-68	Золото	РМ	Большой Сап (уч. Сосновое Болото—пос. Коневое)	42
IV-1-69	Золото	РМ	Кировский, Назаровский Лога	42
IV-1-70	Известняки цементные	МК/Э	Невьянское	42
IV-1-71	Золото	РК/Э	Шуралинско-Ключевская	42
IV-1-72	Золото	РС/Э	Тамакульская	42
IV-1-73	Золото	РС	Белая	42
IV-1-74	Золото	РМ	Белые Пески	42
IV-1-75	Золото	РС/Э	Нейвинская	42
IV-1-76	Глины огнеупорные	МК/Э	Невьянское (Ключевское)	42
IV-1-77	Железо, медь	П	Шуралинское	42
IV-1-78	Золото	РС	Невьянская	42
IV-1-79	Медь	ММ	Шуралинское	42
IV-1-80	Золото	П	Горельское	42
IV-1-81	Медь	П	Красный Бор	42

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-1-82	Хром	П	Корельско-Лебяжинская группа	42
IV-1-83	Медь, цинк	ММ/О	Калатинская группа	42
IV-1-84	Золото	РМ	Глухоозерская	42
IV-1-85	Золото	РМ	Шуралинско-Ягодная (техногенное)	42
IV-1-86	Золото	П	Кунаро-Шайдурихинское	42
IV-1-87	Золото	РС	Аят (долина)	42
IV-1-88	Хром	П	Верхнетагильская группа	42
IV-1-89	Золото	РС/Э	Среднейвинская	42
IV-1-90	Золото	РМ/Э	Западно-Шайдурихинская	42
IV-1-91	Агат (переливт)	ММ	Шайтанское (Медведевское)	42
IV-1-92	Золото, ртуть	П/О	Аятское	42
IV-1-93	Молибден	П	Талицкое	42
IV-1-94	Золото	РМ	Талицкая	42
IV-1-95	Золото	РМ	Листвяная	42
IV-1-96	Золото	РП	Верхнережевской участок	42
IV-1-97*	Торф	МК	Сусанско-Озерское	42
IV-1-98*	Глины кирпичные	ММ/Э	Шайтанское	42
IV-1-99*	Глины кирпичные	ММ/О	Шайтанское	42
IV-1-100*	Торф	МК	Паклинское, Рудное	42
IV-1-101*	Глины кирпичные	МС/Э	Сербишевское	42
IV-1-102*	Глины кирпичные	ММ/Э	Левобережное	42
IV-1-103*	Глины кирпичные	ММ/Э	Невянское	42
IV-2-1	Песок формовочный	ММ	Норнинское (Тимошинское)	45

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-2-2	Песок стекольный	ММ	Путичное	45
IV-2-3	Алюминий	ММ	Нижне-Синячихинское	45
IV-2-4	Железо	ММ	Синячихинское	45
IV-2-5	Медь	П	Южно-Синячихинское, рудопроявления скв. 158, 160, 174	45
IV-2-6	Уран	П	Алапаевское II	45
IV-2-7	Уголь каменный	ММ	Алапаевское	45
IV-2-8	Алюминий	П	Чернушинское	45
IV-2-9	Асбест хризотил-овый	ММ	Лесное	45
IV-2-10	Хром	ММ/Э	Алапаихинское, Поденные рудники II, III	45
IV-2-11	Железо	ММ	Алапаевское	45
IV-2-12	Медь	П	Рудопроявление скв. 85	45
IV-2-13	Каолин	ММ	Песочный Лог	45
IV-2-14	Каолин	ММ	Пустаевское	45
IV-2-15	Изумруд	П	Глинское	45
IV-2-16	Пегматит керамический	МК	Алабашское	45
IV-2-17	Асбест амфиболовый	ММ	Алапаевское	45
IV-2-18	Железо	ММ	Зыряновское	45
IV-2-19	Никель, кобальт	ММ	Сусанское	45
IV-2-20	Хром	ММ/Э	Курмановское	45
IV-2-21	Серпентиниты	ММ/Э	Алапаевское	45
IV-2-22	Золото	ММ/О	Сусанское	45
IV-2-23	Уголь каменный	П	Таборское	45
IV-2-24	Свинец, цинк	П	Николаевское	45
IV-2-25	Аметист	МС	Ватиха	45

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-2-26	Гранит строительный	МК	Нейво-Шайтанское	45
IV-2-27	Известняк строительный	ММ	Верхнеермаковское	45
IV-2-28	Золото	П	Ново-Кривчанское	45
IV-2-29	Свинец, цинк	П	Ермаковское	45
IV-2-30	Изумруд	П	Участок II Детальный	45
IV-2-31	Никель, кобальт	П	Теплый Ключ	45
IV-2-32	Уголь каменный, кокс	ММ/Э	Подосининское	45
IV-2-33	Медь, цинк	П	Воронинский, Арамашевско-Режевской участки	45
IV-2-34	Никель, кобальт	ММ	Сохаревское	45
IV-2-35	Уголь каменный	П	Раскатинское	45
IV-2-36	Золото, ртуть	П	Арамашевское	45
IV-2-37	Изумруд	П	Участок Мостовский	45
IV-2-38	Никель, кобальт	ММ	Точильногорское	45
IV-2-39	Известняк флюсовый	МК/Э	Хвощевское II	45
IV-2-40	Уран	П	Георгиевское	45
IV-2-41	Уголь каменный	П	Родниковское	45
IV-2-42	Никель, кобальт	МС/О	Липовское	45
IV-2-43	Асбест хризотилловый	ММ	Режевское	45
IV-2-44	Никель, кобальт	П	Голендухинское	45
IV-2-45	Мрамор облицовочный	МС/Э	Першинское	45
IV-2-46	Никель, кобальт	ММ	Капарулинское	45
IV-2-47	Известняки цементные	ММ	Покровское	45
IV-2-48	Золото	П	Межевое	45

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-2-49	Никель, кобальт	ММ	Покровское	45
IV-2-50	Медь, цинк, золото	МС/Э	Сафьяновское	45
IV-2-51	Уран	П	Малотрифоновское	45
IV-2-52	Ртуть, сурьма	П	Егоршинское	45
IV-2-53*	Песок формовочный	ММ	Норнинское (Тимошинское)	45
IV-2-54*	Торф	МК	Чистое	45
IV-2-55*	Торф	МК	Кривое	45
IV-2-56*	Песок строительный	МС/Э	Никоновское I, II	45
IV-2-57*	Грязи лечебные	МК/Э	Оз. Молтаево	45
IV-2-58*	Грязи лечебные, вода радоновая	МК/Э	Липовское	45
IV-2-59*	Глины кирпичные	ММ/Э	Незевеаевское	45
IV-2-60*	Глины керамзитовые	МС/Э	Заболотье	45
IV-2-61*	Глины керамзитовые	МК/Э	Мироновское, Артемовское	45
IV-3-1	Гипс	МК	Монастырское	46
IV-3-2	Уголь каменный	П	Костроминское	46
IV-3-3	Золото	П	Буланашское	46
IV-3-4*	Глины кирпичные	ММ	Голубковское	46
IV-3-5*	Торф	МК	Федосово	46
IV-3-6*	Глины кирпичные	ММ	Ялунинское	46
IV-3-7*	Торф	МК	Каменское	46
IV-3-8*	Песок строительный	МС	Вогульское	46
IV-3-9*	Песок строительный	МК	Ялунинское	46
IV-3-10*	Торф	МК	Булан	46
IV-3-11*	Торф	МК	Бичурское	46
IV-3-12*	Глины кирпичные	ММ	Красногвардейское	46
IV-4-1	Вода питьевая	МК/Э	Ирбитское	44
IV-4-2	Уран	ПМ	Ляпуновский	44

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
IV-4-3	Уран	ПМ	Чувашовский	44
IV-4-4	Уран	ПМ	Серковский	44
IV-4-5*	Песок строительный	ММ	Северное	44
IV-4-6*	Песок строительный	МК	Песчаное	44
IV-4-7*	Глины кирпичные	ММ/Э	Ирбитское	44
IV-4-8*	Торф	МС	Власиное	44
IV-4-9*	Песок стекольный	МС	Ерзовское	44
IV-4-10*	Глины кирпичные	ММ	Еланское	44
IV-4-11*	Глины кирпичные	ММ	Вялковское	44
IV-4-12*	Глины кирпичные	ММ	Байкаловское	44
IV-5-5*	Глины кирпичные	ММ	Фалинское	38
IV-5-5*	Глины кирпичные	ММ	Ницинское	38
IV-6-1*	Агросырье	ММ	Кошукское	495
IV-6-2*	Торф	МС	Мияское	495
IV-6-4*	Торф	МС	Евдокимовское	495
IV-6-7*	Торф	МС	Согра	495
IV-6-3*	Глины кирпичные	ММ	Андрюшинское	495
IV-6-5*	Глины кирпичные	ММ	Искинское	495
IV-6-6*	Глины кирпичные	МС/Э	Велижанское	495
IV-6-8*	Сапрпель	П	Оз. Штакуль	495
V-1-1	Медь, цинк	П	Белореченское	47
V-1-2	Золото	РС	Скопинская	47
V-1-3	Железо	П	Адуйское	47
V-1-4	Золото, свинец	П/О	Первомайско-Зверевское	47
V-1-5	Золото	РП	Адуйский участок	47
V-1-6	Золото	РМ	Каменный Ключ	47
V-1-7	Золото	РМ	Первомайский Ключ	47

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-1-8	Золото	ММ	Верхотурское	47
V-1-9	Золото	РС	Мостовская	47
V-1-10	Никель, кобальт	ММ/О	Нижне-Александровское, Калининчевское	47
V-1-11	Платина	П	Лешачьи Лога	47
V-1-12	Золото/платина	РМ	Карасиха	47
V-1-13	Хром	ММ	Качкинская группа	47
V-1-14	Золото/платина	РС	Черношишимская	47
V-1-15	Золото	РП	Верхнейвинский участок	47
V-1-16	Золото	РП	Монетный участок	47
V-1-17	Золото	РМ	Баручихинская	47
V-1-18	Золото	РП	Верхнейвинский участок	47
V-1-19	Золото	РП	Верхнейвинский участок	47
V-1-20	Кварц	ММ	Аятское	47
V-1-21	Железо	П	Гора Набатова	47
V-1-22	Золото	РМ	Чернореченская (Первоуральская группа)	47
V-1-23	Золото	РМ	Шишимская	47
V-1-24	Золото, свинец	П	Благодатное	47
V-1-25	Медь, цинк	ММ	Лебяжинское	47
V-1-26	Гранит строительный	МК/Э	Исетское	47
V-1-27	Золото	РМ	Шибатин Лог	47
V-1-28	Медь	П	Кормовищенская разведка	47
V-1-29	Золото	РС	Марнинская	47
V-1-30	Золото	РП	Мурзинский участок	47

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-1-31	Уран	П	Пышминско-Ключевское	47
V-1-32	Золото	П	Кремлевское	47
V-1-33	Медь, свинец, золото	ММ	Пильненское	47
V-1-34	Медь, кобальт, золото	ММ/О	Пышминско-Ключевское	47
V-1-35	Золото	П	Шульгинское	47
V-1-36	Золото	П	Березогорское	47
V-1-37	Золото	П	Преображенское	47
V-1-38	Железо	П	Сиверское	47
V-1-39	Золото	МК/Э	Березовское	47
V-1-41	Кварц	П	Новоалексеевское	47
V-1-42	Вольфрам, золото	П	Шеелитовый рудник	47
V-1-43	Хром	ММ/О	Гологорское	47
V-1-44	Гранит строительный	МК/Э	Северский карьер	47
V-1-45	Гранит строительный	МК/Э	Монетное	47
V-1-46	Железо, титан	П	Ржавское	47
V-1-47	Кварц	ММ	Решетское	47
V-1-48	Кварц жильный молочно-белый	МК/Э	Гора Хрустальная	47
V-1-49	Гранит строительный	МК/Э	Шарташское	47
V-1-50	Никель, кобальт	ММ/О	Гребневское	47
V-1-51	Кварц жильный молочно-белый	МК/Э	Светлореченское	47
V-1-52	Никель, кобальт	ММ/О	Петровское	47
V-1-53	Кварц	ММ	Истокское	47
V-1-54	Золото	ММ	Пушкинское	47
V-1-55	Гранит строительный	МК/Э	Сибирское	47

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоённость	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-1-56	Габбро строительное	МК/Э	Гора Змеевая	47
V-1-57	Никель, кобальт	П	Уктусское	47
V-1-58	Вода питьевая	МК/Э	Кольцовское	47
V-1-59	Иттрий	П	Верхнемакаровское	47
V-1-60	Никель, кобальт	ММ	Елизаветинское	47
V-1-61	Медь, цинк, золото	МК	Дегтярское	47
V-1-62	Платина	П	Елизаветинское	47
V-1-63	Золото	П	Белостановское	47
V-1-64	Габбро строительное	МК	Груберское	47
V-1-65	Золото	РС	Прачесноковская	47
V-1-66	Марганец	ММ/О	Горнощитское	47
V-1-67	Медь, кобальт	ММ	Арамильское	47
V-1-68*	Торф	МК	Глуховское I, II	47
V-1-69*	Торф	МК	Шайтанское	47
V-1-70*	Торф	МК/Э	Кедровое	47
V-1-71*	Торф	МС/Э	Лубяное	47
V-1-72*	Торф	МК/Э	Ольховское	47
V-1-73*	Торф	МК	Шитовское	47
V-1-74*	Торф	МК	Исетское Карасьё	47
V-1-75*	Торф	ММ/О	Кузьминское	47
V-1-76*	Торф	МК/Э	Черновское	47
V-1-77*	Торф	МС/Э	Красное	47
V-1-78*	Торф	МС/Э	Кедровое	47
V-1-79*	Торф	МК/Э	Хвощевское	47
V-1-80*	Торф	МС/Э	Замараевское II	47
V-1-81*	Глины кирпичные	МС/Э	Зелёный Бор	47
V-1-82*	Торф	МС/Э	Черновское	47
V-1-83*	Торф	МК/Э	Мелкоозерное	47

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-1-84*	Глины кирпичные	МС/Э	Шувакишское	47
V-1-85*	Глины кирпичные	МК	Елизаветинское	47
V-1-86*	Глины кирпичные	МС/Э	Горнощитское	47
V-1-87*	Глины кирпичные	МС	Горнощитское II	47
V-2-1	Медь	П	Бобровское	48
V-2-2	Вольфрам, золото	П	Озерное	48
V-2-3	Уран	ПМ	Липовский II	48
V-2-4	Гранит строительный	МК/Э	Режевское II	48
V-2-5	Никель, кобальт	П	Быстринское	48
V-2-6	Медь, молибден	П	Белозерское	48
V-2-7	Медь	П	Северо-, Верхне-Черемшанское	48
V-2-8	Уголь каменный	ММ	Егоршинское	48
V-2-9	Уран	ПМ	Черновский	48
V-2-10	Медь, молибден	П	Артемовское, Южно-Егоршинское	48
V-2-11	Топаз, берилл	П	Адуйские Копи	48
V-2-12	Бериллий, ниобий	ММ	Малорефтиновское	48
V-2-13	Гранит строительный	МК	Крутиха, Крутиха II	48
V-2-14	Уран	ПМ	Крутихинский	48
V-2-15	Уголь каменный	П	Липовка	48
V-2-16	Уран	ПМ	Новогодний	48
V-2-17	Уголь каменный	П	Икрянское	48
V-2-18	Молибден, вольфрам	ММ	Северо-Шамейское	48
V-2-19	Уголь каменный	ММ	Черемшанское	48
V-2-20	Уран	П	Цинковое	48
V-2-21	Гранит строительный	МК/Э	Малышевское	48

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-2-22	Золото	РП	Рефтинский участок	48
V-2-23	Золото	ММ	Февральское (Рефтинское)	48
V-2-24	Тантал, ниобий	ММ	Седьмой участок, Второй участок	48
V-2-26	Бериллий	МК/Э	Мальшевское	48
V-2-25	Золото	РП	Шамейский участок	48
V-2-27	Золото	П	Безымянный Лог	48
V-2-28	Молибден	ММ	Южно-Шамейское	48
V-2-29	Изумруд, александрит	МС	Мальшевское (Изумрудные Копи)	48
V-2-30	Платина	П	Окуневско-Рефтинское	48
V-2-31	Бериллий	ММ	Малиновый Ключ	48
V-2-32	Бериллий	ММ	Диоритовое	48
V-2-33	Бериллий	ММ	Березовая Роща	48
V-2-34	Уран	ПМ	Квартал 53	48
V-2-35	Тантал, ниобий, бериллий	МС/Э	Липовый Лог	48
V-2-36	Вода питьевая	МК/Э	Больше-Рефтинское	48
V-2-37	Уран	ПМ	Участок 293	48
V-2-38	Бериллий	ММ	Красноболотное	48
V-2-39	Тантал, бериллий	ММ/Э	Участок 293, Черемшанское	48
V-2-40	Асбест хризотилловый	МК/Э	Баженовское	48
V-2-41	Медь, молибден	П	Южно-Гальяновское	48
V-2-42	Тантал, бериллий	ММ/Э	40-летия Победы	48
V-2-43	Бериллий	ММ	Красноармейское	48
V-2-44	Серпентиниты строительные	МК/Э	Баженовское	48
V-2-45	Медь	П	Каменское	48

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-2-46	Золото	РС	Пышма (участок драги 54)	48
V-2-47	Уголь каменный, кокс	ММ	Сухоложское	48
V-2-48	Медь, цинк	П	Шатинское	48
V-2-49	Бериллий	ММ	Каменское	48
V-2-50	Золото	РМ	Сарапулка	48
V-2-51	Пегматит керамический	МК	Режик	48
V-2-52	Гранит строительный	МК/Э	Курманское	48
V-2-53	Гранит строительный	МК/Э	Гагарское	48
V-2-54	Вода питьевая	МК/Э	Белоярское-2	48
V-2-55	Вода питьевая	МК/Э	Гагарское	48
V-2-56	Золото	ММ	Новогагарское	48
V-2-57	Золото, ртуть	ММ/Э	Гагарское	48
V-2-58	Медь	П	Мезенское	48
V-2-59	Золото	РП	Каменский участок	48
V-2-60	Платина	П	Пьяноборское	48
V-2-61	Никель, кобальт	П	Колюткинское	48
V-2-62*	Торф	МК	Островинское	48
V-2-63*	Торф	МК	Озерное	48
V-2-64*	Торф	МС/Э	Платково	48
V-2-65*	Торф	МС/Э	Шамейское	48
V-2-66*	Торф	МК/Э	Мало-Рефтинское	48
V-2-67*	Торф	МС/Э	Медвежье	48
V-2-68*	Торф	МК/Э	Лосиное	48
V-2-69*	Глины кирпичные	ММ/Э	Нижне-Рефтинское	48
V-2-70*	Торф	МС/Э	Липовское	48
V-2-71*	Торф	МК/Э	Островное	48

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-2-72*	Торф	МК	Черемшанское	48
V-2-73*	Глины керамзитовые	МС/Э	Байновское	48
V-2-74*	Торф	МС/Э	Клюквенное	48
V-2-75*	Глины кирпичные	ММ	Косулинское	48
V-3-1	Уголь каменный	ММ	Буланашское	49
V-3-2	Уран	П	Анохинское	49
V-3-3	Уголь каменный	ММ	Дальне-Буланашское	49
V-3-4	Уран	П	Анохинское III	49
V-3-5	Уран	П	Анохинское II	49
V-3-6	Уголь каменный	ММ	Алтынайское	49
V-3-7	Уран	П	Восточно-Анохинское	49
V-3-8	Уголь каменный	ММ	Елкинское	49
V-3-9	Уран	П	Больше-Пульниковское	49
V-3-10	Известняки цементные	МК/Э	Кунарское	49
V-3-11	Вода железистая	МК/Э	Курынское	49
V-3-12	Опока, трепел	ММ/Э	Курынское	49
V-3-13	Глины огнеупорные	МС	Курынское	49
V-3-14	Диатомит	МК/Э	Камышловское	49
V-3-15	Медь	П	Рудопоявление скв. 153	49
V-3-16	Вода минеральная лечебная	МК/Э	Обуховское	49
V-3-17	Известняк строительный	МК/Э	Северо-Богдановичское	49
V-3-18	Железо	П	Троицкое	49
V-3-19	Золото	РП	Ляпустинский участок	49
V-3-20	Глины огнеупорные	МК/Э	Троицко-Байновское	49

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-3-21*	Торф	МК	Шумихинское	49
V-3-22*	Торф	МК	Липовое	49
V-3-23*	Торф	МК	Чистое Шадринское	49
V-3-24*	Глина для цементного производства	МС/Э	Ново-Сухоложское	49
V-3-25*	Глины кирпичные	МС/Э	Камышловское	49
V-3-26*	Песок строительный	МС	Кокшаровское	49
V-3-27*	Торф	МК	Сигат	49
V-4-1	Уран	ПМ	Завьяловский	44
V-4-2	Уран	ПМ	Комсомольский	44
V-4-3	Уран	ПМ	Сугатский	44
V-4-4	Уран	ПМ	Пионерский	44
V-4-5	Уран	ПМ	Истоурский	44
V-4-6	Уран	ПМ	Крутойарский	44
V-4-7	Уран	ПМ	Комаровский	44
V-4-8	Титан, циркон	РП	Береговая россыпь	44
V-4-9	Титан, циркон	РП	Левобережное	44
V-4-10	Титан, циркон	РП	Красногорская россыпь	44
V-4-11*	Глины кирпичные	ММ	Пановское	44
V-4-12*	Глины кирпичные	ММ	Талицкое I	44
V-4-13*	Глины кирпичные	ММ/Э	Пышминское	44
V-4-14*	Глины кирпичные	ММ	Талицкое II	44
V-4-15*	Глины кирпичные	ММ/Э	Буткинское	44
V-4-16*	Песок строительный	МК	Тимохинское	44
V-4-17*	Песок строительный	МК	Бутка	44
V-5-1	Титан, циркон	РП	Фоминская россыпь	495
V-5-2	Титан, циркон	РП	Гуринская россыпь	495
V-5-3	Титан, циркон	РП	Омутовская россыпь	495

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-5-4	Титан, циркон	РП	Щелконоговская россыпь	495
V-5-5*	Глины кирпичные	ММ	Трошковское	495
V-5-6*	Агросырье	ММ	Айбинское	495
V-5-7*	Глины кирпичные	ММ	Пановское	495
V-5-8*	Глины кирпичные	ММ/Э	Тугулымское	495
V-5-9*	Глины кирпичные	ММ	Мальцевское	495
V-6-1*	Песок строительный	МС	Тарманский участок	510
V-6-2*	Песок строительный	МС	Оз. Липовое	510
V-6-3*	Торф	МК	Тарманское	510
V-6-4*	Глины кирпичные	МС	Луговское	510
V-6-5*	Глины кирпичные	МС	Метелевское	510
V-6-6*	Песок строительный	МС	Оз. Круглое	510
V-6-7*	Глины кирпичные	МС	Утяшевское	510
V-6-8*	Песок строительный	МС/Э	Казачьи Луга	510
V-6-9*	Глины керамзитовые	МС	Матмасовское	510
V-6-10*	Глины кирпичные	МС	Тураевское	510
V-6-11*	Песок строительный	МС	Паренкинское	510
V-6-12*	Песок строительный	МС	Переваловское	510
V-6-13*	Торф	МС	Боровое II	510
V-6-14*	Глины кирпичные	МС	Субботинское	510
V-6-15*	Песок строительный	МС	Гусево-Посоховское	510
V-6-16*	Песок строительный	МС	Комаровское	510
V-6-17*	Глины кирпичные	МС	Переваловское	510
V-6-18*	Торф	МС	Боровое I	510
V-6-19*	Глины кирпичные	МС	Боровское	510
V-6-20*	Песок строительный	МС	Оз. Андреевское	510
V-6-21*	Песок строительный	МС	Дуванское	510
V-6-22*	Песок строительный	МС	Боровское	510

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
V-6-23*	Песок строительный	МС	Мулашовское	510
V-6-24*	Глины кирпичные	МС	Червишевское	510
V-6-25*	Глины керамзитовые	МС	Богандинский участок	510
V-6-26*	Глины керамзитовые	МС	Кыштырлинское	510
V-6-27*	Глины кирпичные	МС	Онохинское	510
V-6-28*	Глины кирпичные	МС	Кругловское	510
V-6-29*	Глины кирпичные	МС	Черемушкинское	510
V-6-30*	Глины кирпичные	МС	Шороховское	510
VI-1-1	Родонит	ММ	Кургановское	50
VI-1-2	Вода питьевая	МК/Э	Исетское	50
VI-1-3	Золото	РП	Кунгурский участок	50
VI-1-4	Золото	РП	Полевской участок	50
VI-1-5	Золото	РП	Шабровский участок	50
VI-1-6	Родонит	ММ	Мало-Седельниковское	50
VI-1-7	Известняк флюсовый	МС/Э	Южно-Вязовское	50
VI-1-8	Никель, кобальт	ММ	Кунгурское	50
VI-1-9	Золото	МС	Крылатовско-Чесноковское	50
VI-1-10	Золото	П	Шабровское	50
VI-1-11	Железо	П	Шабровское	50
VI-1-12	Родонит	ММ	Бородулинское	50
VI-1-13	Золото	РП	Полевской участок	50
VI-1-14	Мрамор облицовочный	МК/Э	Мраморское	50
VI-1-15	Тальковый камень	МС/Э	Шабровское	50
VI-1-16	Серпентинит облицовочный	ММ/Э	Григорьевское	50
VI-1-17	Золото	РМ/Э	Раскуишка	50

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-1-18	Золото	РП	Мраморский участок	50
VI-1-19	Тальковый камень	ММ	Сысертское	50
VI-1-20	Золото	ММ	Мраморское	50
VI-1-21	Золото	РМ/Э	Болотовка	50
VI-1-22	Мрамор облицовочный	МК/Э	Полевское	50
VI-1-23	Талькохлорит	ММ/Э	Мраморское	50
VI-1-24	Кварц	ММ	Сысертское	50
VI-1-25	Каолин	П	Сысертское	50
VI-1-26	Никель, кобальт	МС	Ново-Ивановское	50
VI-1-27	Медь	ММ	Зюзельское	50
VI-1-28	Медь, золото	МС	Гумешевское	50
VI-1-29	Мрамор облицовочный	МК	Октябрьское	50
VI-1-30	Асбест амфиболовый	МК	Сысертское	50
VI-1-31	Асбест амфиболовый	ММ	Каменушинское	50
VI-1-32	Золото	П	Верх-Сысертское	50
VI-1-33	Золото	РП	Мухоловский участок	50
VI-1-34	Мрамор облицовочный	МК	Ново-Ивановское	50
VI-1-35	Кианит	ММ	Абрамовское	50
VI-1-36	Асбест амфиболовый	ММ	Мочаловское	50
VI-1-37	Железо	П	Полдневское	50
VI-1-38	Медь, сера	ММ	Чусовское	50
VI-1-39	Гранит строительный	МС/Э	Абрамовское	50
VI-1-40	Никель, кобальт	ММ	Парушинское	50
VI-1-41	Платина, золото	РП	Омутнинский участок	50
VI-1-42	Золото	РП	Полдневской участок	50

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-1-43	Асбест амфиболовый	ММ	Катайское	50
VI-1-44	Платина	П	Омутнинское	50
VI-1-45	Демантоид	РМ	Полдневская	50
VI-1-46	Мрамор облицовочный	МС	Полдневское	50
VI-1-47	Асбест амфиболовый	МК	Калмацкое и Южно-Калмацкое	50
VI-1-48	Мусковит	ММ	Полдневское	50
VI-1-49	Хром	П	Никольское	50
VI-1-50	Асбест амфиболовый	ММ	Копанское	50
VI-1-51	Иттрий	П	Тенякское	50
VI-1-52	Золото	РП	Кладовский участок	50
VI-1-53	Никель, кобальт	ММ	Северное	50
VI-1-54	Золото	РП	Кладовская площадь	50
VI-1-55	Золото	П	Иткульское	50
VI-1-56	Золото	П	Березовогорское	50
VI-1-57	Медь	ММ	Чебаковское	50
VI-1-58	Кварц гранулированный	П	Иткульское	50
VI-1-59	Золото	РП	Вязовская площадь	50
VI-1-60	Никель, кобальт	ММ	Рогожинское	50
VI-1-61	Хром	П	Южно-Песчанское	50
VI-1-62	Железо	П	Горы Лиственная	50
VI-1-63	Известняк флюсовый	МС/Э	Черемшанское	50
VI-1-64	Никель, кобальт	МК/Э	Черемшанское	50
VI-1-65	Мусковит	ММ	Окункуль-Шумихинское	50
VI-1-66	Золото	П	Ольховское	50
VI-1-67	Известняк флюсовый	МК	Тюленевское	50

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/промышленная освоённость	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-1-68	Гранит облицовочный	МС	Суховяз	50
VI-1-69	Никель, кобальт	ММ	Синарское	50
VI-1-70	Никель, кобальт	ММ	Черноозерское	50
VI-1-71	Мрамор облицовочный	МК	Черноозерское	50
VI-1-72	Никель, кобальт	ММ	Крестовско-Тюленевское	50
VI-1-73	Золото	П	Анциферовское	50
VI-1-74	Золото	РМ	Анциферовка	50
VI-1-75	Золото	РМ	Маукская (верховья)	50
VI-1-76	Вермикулит	ММ	Будымское	50
VI-1-77	Ниобий, цирконий	ММ/Э	Вишневогорское	50
VI-1-78*	Глины кирпичные	МС/Э	Сысертское	50
VI-1-79*	Торф	МК	Морощечное, Глубочинское	50
VI-1-80*	Торф	МК	Казачье	50
VI-1-81*	Глины кирпичные	МК	Суховязкое	50
VI-2-1	Никель, кобальт	П	Ключевское	51
VI-2-2	Мрамор облицовочный	МС	Фоминское	51
VI-2-3	Хром	П	Козловско-Самохваловская, Ревдинско-Первомайская группы	51
VI-2-4	Марганец	ММ	Клевакинское	51
VI-2-5	Изумруд	П	Щучье Озеро	51
VI-2-6	Гранит облицовочный	МК/Э	Головыринское	51
VI-2-7	Гранит облицовочный	МК/Э	Камышевское	51
VI-2-8	Золото	РП	Беловодьевский участок	51

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-2-9	Известняк строительный	МК/Э	Исетское	51
VI-2-10	Уран	П	Газетинское II	51
VI-2-11	Песок формовочный	МС	Кодинское	51
VI-2-12	Медь	П	Шиловско-Исетское	51
VI-2-13	Золото	РМ	Курай Лог	51
VI-2-14	Золото	ММ/Э	Маминское	51
VI-2-15	Вольфрам, золото	П	Южно-Сосновское	51
VI-2-16	Золото	РП	Маминская группа	51
VI-2-17	Известняк строительный	ММ	Каменское	51
VI-2-18	Медь	П	Кобылинское, Трицкое	51
VI-2-19	Уголь каменный, кокс	П	Каменское	51
VI-2-20	Золото	П	Походиловское	51
VI-2-21	Медь	П	Абрамовское	51
VI-2-22	Медь	П	Волковское	51
VI-2-23	Вода питьевая	МК/Э	Барабановское	51
VI-2-24	Каолин	ММ	Сипаво-Новиковское	51
VI-2-25	Золото	П	Ларинское	51
VI-2-26	Песок стекольный	ММ	Пироговское	51
VI-2-27	Бериллий, вольфрам	МК	Боевское	51
VI-2-28	Алюминий	ММ	Пироговское	51
VI-2-29	Графит	ММ	Боевское	51
VI-2-30	Уран	П	Первомайское	51
VI-2-31	Бериллий, вольфрам	П	Пьянковское	51
VI-2-32	Медь	П	Полиметаллическое	51
VI-2-33	Глины огнеупорные	МК	Первомайское	51

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-2-34	Вольфрам, бериллий	П	Карасьевское	51
VI-2-35	Медь, цинк, свинец	ММ	Колпаковское	51
VI-2-36	Эффузивы строительные	МК	Усмановское	51
VI-2-37	Уголь каменный, кокс	П	Окуловское	51
VI-2-38	Известняк строительный	МС	Багарякское	51
VI-2-39	Вольфрам, молибден	П	Окуловское	51
VI-2-40	Бериллий, вольфрам	П	Игишанское	51
VI-2-41	Золото	П	Слободчиковское	51
VI-2-42	Гипс и гипсоангидрит	МК/Э	Каринское	51
VI-2-43	Золото	РП	Синарская Площадь	51
VI-2-44	Вольфрам, бериллий, уран	П	Юго-Коневское	51
VI-2-45	Золото	РП	Каринская	51
VI-2-46	Золото	П	Юшковское	51
VI-2-47	Вольфрам, молибден	П	Каринское	51
VI-2-48	Медь	П	Усть-Багарякское	51
VI-2-49	Вольфрам, бериллий, молибден	П	Пороховское	51
VI-2-50	Гипс	МК/Э	Усть-Карабольское	51
VI-2-51	Вольфрам, молибден	П	Чекуровское	51
VI-2-52	Железо	П	Зырянкульское	51
VI-2-53*	Торф	ММ	Белое	51
VI-2-54*	Торф	МК	Кошкарихинское	51
VI-2-55*	Песок формовочный	МС	Кодинское	51
VI-2-56*	Песок строительный	ММ/Э	Кремлевское	51
VI-2-57*	Песок строительный	МК/Э	Каменское II	51
VI-2-58*	Глины керамзитовые	МС/Э	Барабановское	51

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-2-59*	Глины керамзитовые	МС/Э	Совхозное	51
VI-2-60*	Песок строительный	ММ/Э	Каменское I	51
VI-2-61*	Песок стекольный	ММ	Пироговское	51
VI-2-62*	Глины кирпичные	МС/Э	Багарянское	51
VI-2-63*	Глины кирпичные	ММ	Нижнедеревенское	51
VI-3-1	Медь	П	Рудопоявление скв. 31М, 43М	52
VI-3-2	Уголь каменный, кокс	ММ	Полдневское	52
VI-3-3	Уран	П	Мазулинское	52
VI-3-4	Уголь бурый	ММ	Травянское	52
VI-3-5	Алюминий	П	Лужское	52
VI-3-6	Алюминий	П	Монастырское	52
VI-3-7	Алюминий	ММ	Колчеданская группа	52
VI-3-8	Алюминий	П	Черноскутовское	52
VI-3-9	Песок формовочный	МС	Первомайское	52
VI-3-10	Алюминий	ММ	Бурнинское	52
VI-3-11	Алюминий	ММ	Одинское	52
VI-3-12	Алюминий	МС	Сухарниковское	52
VI-3-13	Алюминий	ММ	Южно-Одинское	52
VI-3-14	Алюминий	П	Таушканское	52
VI-3-15	Алюминий	ММ	Южно-Борисовское	52
VI-3-16	Медь	П	Крайчиковское	52
VI-3-17	Алюминий	ММ	Зырянское	52
VI-3-18	Эффузивы строительные	МК	Синарское	52
VI-3-19	Эффузивы строительные	ММ	Першинское	52
VI-3-20	Алюминий	П	Засинарское, скв. 419	52

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/промышленная освоённость	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-3-21	Молибден, вольфрам	П	Коклановское	52
VI-3-22	Уран	П	Кирдинское	52
VI-3-23	Железо	ММ	Синаро-Теченское	52
VI-3-24*	Торф	МК	Пышминское	52
VI-3-25*	Песчано-гравийный материал	МС	Воронинское	52
VI-3-26*	Песок формовочный	МС	Первомайское	52
VI-3-27*	Глины кирпичные	МК/Э	Катайское I	52
VI-3-28*	Песок строительный	МК/О	Далматовское западное	52
VI-3-29*	Песок строительный	МК/О	Баннный Лог	52
VI-3-30*	Глины кирпичные	ММ	Катайское 2-е	52
VI-3-31*	Глины кирпичные	МС	Далматовское II	52
VI-3-32*	Песок строительный	ММ	Далматовское восточное	52
VI-3-33*	Песок строительный	МС	Ушаковское	52
VI-3-34*	Песок строительный	МС	Ильинское	52
VI-3-35*	Глины кирпичные	ММ	Ильинское	52
VI-3-36*	Песок строительный	ММ	Красноисетское	52
VI-3-37*	Песок строительный	ММ	Чусовское	52
VI-3-38*	Песок строительный	МС	Каменское	52
VI-4-1	Уран	П	Басмановское	53
VI-4-2	Титан, циркон	РП	Казаковская россыпь	53
VI-4-3	Титан, циркон	РП	Смолинская россыпь	53
VI-4-4	Титан, циркон	РП	Казаковская россыпь	53
VI-4-5*	Глины кирпичные	МС	Перуновское	53
VI-4-6*	Агросырье	ММ	Ольховское	53

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-4-7*	Глины кирпичные	ММ/Э	Мальцевское	53
VI-4-8*	Агросырье	ММ	Иванищевское	53
VI-4-9*	Глины кирпичные	МС	Канашинское	53
VI-4-10*	Песок формовочный	ММ	Лещево-Замараевское	53
VI-4-11*	Песок формовочный	ММ	Шадринское	53
VI-4-12*	Глины кирпичные	МК/Э	Шадринское I (Осевское)	53
VI-4-13*	Глины кирпичные	МК	Барнеевское	53
VI-4-14*	Глины кирпичные	ММ	Черемисское	53
VI-5-1	Циркон, ильменит	П	Боровлянский Бор	44
VI-5-2*	Глины кирпичные	МС	Шатровское I	44
VI-5-3*	Глины кирпичные	МС	Шатровское III	44
VI-5-4*	Агросырье	ММ	Шуваринское	44
VI-5-5*	Агросырье	ММ	Дерновское	44
VI-5-6*	Глины кирпичные	ММ	Шатровское II	44
VI-5-7*	Агросырье	ММ	Борчаниновское	44
VI-5-8*	Глины кирпичные	МС/Э	Мехонское	44
VI-6-1	Циркон, ильменит	П	Карьер Боровлянского стекольного завода	495
VI-6-2*	Глины кирпичные	МС	Красновское	495
VI-6-3*	Торф	МС	Водяное	495
VI-6-4*	Торф	ММ	Согра Березовая	495
VI-6-5*	Глины кирпичные	МС	Коммунарское	495
VI-6-6*	Глины кирпичные	МС	Рассветовское	495
VI-6-7*	Глины кирпичные	МС	Бобылевское	495
VI-6-8*	Глины кирпичные	МС	Слобода-Бешкильское	495
VI-6-9*	Глины кирпичные	МС	Исетское	495
VI-6-10*	Песок строительный	МС	Верхнебешкильское	495

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Характер объекта/ промышленная освоенность	Название объекта или географическая привязка	Номер литературного источника
VI-6-11*	Торф	ММ	Горелое	495
VI-6-12*	Песок строительный	МС	Слобода-Бешкильское	495
VI-6-13*	Песок строительный	МС	Исетское	495
VI-6-14*	Песок строительный	МС	Турушевское	495
VI-6-15*	Песок строительный	МС	Рафаиловское	495
VI-6-16*	Глины кирпичные	МС	Солобаевское	495
VI-6-17*	Глины кирпичные	МС	Мининское	495
VI-6-18*	Песчано-гравийный материал	ММ	Солобаевское	495
VI-6-19*	Глины кирпичные	ММ	Рафаиловское	495
VI-6-20*	Песок стекольный	ММ	Боровлянское	495
VI-6-21*	Глины керамзитовые	ММ	Степниковское	495

Принятые сокращения. Месторождения: коренные: МК – крупные, МС – средние, ММ – малые; месторождения россыпные: РК – крупные, РС – средние, РМ – малые; проявления коренные – П; пункты минерализации – ПМ; РП – россыпепроявления.

Промышленная освоенность месторождений: Э – эксплуатируемые, О – отработанные; разведанные и неосвоенные, а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности.

* – Показаны только на карте плиоцен-четвертичных образований.

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения
	<i>Уфалейская графитоносная кварцево-титаново-железородная минерагеническая зона 1Fe, Ti, q(gp)/PR₁-P₂</i>			
	<i>Западно-Тагильская ванадиево-титановосная платино-железо-меднородная минерагеническая зона 2Cu, Fe, Pt(Ti, V)/V-D₁(MZ)</i>			
1	Дегтярская никелево-цинково-меднородная зона 2.0.1Cu, Zn, Ni/O ₂ -S ₁ (MZ)	120	Никель	В коре выветривания
			Медь	Скарновый, в коре выветривания
	<i>Центрально-Тагильская железо-золоторудная угленосно-бокситоносная минерагеническая зона 3Al, УБ, Au, Fe/S₂-J₁</i>			
	Ивдельско-Туринская золото-железо-бокситоносная зона 3.1Al, Fe, Au/D(MZ)			
2	Серовский буругольный узел 3.1.1УБ/Т ₃ -J ₁	50	Уголь бурый	Осадочный
3	Чернореченский медно-золоторудный узел потенциальный 3.1.2Au/D ₁₋₂ (MZ)	192	Золото коренное	ЗКХВ
			Медь	Гидротермальный, вулканогенный
4	Краснотурьинский золото-медно-железородный узел 3.1.3Fe, Cu, Au/D ₁₋₂ (MZ)	200	Железо	Метасоматический

и их прогнозных ресурсов к листу О-41 Госгеолкарты-1000/3

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Поисковые	P ₃ P ₂ P ₁	93,8 тыс. т 10 тыс. т 35,9 тыс. т	Поисково-оценочные I очереди	Кудряшов, 2002
Оценочные	P ₂ P ₁	450 тыс. т 200 тыс. т	Оценочные I очереди	Контарь, 2003
Оценочные	P ₃ P ₂ P ₁	4 млн т 854,6 млн т 785,4 млн т	Оценочные II очереди	Сухоруков, 2001
Поисковые	P ₃	86 т	Поисково-оценочные I очереди	Авторские
Поисковые	P ₃	630 тыс. т	Поисковые II очереди	Контарь, 2003
Поисковые	P ₃ P ₂ P ₁	75 млн т 14 млн т 16 млн т	Поисково-оценочные II очереди	Прямонов, 1983

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения
	Богословский алюминиеворудный узел 3.1.4Al/D ₁₋₂			
	Восточно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона 4Au, Cu, Fe(Ni)/O₂ –MZ			
5	Лобвинско-Лялинская медно-золото-железородная зона 4.0.1Fe, Au, Cu/O ₃ –C ₁ (MZ)	312	Железо	Метасоматический
			Золото (коренное)	Минерализованные зоны, ЗКХВ
6	Богомоловско-Ольховская золотоцинково-меднорудная зона 4.0.2Cu, Zn, Au/O ₃ –C ₁	300	Золото (коренное)	Гидротермальный, ЗКХВ
	Левихинско-Кировградский золотоцинково-меднорудный узел 4.0.3Cu, Zn, Au/O ₃ –C ₁			
7	Верх-Нейвинская хромово-платиноникелеворудная зона 4.0.4Ni, Pt, Cr/O ₂ (MZ)	80	Никель	В коре выветривания
			Хром	Магматический
8	Полевская хромово-медно-никелеворудная зона 4.0.5Ni, Cu, Cr/O ₂ –D ₁ (MZ)	200	Никель	В коре выветривания
			Хром	Магматический
	Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона 5Au, R, Cr(asb)/PR₁ –MZ			
9	Устейско-Серовский хромовокобальтово-никелеворудный узел 5.0.1Ni, Co, Cr/O ₂ (MZ)	100	Хром	Магматический
10	Восточно-Тагильская хромоворудная зона потенциальная 5.0.2Cr/O ₂	200	Хром	Магматический
11	Истокско-Большереченский молибденово-медно-железородный узел 5.0.3Fe, Cu, Mo/PR ₁ –C ₂	800	Железо	Метасоматический

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Поисковые	P ₃	70 млн т	Поисковые II очереди	Прямонов, 1983
Поисковые	P ₃	62 т	Поисково-оценочные I очереди	Авторские
ГДП-200	P ₂ P ₁	25,4 т 10 т	Оценочные I очереди	Иванищев, 2006
Поисковые	P ₃	75 тыс. т	Поисковые I очереди	Кудряшов, 2002
ГДП-200	P ₂	300 тыс. т	Оценочные II очереди	Булькин, 2002
Поисковые	P ₃ P ₂ P ₁	41,4 тыс. т 35 тыс. т 2 тыс. т	Поисково-оценочные I очереди	Кудряшов, 2002
ГДП-200	P ₃ P ₂ P ₁	1000 тыс. т 500 тыс. т 300 тыс. т	Поисково-оценочные II очереди	Булькин, 2002
ГДП-200	P ₃ P ₁	1000 тыс. т 86 тыс. т	Поисково-оценочные II очереди	Булькин, 2002
ГДП-200	P ₃ P ₂	3000 тыс. т 3000 тыс. т	Поисковые II очереди	Булькин, 2002
Поисковые	P ₃ P ₂	310 млн т 125 млн т	Поисковые II очереди	Прямонов, 1987

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения
12	Долгомысовский асбестово-золоторудный узел 5.0.4Au, asb/C ₁ (MZ)	150	Золото (коренное)	Гидротермальный, ЗКХВ
	Петрокаменский титаново-медно-железорудный узел потенциальный 5.0.5Fe, Cu, Ti/D ₂₋₃			
13	Невьянский медно-золоторудный узел 5.0.6Au, Cu/D ₁ -C ₂ (MZ)	220	Золото (коренное)	Минерализованные зоны, ЗКХВ
			Медь цинк свинец	Гидротермальный, вулканогенный
14	Аятско-Зверевский хромово-золоторудный узел 5.0.7Au, Cr/O ₂ -C ₁	300	Золото (коренное)	Минерализованные зоны, ЗКХВ
			Хром	Магматический
15	Березовский золоторудный узел 5.0.8Au/C ₁₋₂	150	Золото (коренное)	ЗКХВ
16	Крылатовский золоторудный узел 5.0.9Au/D ₁ (MZ)	330	Золото (коренное)	Минерализованные зоны, ЗКХВ
17	Мраморско-Уктусский марганцево-медно-золоторудный узел 5.0.10Au, Cu, Mn/D ₁ -C ₂	350	Золото (коренное)	Гидротермальный, ЗКХВ
	Сысертско-Ильменогорский графитоносный кварцево-редкометалльно-асбестоворудный район 5.1asb, R, q(gp)/PR ₁ -C ₂			
	<i>Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона 6W, Be, Au(gp, УБ)/PR₁-J₁</i>			
18	Алапаевский золото-асбестово-хромоворудный узел 6.0.1Cr, asb, Au/V-C ₂	400	Хром	Магматический
19	Режевской асбестово-никелеворудный узел 6.0.2Ni, asb/V-P ₁ (MZ)	400	Никель	В коре выветривания

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Поисковые, ГДП-200	P_2 P_1	52 т 12,4 т	Оценочные I очереди	Савельева, Хрыпов, 2002
Поисковые, ГДП-200	P_3 P_2 P_1	50 т 87,6 т 10,8 т	Оценочные I очереди	Савельева, Хрыпов, 2002
Поисковые	$P_3; P_2$ $P_3; P_2$ $P_3; P_2$	250; 150 тыс. т 50; 450 тыс. т 225; 75 тыс. т	Поисково-оценочные I очереди	Контарь, 2003
Поисковые, ГДП-200	P_2 P_1	35 т 17 т	Оценочные II очереди	Савельева, Хрыпов, 2002
ГДП-200	P_3 P_2 P_1	5500 тыс. т 34 тыс. т 20 тыс. т	Поисково-оценочные II очереди	Булькин, 2002
Поисковые	P_2 P_1	4,2 т 1 т	Оценочные I очереди	Савельева, Хрыпов, 2002
Поисковые	P_3	62 т	Поисково-оценочные II очереди	Авторские
ГДП-200	P_3 P_2	68,8 т 30,2 т	Оценочные I очереди	Савельева, Хрыпов, 2002
ГДП-200	P_2	400 тыс. т	Поисковые I очереди	Булькин, 2002
Поисковые	P_2 P_1	19 тыс. т 36,1 тыс. т	Оценочные I очереди	Кудряшов, 2002

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения
20	Адуйский ураноносный молибденово-танталово-бериллиеворудный узел 6.0.3Be, Ta, Mo(U)/P ₃ -T ₂	800	Уран	Гидротермальный
			Тантал (Ta ₂ O ₅)	Гидротермальный, в коре выветривания
			Молибден	Гидротермальный
			Вольфрам (WO ₃)	Гидротермальный
20	Гагарский золоторудный узел 6.0.4Au/C ₁₋₂ (MZ)	75	Золото (коренное)	Гидротермальный, ЗХКВ
21	Ключевской платино-никелево-хромоворудный узел 6.0.5Cr, Ni, Pt/V(MZ)	80	Никель	В коре выветривания
			Хром	Магматический
21	Клевакинский марганцеворудный узел 6.0.6Mn/D ₂	300	Марганец	Вулканогенно-осадочный
22	Маминский золоторудный узел 6.0.7Au/C ₂ (MZ)	180	Золото (коренное)	Гидротермальный, ЗКХВ
23	Боевский ураноносный золото-вольфрамово-бериллиеворудный узел 6.0.8Be, W, Au(U)/P ₃ -T ₂	350	Уран	Гидротермальный
24	Егоршино-Каменская золото-медно-угленосная зона 6.1УК, Cu, Au/D ₂ -C ₂ (MZ)	3000	Уголь	Осадочный
			Медь цинк свинец	Гидротермальный, вулканогенный

Продолжение прил. 2

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Поисковые	P ₃	17 тыс. т	Прогнозно-поисковые II очереди	Еремеев, 2007
Поисковые	P ₁	1074 т	Оценочные I очереди	Левин, Савельева, 1993
Поисковые	P ₃ P ₂ P ₁	30,8 тыс. т 20,9 тыс. т 17,6 тыс. т	Оценочные I очереди	Левин, Савельева, 1993
Поисковые	P ₃ P ₂ P ₁	61,1 тыс. т 16 тыс. т 40,2 тыс. т	Оценочные I очереди	Левин, Савельева, 1993
ГДП-200	P ₂	20 т	Оценочные I очереди	Савельева, Хрыпов, 2002
Поисковые	P ₃	50 тыс. т	Поисковые II очереди	Кудряшов, 2002
ГДП-200	P ₃ P ₂ P ₁	200 тыс. т 800 тыс. т 2200 тыс. т	Поисково-оценочные I очереди	Булькин, 2002
ГДП-200	P ₃	2000 тыс. т	Прогнозно-поисковые II очереди	Контарь, Савельева, 2002
Поисковые	P ₂ P ₁	39,1 т 13,2 т	Оценочные I очереди	Савельева, Хрыпов, 2002
Поисковые	P ₃	7 тыс. т	Прогнозно-поисковые II очереди	Еремеев, 2007
Поисковые	P ₃ P ₂ P ₁	826,4 млн т 105,4 млн т 23,6 млн т	Поисково-оценочные II очереди	Сухоруков, 2001
Поисковые	P ₃ ; P ₂ ; P ₁ P ₃ ; P ₂ ; P ₁ P ₃ ; P ₂ ; P ₁	1084; 200; 1651 626; 140; 100 290; 10; 16 тыс. т	Поисково-оценочные I очереди	Контарь, 2003

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения
25	Рудянско-Февральская медно-золоторудная зона 6.1.1Au,Cu/D ₂ -C ₂ (MZ)	214	Медь Цинк	Гидротермальный, вулканогенный
			Золото (коренное)	ЗКХВ
	<i>Серовско-Шумихинская угленосно-бокситоносная железорудная минерогеническая зона 7Fe,Al,УБ/T₃-K₂</i>			
26	Буланаш-Елкинский бокситоносно-угленосный район 7.1УК,Al/T ₃ -K ₂	5000	Уголь	Осадочный
27	Сухарниковский алюминиеворудный узел 7.1.1Al/K	300	Бокситы	Осадочный
	<i>Нижнетурунско-Курганская урановосная минерогеническая зона потенциальная 8U/J₂₋₃</i>			
	Юконский урановорудный район потенциальный 8.1UJ ₂₋₃			
28	Сосьвинский урановорудный узел потенциальный 8.1.1U/J ₂₋₃	150	Уран	Гидрогенный
29	Юконский урановорудный узел потенциальный 8.1.2U/J ₂₋₃	250	Уран	Гидрогенный
	Далматовский урановорудный район потенциальный 8.2UJ ₂₋₃			
30	Ляпуновский ураноносный рудный узел потенциальный 8.2.1U/J ₂₋₃	80	Уран	Гидрогенный
31	Завьяловский ураноносный рудный узел потенциальный 8.2.2 U/J ₂₋₃	50	Уран	Гидрогенный
32	Пионерский ураноносный рудный узел потенциальный 8.2.3 U/J ₂₋₃	120	Уран	Гидрогенный
33	Крутоярский ураноносный рудный узел потенциальный 8.2.4 U/J ₂₋₃	100	Уран	Гидрогенный
	<i>Марсятско-Ляпинская фосфоритоносная марганцеворудная минерогеническая зона 9Mn,Ф/*P₁</i>			

Продолжение прил. 2

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Поисковые	P ₃	316 тыс. т 54 тыс. т	Поисково-оценочные I очереди	Авторские
Поисковые	P ₃	26 т	Поисково-оценочные I очереди	Авторские
Поисковые	P ₃ P ₂ P ₁	249,2 млн т 36,4 млн т 136,2 млн т	Поисково-оценочные II очереди	Сухоруков, 2001
Поисковые	P ₂	10 млн т	Оценочные II очереди	Попов, Скорынина, 2002
Поисковые	P ₂	10 тыс. т	Оценочные I очереди	Болсун, 2007
Поисковые	P ₂	20 тыс. т	Оценочные I очереди	Болсун, 2007
Поисковые	P ₂	7 тыс. т	Оценочные I очереди	Чувиллин, 2008
Поисковые	P ₂	3 тыс. т	Оценочные I очереди	Чувиллин, 2008
поисковые	P ₂ P ₃	5 тыс. т 15 тыс. т	Поисковые, оценочные I очереди	Чувиллин, 2008
Поисковые	P ₂	4 тыс. т	Оценочные I очереди	Чувиллин, 2008

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения
34	Североуральский марганцеворудный район 9.1Мп	15	Марганец	Осадочный
	<i>Обская опалитоносная минерагеническая зона 10ф/*P₁₋₂</i>			
	Приуральский опалитоносный район потенциальный 10.1 ор			
	Пельмский опалитоносный район потенциальный 10.2 ор			
	<i>Кондинско-Березовская минерагеническая зона промышленных бромистородных вод 11I,Br/J-K₂</i>			
	<i>Восточно-Уральская нефтегазоносная область 1H,ГЗ/PZ-J</i>			
	Ереминская зона нефтегазонакопления 1.0.1H,Г			
35	Березовская зона нефтегазонакопления потенциальная 1.0.2H,ГЗ	1601	Нефть Газ	Осадочный
36	Чернореченская зона нефтегазонакопления потенциальная 1.0.3H,ГЗ	5529	Нефть Газ	Осадочный
37	Карабашская зона нефтегазонакопления 1.0.4H,ГЗ	3602	Нефть Газ	Осадочный
38	Шайтанская зона нефтегазонакопления потенциальная 1.0.5H,ГЗ	3858	Нефть Газ	Осадочный
39	Тавдинская зона нефтегазонакопления потенциальная 1.0.6H,ГЗ	3580	Нефть Газ	Осадочный
	<i>Приуральская нефтегазоносная область 2H,ГЗ/PZ-K₂</i>			
	Шаимский нефтегазоносный район 2.1H,ГЗ			
40	Карабашский нефтегазоносный район 2.2H,ГЗ	13 000	Нефть Газ	Осадочный
	<i>Тюменско-Томская нефтегазоносная область 3H,ГЗ/PZ-J</i>			
41	Тюменский нефтегазоносный район 3.1H,ГЗ	6000	Нефть Газ	Осадочный
	<i>Восточно-Уральская Платино-золотороссыпная минерагеническая зона 1Au,Pt/P₃ (олигоцен)-Q</i>			

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Оценочные	P_1 P_2	26,7 тыс. т 13,86 тыс. т	Оценочные II очереди	Контарь, Савельева, 1996
Поисковые	$D_1 + D_2$	28,4 млн т 5,6 млрд м ³	Поисковые	
Поисковые	$D_1 + D_2$	44,8 млн т 16,5 млрд м ³	Поисковые	
Поисковые	$D_1 + D_2$	23,8 млн т 10,8 млрд м ³	Поисковые	
Поисковые	$D_1 + D_2$	25,8 млн т 11,6 млрд м ³	Поисковые	
Поисковые	$D_1 + D_2$	22,9 млн т 10,7 млрд м ³	Поисковые	
Поисковые	$D_1 + D_2$	130,0 млн т 600 млрд м ³	Поисковые	Авторские
Поисковые	$D_1 + D_2$	6,0 млн т 27 млрд м ³	Поисковые	Авторские

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения
42	Краснотурьинский золотороссыпной узел 1.0.1 Au		Золото (Au)	Аллювиальный
43	Красноуральский платино-золотороссыпной узел потенциальный 1.0.2 Au, Pt		Золото (Au)	Аллювиальный
			Платина (Pt)	
44	Нижнетагильский платино-золотороссыпной узел потенциальный 1.0.3 Au, Pt		Золото (Au)	Аллювиальный
			Платина (Pt)	
45	Невьянский золотороссыпной узел 1.0.4 Au, Pt		Золото (Au)	Аллювиальный
46	Нижнейвинский золотороссыпной узел потенциальный 1.0.5 Au		Золото (Au)	Аллювиальный
47	Шишимский золотороссыпной узел 1.0.6 Au		Золото (Au)	Аллювиальный
48	Рефтинский золотороссыпной узел потенциальный 1.0.7 Au		Золото (Au)	Аллювиальный
49	Полевской платино-золотороссыпной узел потенциальный 1.0.8 Au, Pt		Золото (Au)	Аллювиальный
			Платина (Pt)	
50	Маминский золотороссыпной узел потенциальный 1.0.9 Au		Золото (Au)	Аллювиальный
51	Ляпустинский золотороссыпной узел потенциальный 1.0.10 Au		Золото (Au)	Аллювиальный
52	Синарский золотороссыпной узел потенциальный 1.0.11 Au		Золото (Au)	Аллювиальный
	Кондинско-Обская циркониево-титановая минерогеническая зона потенциальная 2Ti, Zr/P₃ (олигоцен)			

Продолжение прил. 2

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Поисковые	P ₂	2,2 т	Поисковые II очереди	Иванищев, 2006
Поисковые	P ₁ P ₂	5,01 т 4,36 т	Оценочные, поисковые I очереди	Иванищев, 2006
	P ₁ P ₂	1,65 т 0,74 т		
Поисковые	P ₃	1,4 т	Поисковые II очереди	Гагин, 2002, авторские
		0,28 т		
Поисковые	P ₁ P ₂	1,66 т 1,69 т	Оценочные, поисковые I очереди	Иванищев, 2006
Поисковые	P ₃	4,23 т	Поисковые II очереди	Гагин, 2002, авторские
Поисковые	P ₂	0,35	Оценочные II очереди	Иванищев, 2006
ГДП-200	P ₁ P ₂	0,38 т 1,54 т	Оценочные, поисковые II очереди	Иванищев, 2006
Поисковые	P ₁ P ₂	2,68 т 9,11 т	Оценочные I очереди	Иванищев, 2006
	P ₁ P ₂	0,71 т 0,44 т		
Поисковые	P ₂	1,0 т	Оценочные, поисковые II очереди	Гагин, 2002, авторские
Поисковые	P ₁ P ₂	0,24 т 2,88 т	Оценочные, поисковые II очереди	Иванищев, 2006
Поисковые	P ₁ P ₂	0,65 т 1,2 т	Оценочные, поисковые II очереди	Иванищев, 2006

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения
	Талицкий россыпной циркониево-титановорудный район потенциальный 2.1 Ti,Zr			
53	Буткинский россыпной циркониево-титановорудный узел потенциальный 2.1.1Ti,Zr	6,2	Циркон (ZrO ₂)	Аллювиальный
54	Фоминский россыпной циркониево-титановорудный узел потенциальный 2.1.2 Ti,Zr	20,8	Циркон (ZrO ₂)	Аллювиальный

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
				Мормиль, 2002
Поисковые	P ₃ P ₂ P ₁	15 тыс. т 20,4 тыс. т 13,9 тыс. т	Поисково-оценочные работы I очереди	Мормиль, 2002
Поисковые	P ₃ P ₂ P ₁	30 тыс. т 1,2 тыс. т 11,9 тыс. т	Поисково-оценочные работы I очереди	Мормиль, 2002

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу О-41 Госгеолкарты-1000/3

Группа, подгруппа полезных ископаемых		Вид полезных ископаемых	Количество прогнозируемых объектов	Единица измерения	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Горючие	Углеводородное сырье	Нефть, газ	Восточно-Уральская НГО	млн т у. т., млрд м ³	D ₁ + D ₂	145,70 55,20
			Пять зон нефтегазонакопления			
			Приуральская НГО			
			Карабашский нефтегазоносный район			
			Тюменско-Томская НГО			
			Тюменский нефтегазоносный район			
	Итого нефти, газа:	млн т у. т., млрд м ³	D ₁ + D ₂	281,70 682,00		
	Твердые горючие ископаемые	Уголь бурый	Центрально-Тагильская железо-золоторудная угленосно-бокситоносная минерагеническая зона		P ₁	785,40
			Серовский бурогольный рудный узел	млн т	P ₂	854,60
				P ₃	4,00	

Го- рю- чие		Итого Угля бурого:		млн т		1644,00	
		Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона			P ₁	159,80	
		Егоршино-Каменская золото-медно-угленосная рудоносная зона	млн т		P ₂	141,80	
		Серовско-Шумихинская угленосно-бокситоносная железорудная зона			P ₃	1075,60	
		Буланаш-Елkinский бокситоносно-каменноугольный район					
		Итого угля каменного:		млн т	P ₁ + P ₂ + + P ₃	1377,20	
Металлические	Черные металлы	Железо (руда)	Центрально-Тагильская железо-золоторудная угленосно-бокситоносная минерагеническая зона				
			Краснотурьинский золото-медно-железорудный узел				
			Восточно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона			P ₁	16,00
			Лобвинско-Лялинская медно-золото-железорудная зона			P ₂	139,00
			Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона			P ₃	455,00
			Истокско-Большереченский молибден-медно-железорудный узел				

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезных ископаемых	Количество прогнозируемых объектов	Единица измерения	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы	
		Итого железа:		млн т	$P_1 + P_2 + P_3$	610,00
		Марганец (руда)	Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфраморудная минерагеническая зона		P_1	26,70
				Клевакинский марганцеворудный узел	тыс. т	P_2
			Марсятско-Ляпинская фосфоритоносная марганцеворудная минерагеническая зона		P_3	2000,00
			Североуральский марганцеворудный район			
		Итого марганца:		тыс. т	$P_1 + P_2 + P_3$	2040,56
		Хром (руда)	Восточно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона			
			Верх-Нейвинская хромово-платино-никелеворудная зона			
			Полевская хромово-медно-никелеворудная зона		P_1	2606,00
			Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона	тыс. т	P_2	5034,00
			Устейско-Серовский хромово-кобальт-никелеворудный узел		P_3	10700,00

		Восточно-Тагильская хромоворудная зона потенциальная				
		Аятско-Зверевский хромово-золоторудный узел				
		Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфраморудная минерогеническая зона				
		Алапаевский золото-асбестово-хромоворудный узел				
		Ключевской платино-никелево-хромоворудный узел				
	Итого хрома:		тыс. т	$P_1 + P_2 + P_3$	18340,00	
	Цветные металлы	Свинец	Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерогеническая зона		P_1	16,00
			Невьянский медно-золоторудный узел	тыс. т	P_2	85,00
			Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфраморудная минерогеническая зона		P_3	515,00
			Егоршино-Каменская золото-медно-угленосная рудоносная зона			
Итого свинца:			тыс. т	$P_1 + P_2 + P_3$	616,00	
Цинк		Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерогеническая зона		P_1	100,00	
		Невьянский медно-золоторудный узел	тыс. т	P_2	590,00	
	Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфраморудная минерогеническая зона		P_3	2430,00		

Группа, подгруппа полезных ископаемых		Вид полезных ископаемых	Количество прогнозируемых объектов	Единица измерения	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы	
			Егоршино-Каменская золото-медно-угленосная рудоносная зона				
			Рудянско-Февральская медно-золоторудная зона				
		<i>Итого</i> цинка:		тыс. т	$P_1 + P_2 + P_3$	<i>3120,00</i>	
		Медь	Западно-Тагильская ванадиево-титаноносная платино-железо-меднорудная минерагеническая зона				
			Дегтярская никелево-цинко-меднорудная зона				
			Центрально-Тагильская железо-золоторудная угленосно-бокситоносная минерагеническая зона			P_1	365,00
			Чернореченский медно-золоторудный узел потенциальный	тыс. т		P_2	800,00
			Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона			P_3	2280,00
			Невьянский медно-золоторудный узел				
			Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона				
			Егоршино-Каменская золото-медно-угленосная рудоносная зона				

		Рудянско-Февральская медно-золоторудная зона				
	Итого меди:		тыс. т	$P_1 + P_2 + P_3$	3445,00	
	Никель	Западно-Тагильская ванадиево-титаноносная платино-железо-меднорудная минерагеническая зона				
		Дегтярская никелево-цинко-меднорудная зона				
		Восточно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона			P_1	74,00
		Верх-Нейвинская хромово-платино-никелеворудная зона	тыс. т		P_2	64,00
		Полевская хромово-медно-никелеворудная зона			P_3	260,20
		Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона				
		Режевской асбестово-никелеворудный узел				
		Ключевской платино-никелево-хромоворудный узел				
		Итого никеля:		тыс. т	$P_1 + P_2 + P_3$	398,20
	Молибден	Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона		P_1	17,60	
			тыс. т	P_2	20,90	
				P_3	30,80	
	Итого молибдена:		тыс. т	$P_1 + P_2 + P_3$	69,30	

Группа, подгруппа полезных ископаемых		Вид полезных ископаемых	Количество прогнозируемых объектов	Единица измерения	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
		Вольфрам	Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерогеническая зона		P_1	40,20
				тыс. т	P_2	16,00
				Адуйский ураноносный молибденово-танталово-бериллиеворудный узел		P_3
		Итого вольфрама:		тыс. т	$P_1 + P_2 + P_3$	117,30
		Алюминий	Серовско-Шумихинская угленосно-бокситоносная железорудная зона	млн т	P_2	10,00
			Сухарниковский бокситоносный узел			
	Тантал	Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерогеническая зона	т	P_1	1074,00	
		Адуйский ураноносный молибденово-танталово-бериллиеворудный узел				
	Редкие металлы	Цирконий	Кондинско-Обская циркониево-титаноносная минерогеническая зона потенциальная		P_1	25,80
			Буткинский россыпной циркониево-титаноносный узел потенциальный		P_2	21,60

			Фоминский россыпной циркониево-титаноносный узел потенциальный		P ₃	45,00	
		Итого циркона:		тыс. т	P ₁ + P ₂ + P ₃	92,40	
	Благородные металлы	Золото (коренное)	Центрально-Тагильская железо-золоторудная угленосно-бокситоносная минерагеническая зона				
			Чернореченский медно-золоторудный узел потенциальный				
			Восточно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона				
			Лобвинско-Лялинская медно-золото-железородная зона				
			Богомоловско-Ольховская золото-цинково-меднорудная зона				
			Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона				
			Долгомысовский асбестово-золоторудный узел			P ₁	64,40
			Невьянский медно-золоторудный узел		т	P ₂	293,50
			Аятско-Зверевский хромово-золоторудный узел			P ₃	354,80
			Березовский золоторудный				
			Крылатовский золоторудный				
			Мраморско-Уктусский марганцево-медно-золоторудный узел				
			Сосьвинско-Суондукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона				

Группа, подгруппа полезных ископаемых		Вид полезных ископаемых	Количество прогнозируемых объектов	Единица измерения	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
			Гагарский золоторудный узел			
			Маминский золоторудный			
			Рудянско-Февральская медно-золоторудная зона			
		Итого золота (коренного):		т	$P_1 + P_2 + P_3$	712,70
			Восточно-Уральская платино-золотороссышная минерагеническая зона			
			Краснотурьинский золотоносный узел			
			Красноуральский платиноносно-золотоносный узел потенциальный		P_1	10,62
			Невьянский золотоносный узел	т	P_2	24,33
			Шишимский золотоносный узел			
			Рефтинский золотоносный узел потенциальный			
			Полевской платиноносно-золотоносный узел потенциальный			
			Маминский золотоносный узел потенциальный			
			Ляпустинский золотоносный узел потенциальный			
			Синарский золотоносный узел потенциальный			

Радиоактивные элементы	Итого золота (россыпного):		т	$P_1 + P_2$	34,95	
	Платина (россыпная)	Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минерагеническая зона		P_1	2,36	
		Красноуральский платиноносно-золотоносный узел потенциальный	т	P_2	1,18	
		Полевской платиноносно-золотоносный узел потенциальный				
	Итого платины (россыпной):		т		3,54	
	Уран	Сосьвинско-Суондукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона				
		Адуйский ураноносный молибденово-танталово-бериллиеворудный узел	тыс. т	P_2	49,00	
		Боевский ураноносный золото-вольфрамово-бериллиеворудный узел		P_3	39,00	
		Нижнетуринско-Курганская урановоносная минерагеническая зона потенциальная				
		Шесть ураноносных рудных узлов потенциальных				
	Итого урана:		тыс. т	$P_2 + P_3$	88,00	

5.0.9	Крылатовский золоторудный узел	Au	т	Золото-кварцевый. Минерализованные зоны, ЗКХВ	8	15	0	8	15	62		П
6	Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфраморудная минерагеническая зона											
6.1.1	Рудянско-Февральская медно-золоторудная зона	Au	т	Золото-кварцевый. Флюсовые руды, минерализованные зоны, ЗКХВ	5,8 т		0			26 т		П
		Cu	тыс. т	Гидротермальный.		110	0		110	316		П
		Zn	тыс. т	Медноколчеданная			0			54		
1	Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минерагеническая зона											
1.0.3	Нижнетагильский платиноносно-золотороссыпной узел потенциальный	Au рос.	т	Аллювиальный-Долинный		1,4			0	1,4		П
		Pt рос.	т	Аллювиальный Долинный								
1.0.5	Нижнейвинский золотороссыпной узел потенциальный	Au рос.	т	Аллювиальный Долинный		4,23			0	4,23		П
						0,28			0	0,28		

Индекс объек- та прогноза	Название и ранг объекта	Вид полезного ископаемого	Единица измерения	Тип оруденения. Рудная формация	Оценка прогнозных ресурсов по категориям							Рекомендуе- мые стадии работ
					На начало работ			По результатам работ				
					P ₁	P ₂	P ₃	P ₁	P ₂	P ₃	Металлогени- ческий потенциал	
1.0.9	Маминский золоторос- сыпной узел потенциаль- ный	Au рос.	т	Аллювиально- делювиальный, ложковый		1,96			1,0			П

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. <i>Г. А. Петров</i>	3
Стратиграфия	10
Протерозойская акротема. <i>Г. А. Петров</i>	10
Нижнепротерозойская (карельская) эонотема	10
Верхнепротерозойская эонотема	14
Палеозойская эратема. <i>Г. А. Петров</i>	16
Ордовикская система	16
Ордовикская система верхний отдел—силурийская система, нижний отдел	17
Силурийская система	21
Силурийская—девонская системы	27
Девонская система	28
Каменноугольная система	45
Мезозойская эратема. <i>В. В. Шалагинов</i>	50
Триасовая система	50
Триасовая—юрская системы	52
Юрская система	55
Юрская—меловая системы	58
Меловая система	59
Кайнозойская эратема	72
Палеогеновая система. <i>В. В. Шалагинов</i>	72
Неогеновая система. <i>В. В. Шалагинов, В. В. Стефановский</i>	79
Четвертичная система. <i>В. В. Стефановский</i>	82
Интрузивные образования. <i>Г. А. Петров</i>	97
Позднерифейские интрузии	97
Вендские интрузии	99
Среднеордовикские интрузии	108
Средне-позднеордовикские интрузии	117
Позднеордовикские интрузии	120
Позднеордовикско-раннесилурийские интрузии	127
Раннесилурийские интрузии	128
Ранне-позднесилурийские интрузии	136
Позднесилурийские интрузии	140
Раннедевонские интрузии	140
Ранне-среднедевонские интрузии	145
Среднедевонские интрузии	147
Средне-позднедевонские интрузии	149
Позднедевонские интрузии	152
Раннекаменноугольные интрузии	154
Ранне-среднекаменноугольные интрузии	165
Среднекаменноугольные интрузии	173

Раннепермские интрузии	174
Среднепермские интрузии	179
Позднепермские интрузии	181
Позднепермско-триасовые интрузии	182
Триасовые интрузии	186
Метаморфизм и метасоматические образования. Г. А. Петров	187
Тектоника. Г. А. Петров, В. В. Шалагинов	195
История геологического развития. Г. А. Петров, В. В. Шалагинов, В. В. Стефановский	224
Геоморфология. В. В. Стефановский	250
Полезные ископаемые. А. А. Жиганов, В. В. Стефановский, Г. А. Петров	260
Горючие ископаемые	260
Углеводородное сырье	260
Твердые горючие ископаемые	260
Металлические ископаемые	268
Черные металлы	268
Цветные металлы	277
Редкие металлы и редкоземельные элементы	288
Благородные металлы	291
Радиоактивные элементы	300
Неметаллические ископаемые	306
Оптическое сырье	306
Химическое сырье	306
Керамическое и огнеупорное сырье	307
Абразивные материалы	309
Горнотехническое сырье	309
Драгоценные и поделочные камни	311
Строительные материалы	315
Прочие ископаемые	320
Подземные воды	320
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. А. А. Жиганов, Г. А. Петров	324
Главные элементы минерагенического районирования	324
Факторы, контролирующие размещение полезных ископаемых, и перспективы территории	327
Гидрогеология. В. В. Стефановский	371
Эколого-геологическая обстановка. В. В. Стефановский	380
Заключение. Г. А. Петров	389
Список литературы	395
<i>Приложение 1. Указатель месторождений, проявлений, ореолов рассеяния полезных ископаемых к картам полезных ископаемых, закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых и плиоцен-четвертичных образований листа О-41</i>	425
<i>Приложение 2. Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу О-41</i>	463
<i>Приложение 3. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу О-41</i>	478
<i>Приложение 4. Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов</i>	488

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА

РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Уральская

Лист О-41 – Екатеринбург

Редактор Е. А. Зотова

Подписано в печать 03.10.11. Формат 70 × 100/16. Гарнитура NewtonС.

Печать офсетная. Печ. л. 31 + 6 вкл. Уч.-изд. л. 50. Тираж 150 экз.

Заказ 81011011

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 321-8121, факс 321-8153

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК

ДЛЯ ЗАМЕТОК