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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Уральская

Лист N-41 – Челябинск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ • 2013

УДК 550.8.:528(084.3М1000)(470.55/56+470.58)

Пужаков Б. А., Савельев В. П., Кузнецов Н. С., Шох В. Д и др. **Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист N-41 – Челябинск. Объяснительная записка.** – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013, 415 с. + 6 вкл.

Комплект мелкомасштабных карт отражает современный уровень геологической изученности территории. В объяснительной записке обобщены новые данные по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии, эколого-геологической обстановке, истории геологического развития, глубинному строению литосферы, полезным ископаемым и закономерностям их размещения в структурах восточного склона Южного Урала и Зауралья. Оценены прогнозные ресурсы высоколиквидных, стратегических и остродефицитных видов минерального сырья.

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

Ил. 8, список лит. 109 назв., прил. 7

Авторы

Пужаков Б. А., Савельев В. П., Кузнецов Н. С., Шох В. Д., Щулькин Е. П., Щулькина Н. Е., Жданов А. В., Долгова О. Я., Тарелкина Е. А., Орлов М. В.

Главный научный редактор *А. В. Жданов*

Эксперты НРС В. П. Водолазская, В. К. Шкатова

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра 2 декабря 2010 г.

© Федеральное агентство по недропользованию (Роснедра), 2013
© Федеральное государственное унитарное предприятие «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), 2010
© Открытое Акционерное Общество «Челябинскгеосъемка» (ОАО «Челябинскгеосъемка), 2010
© Коллектив авторов, 2010
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013

ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа N-41 в пределах РФ охватывает значительную часть Челябинской и Курганской областей и небольшой участок Оренбургской области. Географически она приурочена к восточному склону Южного Урала и прилегающей Западно-Сибирской равнине. Район весьма разнообразен в геоморфологическом, геологическом и минерагеническом аспектах. Так, здесь выделяются несколько орографических районов. Зона кряжа включает остаточные горы (осевой части и восточного склона Урала). Приводораздельные горы (хребты Ицыл, Юрма, Бол. Таловский и др.) имеют абс. отм. до 985 м, сглаженную поверхность, местами уплощены и заболочены; широко развиты элювиальные и делювиальные развалы. Остаточные горы восточного склона Южного Урала протягиваются субпараллельно узкой полосой (Ильменский хребет, Вишнёвые горы) и характеризуются максимальными абс. выс. 607–754 м. Зона пенеплена отмечена плоскими, слегка всхолмленными формами рельефа с довольно узкими каньонообразными долинами рек. Здесь широко распространены коры выветривания, спорадически встречаются небольшие изолированные останцы морских осадков мела и палеогена. Абсолютные отметки водораздельных участков уменьшаются с юго-запада на северо-восток с 454 до 337–258 м. Западно-Сибирская равнина характеризуется общим понижением абсолютных отметок рельефа в северо-восточном направлении от 337–255 до 165–138 м.

Растительность района меняется от лесных–лесостепных (на северо-западе и севере) до степных форм на юге. Преобладают смешанные леса (берёза, осина, сосна). Лесостепные ландшафты развиты преимущественно в центральной части территории. На севере Курганской области берёзовые и осино-берёзовые леса составляют до 30% территории. В поймах рек повсеместно развиты луга с зарослями кустарника. На междуречьях широко проявлены лугово-злаковые степи с берёзовыми рощами (колками). На юге территории преобладают злаковые поля и разнотравные луга. Животный мир разнообразен: распространены заяц, лиса, лось, медведь, волк, рысь, косуля, кабан; из птиц – глухарь, тетерев, рябчик. На заповедных территориях сохранились редкие виды животных и птиц. В реках и озёрах обычны окунь, щука, лещ, плотва (чебак), карась, карп, сырок.

Главной гидрографической особенностью территории является обилие озёр и болот, наиболее крупные из которых – Аргази, Увильды, Иртяш и др. – протягиваются вдоль гор. Речная сеть относится к бассейнам двух

рек – Камы и (большей частью) Тобола (реки Миасс, Уй, Тобол и др.); все водотоки маловодные. Питание рек происходит за счёт талых вод, атмосферных осадков и, в меньшей степени, за счёт подземных вод. Климат континентальный, в южной части засушливый. Среднегодовая температура от 0 до +1,5 °С. Среднегодовое количество осадков в разных районах колеблется от 265 до 400 мм. Зимой снежный покров обычно не превышает 25–30 см. Весна и осень прохладные, распутица длится в среднем 15–20 дней.

Район работ приурочен к наиболее экономически освоенной части Урала с развитой инфраструктурой – большинство населённых пунктов соединены асфальтированными или улучшенными щебёночными дорогами; площадь пересечена многочисленными нефте- и газопроводами, линиями электропередач. Главные железные дороги электрифицированы. Население (русские, башкиры, татары и др.) занято на предприятиях различных отраслей промышленности, в сельском хозяйстве и торговле. Территория заселена неравномерно: большинство населения проживает в наиболее крупных городах – Челябинск, Курган, Копейск, Коркино, Троицк и др.; там же образуются и эпицентры напряжённой эколого-геологической обстановки.

До меридиана г. Челябинск–г. Карталы структуры Уральской складчатой системы относительно хорошо обнажены, а восточнее перекрыты мощным чехлом мезозойско-кайнозойских морских и континентальных отложений. Соответственно и изученность этих территорий существенно отличается.

Геологическая изученность. Первые представления о геологическом строении района сформированы выдающимися учёными: П. С. Палласом, И. И. Лепёхиным, Г. П. Гельмерсеном, Г. Е. Щуровским, А. П. Барбот де Марни, И. В. Мушкетовым, А. П. Карпинским, Ф. Н. Чернышёвым, Н. К. Высоцким, В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом, А. Н. Заварицким, Н. Н. Тихоновичем и многими другими, проводившими исследования в период с конца XVIII в. по начало XX в. Взгляды на стратиграфию региона складывались под влиянием А. П. Карпинского и, в особенности, Ф. Н. Чернышёва. В целом работы этого периода принесли много открытий: выявлены мезозойские и раннекарбоновые угольные месторождения, многочисленные россыпные и коренные объекты золота, месторождения других полезных ископаемых; разработаны первые стратиграфические схемы, в которых самые древние образования датировались девоном или силуром.

С конца 1920-х годов разворачиваются поиски металлических и неметаллических ископаемых для обеспечения растущих потребностей промышленности, проводятся геологические съёмки масштаба 1 : 200 000 и в постепенно возрастающих объёмах – масштаба 1 : 50 000. Большое внимание уделялось палеонтолого-стратиграфическим исследованиям, изучению магматизма, тектоники и металлогении. К этому времени относится начало применения геофизических методов для решения геологических задач, сначала электроразведки, а затем всё более широкого комплекса исследований; параллельно совершенствуется аппаратурная база и методика работ. С помощью геофизики были получены первые сведения о строении палеозойских образований, скрытых под мощным чехлом покровных отложений в

восточной части территории листа N-41. До середины 1950-х годов геологическое картирование проводилось в основном «маршрутным исхаживанием» площади, карты отличались схематичностью, при их составлении обычно завышалась роль магматизма – интрузивными часто показывались гнейсово-мигматитовые комплексы. В целом же результатом работ этого периода (1930–1955 гг.) явилось коренное изменение представлений о геологическом строении региона: установлено широкое развитие ордовикских образований в Троицком, Варненском и Брединском районах Челябинской области (Н. М. Павлов, П. М. Есипов, Н. Ф. Мамаев, Л. Д. Булыкин и др.); по степени метаморфизма и залеганию под фаунистически охарактеризованными палеозойскими образованиями стали картироваться кембрийские и протерозойские образования (мариинская свита – выделена Т. А. Смирновой, каменнодольская, кусаканская, чулаксайская свиты – Н. Ф. Мамаевым и др.). Была предложена (Н. Ф. Мамаев, П. М. Есипов, Д. В. Наливкин, Л. А. Пронин и др.) новая стратиграфическая схема региона. Стратификация немых древних свит западного склона Южного Урала разработана М. И. Гаранем (1939, 1957 гг.) и Н. С. Шатским (1945, 1946 гг.).

С конца 1950-х годов геологические съёмки приобретают комплексный характер с применением геофизических, геохимических (металлометрия) методов поиска и значительных объёмов горных и буровых работ. Начинают использоваться изотопно-геохронологические исследования, в комплекс работ включаются аэрометоды. Наиболее перспективные и проблемные площади картируются повторно. В это же время проводится планомерное покрытие территории гравиметрическими съёмками масштаба 1 : 200 000. В конце 1960–начале 1970-х годов практически вся открытая территория листа N-41 и часть Зауралья (с небольшой мощностью покровных отложений) закартированы в масштабе 1 : 50 000. Работы выполнялись под руководством З. А. Андреевой, Ю. Н. Афанасьева, Ю. П. Бердюгина, В. В. Бабкина, С. А. Зорина, Г. А. Кейльмана, В. П. Костарева, П. М. Курбежекова, А. И. Левита, А. С. Молчанова, Ф. А. Пискунова, Л. Н. Ромашовой, Г. Ф. Селиверстова, В. Ф. Турбанова, Р. Н. Шагиной, Е. П. Щулькина, В. Н. Юрецкого и др. Были получены принципиально новые данные по стратиграфии, магматизму и металлогении. Установлено наличие на восточном склоне Урала кембрийских образований (Ф. А. Пискунов, 1970), выявлены проявления меди нетрадиционного для Урала типа – медно-порфирового (Л. Н. Ромашова, 1963) и т. д. На картах получают отражение вулканогенные образования, относимые к силуру (по существу «немые» на тот период времени). Стратиграфия каменноугольных и девонских стратонов уже детально разработана; устоявшейся считается также стратификация рифейских метаморфических образований в Златоустовской подзоне (С. А. Зорин, 1964), установлена гнейсо-мигматитовая природа уфалейского метаморфического комплекса (Г. А. Кейльман, 1961) – ранее он картировался как крупный гранитный батолит.

Первые сведения о составе образований, слагающих погребённый фундамент и его чехол в Зауралье, появились в 1930–1940-х годах в результате проходки редких скважин поискового бурения на уголь и бокситы

на территории, примыкающей к открытой части Урала. Планомерное же изучение Зауралья началось с 1950-х годов бурением по региональным геолого-геофизическим профилям. При этом установлено, что гравитационное и магнитное поля отражают вещественный состав складчатого фундамента. Выявлено несколько депрессий, выполненных отложениями триаса. С 1953 по 1959 годы к востоку от городов Челябинск и Троицк мелкомасштабное геологическое картирование проведено под руководством А. П. Сигова. Была разработана стратиграфическая схема мезозойско-кайнозойских отложений, не претерпевшая принципиальных изменений по настоящее время. Авторы привели характеристику проявлений полезных ископаемых и оценили перспективы площади на уголь, бокситы, золото, титан-циркониевые россыпи, нефть. Впервые для Южного Зауралья созданы геологические карты масштаба 1 : 500 000 четвертичных и дочетвертичных образований, а также схематическая карта досреднеюрских образований.

При составлении карт использовались результаты площадных и профильных гравиметрических, магнитометрических, электроразведочных (ВЭЗ) и сейсмических исследований. К 1950 г. вся территория была покрыта аэромагнитной съёмкой масштаба 1 : 100 000 (В. В. Тимофеева), по результатам которой выделено несколько аномалий, перспективных на железные руды. Вследствие выполненых по редкой сети электроразведочных работ (методом ВЭЗ) оценены глубины залегания фундамента. В 1954–1957 гг. в Зауралье проведены гравиметрические съёмки масштаба 1 : 200 000 (М. Е. Айзикович, Л. Н. Канюкова, Г. Б. Лифшиц и др.) вне границ листов международной разграфки. В 1949–1960 гг. по отдельным профилям Баженовской экспедицией осуществлены сейсмические исследования методами КМПВ и МОВ, которые дали информацию о рельефе складчатого фундамента (Д. Д. Уманцев, Ф. М. Рябченко и др.). В 1957–1961 гг. на территории проведены аэромагнитные съёмки масштаба 1 : 50 000 и 1 : 25 000. В 1960 г. на основе геофизических материалов начались поисковые работы на железные руды в Валерьяновской зоне. Была установлена рудная природа нескольких аномалий, открыто Глубоченское месторождение магнетитовых руд (Угловая аномалия). В 1960-х годах возобновляются поиски бокситов (В. М. Андриенко, 1962, 1964), а также проводятся работы по выявлению структур, пригодных для хранения резервных запасов газа (А. Малинов, 1963, 1964, 1965, 1975; Г. Б. Окнин, 1964); их результаты использованы при составлении геологических карт. Схематические карты складчатого фундамента масштаба 1 : 200 000 для закрытой территории начали составляться с учётом результатов бурения вдоль региональных геолого-геофизических пересечений – Троицкого, Еткульского, Курганского, Дуванкульского на листах N-41-II, III, VIII, IX, XIV, XV (А. Е. Туманов, 1964 г.). В 1960-е годы проводится серия тематических работ по обобщению накопленных геологических и геофизических данных по всей территории Урала. Баженовской экспедицией осуществляется увязка материалов гравиразведки и составляются полистные гравиметрические карты масштаба 1 : 200 000; создаются и сводные карты аномального магнитного поля масштаба 1 : 200 000 (Е. Б. Бельтенёва и др.). В 1960 г. под руководством Е. М. Ананьевой завершаются работы по обобщению геофизических

данных по Зауралью, а в 1964 г. – в целом по Уралу; проведён глубокий анализ имеющегося фактического материала с его геологической интерпретацией, определены закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в зависимости от характера физических полей.

В 1962–1967 гг. Н. Б. Малютиным обобщены геологические результаты по всей территории Зауралья. С учётом геофизических данных созданы геологическая и тектоническая карты досреднеюрского фундамента масштаба 1 : 500 000 (1966, 1967 гг.). Одновременно под руководством М. Н. Дегтевой составлены «посрезные» карты позднеюрской, раннемеловой и позднемеловой эпох в пределах Южного Зауралья, а под руководством В. А. Лидера – карта четвертичных отложений территории. С 1962 по 1968 г. большой группой геологов из разных организаций подготовлены унифицированные стратиграфические схемы Урала и сопредельных территорий. В этих схемах, утверждённых МСК (1964, 1968 гг.), учтены все новые данные, касающиеся палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений. Итоги изучения Урала в период с 1930 по начало 1960-х годов нашли графическое выражение в Атласе геологических карт масштаба 1 : 200 000 (Северный, Средний и Южный Урал), составленном под редакцией И. Д. Соболева и изданном в 1966 г. Они же наряду с листами Госгеолкарты-200 первого поколения явились основой для составления мелкомасштабных карт Урала – 1 : 1 000 000 (1971 г.) и 1 : 500 000 (1978 г.), а также тектонической карты масштаба 1 : 1 000 000 (1983 г.), которые на долгие годы становятся базовыми для постановки геологоразведочных работ и при составлении серии металлогенических карт. В это же время заканчивается подготовка к изданию целого ряда листов Госгеолкарты-200/1 на открытую часть Южного Урала. Крупно- и среднемасштабные карты данного этапа изучения характеризуются сравнительно дробным стратиграфическим расчленением осадочных и (в меньшей степени) вулканогенных образований триаса, карбона, девона и силура, а в ряде случаев – и ордовика. При этом значительная часть додевонских вулканитов датирована силуром. Литолого-петрографические описания стратифицируемых и магматических образований выполнены достаточно детально. Стратиграфические построения обоснованы палеонтологически, однако датировки радиологического возраста интрузивных образований единичны, а геохимическая характеристика пород тогда практически отсутствовала.

С середины 1970-х годов все крупномасштабные геологосъёмочные работы дифференцируются по направлениям и становятся комплексными. Широко применяются геохимические методы исследований, в помощь геологическому картированию в опережающем и сопутствующем режиме начинают проводиться высокоточные аэрогеофизические (с гаммаспектрометрией), а также наземные магнитные и гравиметрические съёмки масштаба 1 : 50 000–1 : 25 000. С 1974 г. начинают составляться (по данным дешифрирования разномасштабных аэрофотоснимков и первых космических снимков) геоиндикационные карты, на которых кроме элементов разрывной и пликативной тектоники отражаются сведения о литолого-петрографическом составе и соотношениях крупных структурно-вещественных комплексов (А. Г. Жученко, Н. В. Левит и др.). На всей

территории листа N-41 проводится гидрогеологическое картирование в масштабе 1 : 200 000 с составлением соответствующих полистных карт (Н. Д. Фещенко, В. К. Мишунин, В. С. Селезнёв и др.). В результате были выделены водоносные горизонты (по стратиграфическому принципу), определены площади с различным химическим составом и минерализацией подземных вод, оценена их защищённость.

В Зауралье в этот период геологические съёмки проводятся только в масштабе 1 : 200 000: полистные [42], групповые [53] и в комплексе с гидрогеологическими исследованиями [96, 56, 62]. Работы сопровождались значительными объёмами глубокого бурения. По их результатам установлено наличие средне- верхнеюрских отложений, заполняющих депрессии и палеодолины, широкое развитие магматических и метаморфических образований, выявлены проявления железа, меди, бокситов, редких металлов, хрома, никеля и других полезных ископаемых. Составленные комплекты включали карты четвертичных и дочетвертичных образований, доюрского фундамента, геоморфологические. Они базируются на детальной проработке материалов всех предшествовавших работ и полученной новой информации, на комплексном анализе геолого-геофизических данных. До конца 1990-х годов в Зауралье геологосъёмочные работы больше не проводились, выполнялись лишь поисковые работы на железные руды, редкие металлы, уран и нефть.

На площадях основных золотороссыпных и бокситоносных районов восточного склона Южного Урала и прилегающего Зауралья с конца 1960-х по 1980-е годы под руководством В. С. Шуба, Л. П. Гузовского, К. П. Савельевой и др. осуществлялось поисково-геоморфологическое картирование масштаба 1 : 100 000. Были детально расчленены континентальные рыхлые образования мезозоя и кайнозоя, определена их металлогения, изучены коры выветривания. Помимо геологических карт, которые не утратили своего значения по сей день, составлены прогнозные карты и выделены перспективные площади для поисков россыпного золота, бокситов, редких земель и других полезных ископаемых.

К началу 1980-х годов основные структуры восточного склона Южного Урала практически полностью (по Троицкому Зауралью – частично) были покрыты комплексными геологическими съёмками масштаба 1 : 50 000. На территории Зауралья проведены (или завершались) среднемасштабные съёмки. Накопленный геолого-геофизический материал требовал обобщения. Были продолжены работы по составлению Госгеолкарт-200 первого поколения. В 1980-х годах подготовлены листы N-41-I (Г. А. Глушкова, 1984), N-41-II (Р. Н. Шагина, 1988), N-41-V (А. М. Пумнянский, 1987), N-41-VII, XIII (В. Ф. Турбанов, 1984, 1982), N-41-XV (З. А. Андреева, 1985), N-41-XIX (Ю. П. Бердюгин, 1986), N-41-XXV (Е. П. Щулькин, 1990); при этом издана только карта листа N-41-XV. В это же время для решения отдельных проблем геологического строения и задач по расширению минерально-сырьевой базы Урала продолжается геологическое доизучение наиболее важных площадей в масштабе 1 : 50 000 (ГДП-50), сопровождающиееся общими поисками ведущих полезных ископаемых. ГДП-50 были охвачены основные структуры восточного склона Южного и Среднего

Урала: Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий (В. В. Парфёнов, 1989), Сысертско-Ильменогорский (В. Н. Юрецкий, 1982) и другие антиклинории Восточно-Уральского мегантиклинория (Е. П. Щулькин, 1986; В. В. Бабкин, 1986; В. П. Муркин, 1988; Н. С. Кузнецов, 1995). Характерной особенностью этих работ было тесное сотрудничество с научными организациями, специалисты которых участвовали в решении геологических задач на всех стадиях исследований; в их числе: А. И. Грабежев, К. С. Иванов, Л. Я. Кабанова, В. А. Коротеев, А. А. Краснобаев, В. А. Маслов, В. Н. Пучков, В. И. Сначёв, Г. Б. Ферштатер и др. Находки нового вида фауны – конодонтов – позволили датировать многие «немые» вулканогенные толщи ордовиком (ранее они относились к силуру). Для определения возраста интрузивных комплексов и метаморфических образований в большом объёме были проведены изотопно-геохронологические исследования, в том числе по цирконам. Для геохимической характеристики литокомплексов впервые в значительных объёмах использованы результаты нейтронно-активационного анализа пород. Стратиграфические построения базировались на большом палеонтологическом материале и обосновывались в том числе разрезами буровых скважин. Была установлена существенная роль в структурообразовании надвиговых дислокаций. В комплекты графических материалов, которые по многим позициям отличались от прежних, вошли карты закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых. В процессе работ были выявлены десятки проявлений различных полезных ископаемых, месторождение золото-порфировой рудной формации. Во второй половине 1980-х годов в связи с нерешённой проблемой возраста многих палеозойских образований на листах N-41-XXV, XXXI поставлено геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000. Несмотря на значительный объём бурения, вопрос о возрасте и соотношениях чулаксайской, рымникской и маячной свит остался нерешенным (Э. В. Шалагинов, 1988). С 1990-х годов начаты работы по изучению эколого-геологической обстановки; ведётся мониторинг состояния геологической среды на всей территории листа N-41.

В 1995 г. были прекращены все крупномасштабные геологосъёмочные работы; начался новый этап региональных исследований – геологическое доизучение площадей в масштабе 1 : 200 000 с подготовкой к изданию листов Госгеолкарты-200 второго поколения. С 1998 г. все региональные работы выполняются в ГИС-технологиях. К концу 1990-х годов были составлены и утверждены серийные легенды Госгеолкарты-200/2 Среднеуральской, Южноуральской и Зауральской серий. В 1993–2007 гг. обобщены и систематизированы данные по всем ранее рекомендованным перспективным площадям Челябинской и Курганской областей; для всего спектра металлических и ряда неметаллических полезных ископаемых была произведена оценка и переоценка прогнозных ресурсов категорий P_1, P_2, P_3 [60, 68, 73, 91, 92].

По рассматриваемой территории до 2004 г. было завершено ГДП-200 и подготовлены к изданию комплекты Госгеолкарты листов N-41-VIII [70] и N-41-VII [86], N-41-XIX, XXV [97, 98]. Начатые работы по листам N-41-II, XIII, XXI в 2002 г. из-за прекращения финансирования за-

вершены информационными отчётами. В том же году наконец издается Госгеолкарта-1000 (второе поколение) листа N-40 (41) под редакцией В. И. Козлова, составлявшаяся более 10 лет. В пределах листа N-41 комплект составлен до меридиана 63° и ещё в старой легенде; на картах не нашли отражения новейшие данные, полученные в 1994–2001 гг. В 2002 г. информационным отчётом заканчиваются работы по созданию геофизической и геохимической основ для Госгеолкарты-1000/3 листа N-41 [89]. В 2004–2009 гг. после возобновления среднемасштабного ГДП были подготовлены к изданию комплекты Госгеолкарты-200/2 Южно-Уральской серии листов N-41-I [71], N-41-XX, XXVI, XXXI [77]. В 2010 г. завершаются работы по геолого-минерагеническому картированию листа N-41-II, восстанавливается ГДП-200 листа N-41-XIII. При среднемасштабном доизучении (начиная с 1995 г.) получены новые сведения о составе и возрасте многих стратифицированных, магматических и метаморфических образований. При исследованиях использованы современные методы анализа вещества, новые методики изотопно-геохронологических исследований. Тем не менее, ряд вопросов геологического строения территории по-прежнему остался дискуссионным.

В целом геологическая изученность территории листа N-41 оценивается как вполне удовлетворительная, но неравномерная. К хорошо исследованным относится в первую очередь восточный склон Южного Урала – здесь изученность по большей мере отвечает масштабу 1 : 50 000. В Зауралье для отдельных площадей она не детальнее масштаба 1 : 500 000 (N-41-XIV, XVI, XVII, XVIII), на остальной его части отвечает масштабу 1 : 200 000. Из территорий с относительно небольшой мощностью мезозойско-кайнозойского чехла хуже всех изучен лист N-41-XIV.

Первые представления о глубинном строении Южного Урала были получены в результате интерпретации гравитационного и магнитного полей. По этим данным земная кора здесь разделена на блоки разной основности, выделены глубинные трансуральские разломы; геолого-геофизические разрезы верхней коры отстраивались до глубины 10–20 км (Е. М. Ананьева, Е. Б. Бельтенёва, Б. В. Дорофеев и др.). Строение земной коры удалось детализировать и уточнить, когда в комплекс методов была введена сейсморазведка. В результате многолетних исследований с использованием методов МОВ, ГСЗ, МОГТ определены скоростные характеристики коры и верхней мантии, хотя следует отметить, что при относительно высокой общей изученности Урала глубинными сейсмическими исследованиями территория листа N-41 изучена всё же недостаточно. На юге российской части площади листа пройдены Троицкий профиль ГСЗ (В. С. Дружинин, 1986) и «Уралсейс-95», находящиеся недалеко друг от друга. На севере площади по небольшому фрагменту Магнитогорской мегазоны пройден профиль ГСЗ Ниж. Тура–Орск; частично в пределы листа заходит и Тараташский профиль ГСЗ (В. С. Дружинин, 1983). В той же части трапеции до меридиана 62° выполнены профили КМПВ и МОВ, на тот период уточнившие представления о строении земной коры до глубины 10–12 км (Ю. П. Аверкин, 1978, 1979; Е. И. Козырев, 1977). Наиболее разносторонние характеристики получены по профилю «Уралсейс-95»: эти материалы

значительно пополнили и детализировали имеющиеся сведения о разрезе земной коры и верхней мантии в южноуральском сегменте. При интерпретации сделаны выводы о значительной роли гнейсово-мигматитовых образований в коре Восточно-Уральской мегазоны, относительно небольшой мощности Джабыкского плутона, о значительной роли пологопадающих разрывных нарушений в структуре. В Курганском Зауралье в последние годы проводятся сейсмические исследования с целью поисков структур, благоприятных для размещения нефтегазовых залежей, но сосредоточены они большей частью на территории смежного листа N-42. Данные о строении верхней мантии Южного Урала получены и по материалам глубинных магнитотеллурических зондирований (МТЗ) (А. Г. Дьяконова, 1986, 1990, 1994, 1996). По результатам этих работ сделан вывод об аномальном характере верхней мантии – отсутствии под Уральским складчатым поясом астеносферного слоя. На основе комплексного анализа сведений о глубинном строении Урала многими исследователями и неоднократно составлялись различные схемы, карты, рассматривались глубинные металлогенические модели. Наиболее полная сводка и глубокий анализ всех проведённых в этом направлении работ представлены в монографии Н. Г. Берлянд (2007 г.).

В процессе составления комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа N-41 – Челябинск были проведёны полевые работы на опорных участках и пунктах. Изучены характерные разрезы ряда стратонов, петрография и соотношения интрузивных комплексов и их фаз. Проведены лабораторные исследования проб современными методами анализов. В результате были получены новые данные о составе целого ряда палеозойских и докембрийских толщ, свит, интрузивных комплексов; для некоторых из них уточнён возраст, который был предметом дискуссий на протяжении десятков лет. Названный комплект составлен на основе всестороннего анализа геологических, геофизических, геохимических и дистанционных данных. Работы выполнены в основном сотрудниками ОАО «Челябинскгеосъёмка». Большую методическую и техническую помощь при этом оказали специалисты ФГУП «ВСЕГЕИ» – Т. Н. Зубова, В. К. Шкатова, А. А. Пуговкин, С. Н. Суриков, Е. А. Лебедева и Л. О. Пинькова, а также А. А. Краснобаев (ИГГ УрО РАН). Авторы и редактор выражают им глубокую благодарность.

СТРАТИГРАФИЯ

Геологическое строение территории листа N-41 – одно из наиболее сложных на Урале. Здесь выделено сравнительно много структурно-формационных зон, которые в свою очередь подразделяются на более мелкие таксоны – подзоны и районы. В пределах площади листа развиты вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные (в том числе различно метаморфизованные) стратифицируемые образования различного возраста (от архея по квартер) и генезиса. В восточной части трапеции доюрские стратоны перекрыты меловыми и кайнозойскими отложениями покровного комплекса, мощность которых у восточной границы листа достигает 700–730 м, для значительной части разреза напластование осложнено многочисленными пликативными и дизъюнктивными тектоническими нарушениями разного порядка, морфологии, генезиса и возраста.

АРХЕЙСКАЯ АКРОТЕМА

В пределах площади архейские стратоны представлены метаморфитами двух картируемых подразделений.

Тараташский комплекс (AR*tr*) рассматривается в составе Западно-Башкирской подзоны; незначительно распространен в северо-западной части территории листа, где образует дугообразный выступ площадью около 10 км^2. Представлен плагиогнейсами биотитовыми, гранатовыми, силлиманитовыми, нередко графитсодержащими, а также магнетитовыми кварцитами, двупироксеновыми кристаллосланцами, амфиболитами (по базальтам и коматиитам). Все породы комплекса в пределах листа рассланцованы и часто диафторированы, вплоть до образования зелёных сланцев, с развитием хлорита, эпидота, актинолита, альбита, серицита и карбоната. Они входят в состав так называемой «Восточно-Тараташской зоны диафтореза» с юго-восточным и северо-восточным падением сланцеватости, обрамляющей блоки гранулитов описываемого комплекса, расположенные западнее, за пределами листа. Нижняя граница комплекса не установлена, верхняя – тектоническая. По своим петрохимическим характеристикам его образования близки к селянкинской свите архея и метаморфитам слюдяногорской свиты нижнего протерозоя. Магнитная восприимчивость пород тараташского комплекса достигает 90×10^{-3} ед. СИ, плотность изменяется от 2,70 до 3,11 г/см^3. Магнитное и гравитационное поля положительные,

высокой интенсивности. Архейский возраст тараташского комплекса установлен по цирконам и составляет 2830–2650 млн лет, время проявления наиболее позднего этапа диафтореза – около 600 млн лет (Зорин, Гогулан, 1976). Мощность стратона – более 4000 м.

Селянкинская свита (AR*sl*) относится к Сысертско-Ильменогорской СФЗ, распространена в северо-западной части площади, где прослеживается узкой полосой от широты г. Миасс на юге до оз. Сугомак на севере. Представлена биотитовыми и гранат-биотитовыми плагиогнейсами, иногда с силлиманитом и графитом, амфиболитами с гранатом, клинопироксеном, реже – диопсид-плагиоклазовыми кристаллосланцами, прослоями кварцитов. Повсеместно вышеперечисленные образования чередуются с плагиогранитными и гранитными мигматитами. В общем случае породы имеют крутое восточное падение, часто осложненное изоклинальной складчатостью. Контакты свиты с более молодыми стратонами – тектонические; ее мощность – более 1200 м. Полосчатые и особенно теневые мигматиты имеют плагиогранитный состав. Плагиоклаз (андезин) содержит очень редкие антипертитовые вростки калиевого полевого шпата, кварц интенсивно деформирован, имеет струйчатое или линзовидно-полосчатое распределение в породах. Темноцветные минералы представлены зеленой роговой обманкой и биотитом двух генераций: более ранним темно-бурым и более поздним мелкочешуйчатым рыжевато-бурым, развивающимся при интенсивном катаклазе породы. Акцессорные минералы – апатит, сфен, ортит, циркон. Нередко встречается моноклинный пироксен. На широте дер. Мухаметово, а также на широте п-ова Берёзовый (оз. Увильды) среди амфиболитов сохранились реликты двупироксеновых кристаллических сланцев [86]. Плагиогнейсы по петрохимическим характеристикам близки к сходным породам тараташского комплекса (почти одинаковые содержания оксидов железа и титана). Распределение РЗЭ (относительно хондрита) в плагиогнейсах близко к таковому для ильменогорского комплекса и в какой-то мере, мариинской свиты (Кумакская зона), выделяясь отсутствием европиевого минимума (рис. 1). По своей природе плагиогнейсы отвечают песчаникам с глинистым цементом, осадочное происхождение их подчеркивается присутствием графита. Амфиболиты селянкинской свиты по содержанию петрогенных элементов, редких земель и элементов группы железа также близки к аналогичным породам ильменогорского комплекса, а кварциты выделяются такими же повышенными содержаниями железа, титана и фосфора. В гравитационном поле подразделение отмечается линейными локальными положительными аномалиями интенсивностью 1–2 мГал на фоне слабоградиентной зоны; в магнитном поле фиксируется дифференцированной положительной линейной аномалией интенсивностью до 1000–2000 нТл (породы толщи обладают повышенной магнитной восприимчивостью от 120 до 3000×10^{-5} ед. СИ).

Возраст свиты определён Rb-Sr методом в 2100 ± 200 млн лет, U-Pb методом по цирконам – 1850 ± 70 млн лет, по сравнительно недавнему определению U-Pb методом по циркону из гнейсов – 2084 ± 14 млн лет (Краснобаев и др., 2000).

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Нижнепротерозойские образования в пределах площади листа N-41 развиты во всех элементах структурно-формационного районирования за исключением Башкирской СФЗ.

Егустинская свита (PR_1eg) распространена в северо-западной части площади (от ее северной границы до широты оз. Бол. Агардяш), в пределах Уфалейской зоны. В её составе преобладают амфиболиты; кроме того, присутствуют биотитовые, амфиболовые и амфибол-биотитовые плагиогнейсы, плагиомигматиты. Породы иногда смяты в мелкие складки. Характерной особенностью стратона является его явная «фемичность». Многие исследователи считают амфиболиты егустинской свиты апобазальтоидными. Естественных обнажений пород мало, искусственные не представительны. Нижняя граница не известна, верхняя – со слюдяногорской свитой – согласная и проводится по первому прослою кварцитов. В амфиболитах обыкновенная роговая обманка составляет (в наиболее меланократовых разностях) до 60%. Количество биотита обычно не превышает 20% объема породы. Плагиоклаз (андезин в амфиболитах, олигоклаз в биотитовых гнейсах) в количественном отношении варьирует в широких пределах. Кварц появляется только в разностях, относимых к гнейсам, составляя до 25–30% их объема. По петрохимическим параметрам плагиогнейсы свиты выделяются среди аналогичных пород других стратонов повышенными содержаниями титана и фосфора и низким – железа. Распределение РЗЭ в плагиогнейсах близко к таковому для нижнесанарского комплекса (Таборско-Тапская зона) и мариинской свиты (Таборско-Тапская и Кумакская зоны), отличаясь от последних более низкими содержаниями (рис. 1). В амфиболитах – высокие содержания оксидов титана, железа, повышенные фосфора и пониженные магния. Распределение РЗЭ относительно хондрита в той или иной степени сопоставимо с распределением редкоземельных элементов в аналогичных породах слюдяногорской и куртинской свит, выделяясь европиевым максимумом. По результатам статистической обработки геохимических данных, породы егустинской свиты характеризуются повышенными относительно кларка содержаниями меди, цинка, свинца и хрома, а также обогащены молибденом, вольфрамом, оловом и цирконием. Породы большей частью слабомагнитные (15–150×10^{-5} ед. СИ) и обладают (за исключением плагиогнейсов) высокой плотностью: амфиболиты – 2,90–3,20 г/см^3, амфиболовые гнейсы – 2,81–2,94 г/см^3. Магнитное поле спокойное интенсивностью ±100 нТл, поле силы тяжести интенсивное положительное, сложнодифференцированное, с зональными дуговыми и кольцевыми аномалиями разных знаков. Возраст свиты до последнего времени оставался проблематичным. Г. А. Кейльман датировал ее поздним протерозоем. На сегодня имеются датировки K-Ar методом (по породе), не превышающие 1650 млн лет. Время образования свиты принимается раннепротерозойским на основании возраста прорывающих ее пироксенитов Шигирских сопок – 1651±47 млн лет [71]. Мощность стратона – более 1800 м (по геофизическим данным – более 4 км).

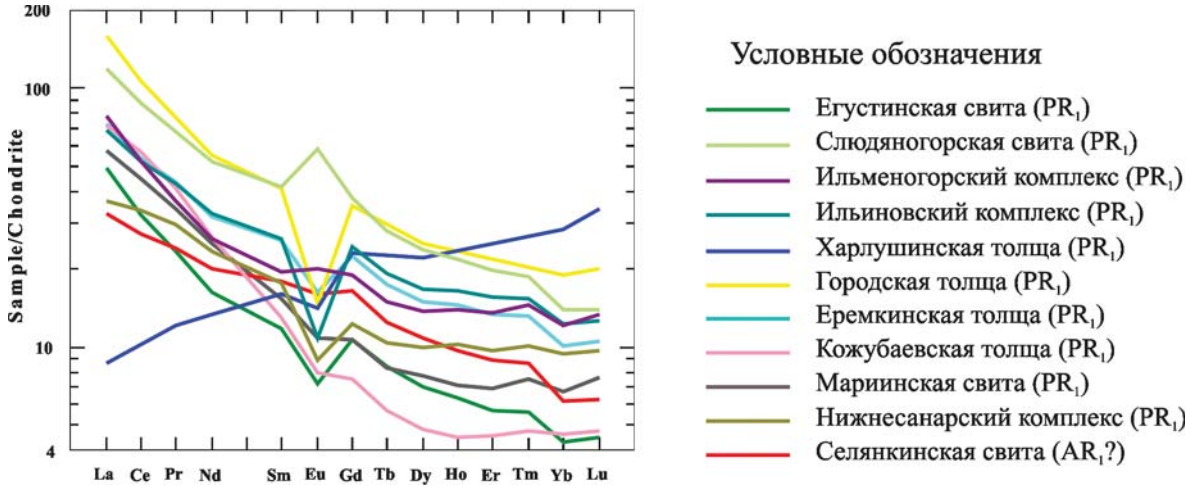

Рис. 1. Распределение средних содержаний РЗЭ в плагиогнейсах архея и нижнего протерозоя, нормированных относительно хондрита.

Вклейка. Заказ 81011031

Слюдяногорская свита (PR_1sl) распространена в северо-западной части площади листа, где вместе с егустинской свитой составляет уфалейский комплекс (Уфалейская зона). Сложена амфиболитами (часто рутилсодержащими), биотитовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами с прослоями кварцитов и слюдяно-кварцевых сланцев, плагиоклазовыми и двуполевошпатовыми мигматитами. Слюдяногорская свита согласно залегает на образованиях егустинской свиты. Нижняя граница проводится по слюдяным биотитовым кварцитам, верхняя – по подошве куртинской свиты. Породы характеризуются обычными для метаморфитов структурно-текстурными особенностями, минеральный состав сходен с таковым для егустинской свиты. По петрохимическим характеристикам плагиогнейсы описываемой свиты и тараташского комплекса сопоставимы. Распределение РЗЭ в них напоминает эти же параметры в городской толще (Пластовско-Суундукская зона), выделяясь среди всех однотипных пород площади четко выраженным европиевым максимумом (рис. 1), а также более высокими содержаниями РЗЭ. По своей природе плагиогнейсы отвечают песчаникам с глинистым цементом, осадочное происхождение их подчеркивается присутствием графита. Амфиболиты по своим петрохимическим характеристикам близки к основным метаморфитам егустинской свиты – высокие содержания оксидов титана, железа, повышенные фосфора и пониженные магния. Распределение РЗЭ относительно хондрита сопоставимо с распределением редкоземельных элементов в аналогичных породах куртинской свиты. По-видимому, амфиболиты слюдяногорской свиты (как и егустинской) образовались по рифтогенным толеитам или платобазальтам. Кварциты характеризуются высоким содержанием Al_2O_3 и повышенным TiO_2. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, они отличаются от всех кварцитов площади четко выраженным европиевым максимумом. Геохимические характеристики пород стратона близки к нижележащей егустинской свите (обогащение молибденом, ниобием, оловом, цирконием и галлием). Сланцы и (реже) кварциты слюдяногорской свиты обладают довольно высокой магнитной восприимчивостью – до 20×10^{-3} ед. СИ, что находит отражение в повышенном дифференцированном магнитном поле. Свита вмещает Слюдяногорское и Беркутинское месторождения слюдоносных пегматитов и ряд проявлений кианита (Егустинское, Карабашское), связанные с зонами кислотного выщелачивания. Возраст стратона принят раннепротерозойским по геологическим построениям, в частности по соотношениям с егустинской свитой. Общая мощность слюдяногорской свиты достигает 1700 м.

Ильменогорский комплекс (PR_1il) сложен образованиями последовательно залегающих друг на друге вишневогорской, ильменогорской, еланчиковской и кыштымской свит (раздельно не выделяемых здесь по условиям масштаба). Метаморфиты комплекса распространены исключительно в пределах Сысертско-Ильменогорской зоны, в северо-западной части территории листа N-41. Они представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, амфибол-биотитовыми плагиогнейсами (иногда с графитом и силлиманитом), амфиболитами (часто с гранатом и пироксеном), диопсид-плагиоклазовыми кристаллосланцами (нередко со скаполитом), кварцитами,

графитовыми кварцитами, кальцифирами и мраморами с тремолитом и диопсидом. При интенсивной изоклинальной складчатости породы, как правило, имеют крутое восточное падение. Соотношения с подстилающими и вышележащими образованиями – тектонические. По минералого-петрографическим особенностям они сходны с селянкинскими, егустинскими и слюдяногорскими однотипными образованиями. В биотитовых плагиогнейсах присутствуют (%) биотит – 10–20, плагиоклаз – 55–60, кварц – 20–25, гранат до 5; акцессорные минералы – апатит, циркон, ильменит. К новообразованиям относятся калиевый полевой шпат и силлиманит, содержание которых не более 1%. В гнейсах кроме биотита присутствует фибролит, графит (2–5%). Окраска биотита оранжево-красная или зеленая, железистость 58,3–62,5%, содержание TiO_2 – 2,14–2,27%. Кварциты и кварцитосланцы содержат в небольшом количестве плагиоклаз (1–5%), биотит и мусковит. Амфиболиты комплекса довольно разнообразны по составу и текстурно-структурным характеристикам. В их составе (%) плагиоклаз (15–60), кварц (2–3), гранат (до 5), куммингтонит (до 15), диопсид (до 30) и магнетит (до 3). В акцессорных количествах присутствуют апатит, эпидот, сфен и кварц (встречен в основном в гранатовых амфиболитах). Плагиоклаз (от № 27 до № 56) в амфиболитах часто зонален, причем наблюдается как прямая, так и обратная зональность. Гранат образует порфиробласты размером до 2,5 мм в форме ромбододекаэдров, а иногда менее совершенных зерен, изъеденных амфиболом и плагиоклазом; кроме того, он содержит включения кварца и рудного минерала. Куммингтонит игольчатый, характерны его гомоосевые срастания с роговой обманкой, в шлифах он бесцветен. По результатам петрохимических исследований плагиогнейсы комплекса сопоставимы с таковыми в егустинской, слюдяногорской и селянкинской свитах. Распределение РЗЭ в них почти аналогично плагиогнейсам селянкинской свиты (рис. 1). Амфиболовые гнейсы (амфиболиты) по многим петрохимическим параметрам сходны с основными метаморфитами селянкинской свиты; для некоторой их части распределение РЗЭ относительно хондрита аналогично амфиболитам кувашской свиты, отличаясь более высоким уровнем концентрации лантаноидов. Кварциты характеризуются высоким содержанием P_2O_5 и практически по всем параметрам сопоставимы с кварцитами саитовской серии. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, они сходны с аналогичными породами таганайской свиты, а в части тяжелых лантаноидов – саитовской серии. Геохимический спектр образований комплекса в основном однороден – средние содержания элементов находятся в пределах кларков. По результатам спектрального анализа они имеют редкоземельную и редкометалльную специализацию, что, возможно, связано с внедренными в них карбонатит-миаскитовыми телами ильмено-вишневогорского гипабиссального комплекса, а также несколько обогащены Ni, Co, Cr. Стратону в целом отвечает пониженное поле силы тяжести с линейными локальными положительными аномалиями в 1–2 мГал, а в магнитном поле – чередование узких полос положительных аномалий интенсивностью 500–1000 нТл над гранат-биотитовыми гнейсами и отрицательных (100–200 нТл) над отдельными пачками биотитовых гнейсов и амфиболитов. Биотитовые гнейсы имеют среднюю плотность

2,62–2,69 г/см^3, магнитную восприимчивость 25–110 × 10^{-5} ед. СИ, гранат-биотитовые гнейсы соответственно до 2,77 г/см^3 и 24–1500 × 10^{-5} ед. СИ; амфиболиты – 2,87–2,88 г/см^3 и 40–50 × 10^{-5} ед. СИ, мигматиты – 2,60 г/см^3 и 110–800 × 10^{-5} ед. СИ (более половины образцов гнейсов и мигматитов магнитны с восприимчивостью, равной 1300 × 10^{-5} ед. СИ). К ильменогорскому комплексу приурочено Тайгинское месторождение кристаллического графита, Аргазинское проявление и ряд других. Возраст стратона, определенный уран-торий-свинцовым изохронным методом по цирконам из гнейсов Вишневых гор (Краснобаев, 1986), характеризует время метаморфизма амфиболитовой фации в интервале 1850 ± 70 млн лет, что позволяет относить эти образования к нижнему протерозою. Общая мощность комплекса составляет 3000–5000 м.

А л л а к и н с к а я т о л щ а (PR_1al) развита в пределах Сосьвинско-Синарской зоны у северной границы площади в северном обрамлении Тюбукского гранитоидного массива. Выделена при проведении ГДП-200 [72]. Сложена мезо-меланократовыми амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и лейкократовыми биотит-кварц-полевошпатовыми гнейсами, кварцитами, реже мигматитами. Породы толщи изучены в единичных обнажениях, где они имеют пологие углы падения полосчатости (25–30°) на запад, а также вскрыты единичными скважинами КГК-100 [72]. Нижняя и верхняя границы подразделения не установлены. В лейкократовых разностях кварц и полевой шпат составляют 60–70 %, в меланократовых – 30–50 %; в лейкократовых гнейсах присутствует также мусковит (до 10 %). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном, рудные – магнетитом, реже пиритом и ильменитом. Петрохимически плагиогнейсы выделяются повышенными содержаниями Al_2O_3 и P_2O_5, амфиболовые плагиогнейсы в отличие от слюдистых характеризуются повышенным содержанием титана и железа. Гнейсы практически немагнитны (20–30 × 10^{-5} ед. СИ). Радиоактивность пород 15–16 мкР/ч. По цирконам из амфиболовых и биотитовых плагиогнейсов были получены два значения возраста U-Pb методом (SHRIMP-II): 1745 ± 15 млн лет (% Discordant-11) и конкордантное значение 361 ± 4 млн лет (MSWD = 0,43). Первая дата оценивается как возможный возраст гнейсов, вторая – как время гранитизации. Ранее изотопно-геохронологические исследования цирконов этой же пробы классическим методом были проведены А. А. Краснобаевым (материалы не опубликованы); по заключению автора, сообщество цирконов разной сохранности характеризуется вероятным возрастом образования 1525 ± 155 млн лет, а гранитизации – 373 ± 5 млн лет. Учитывая изложенные данные, возраст аллакинской толщи принимается раннепротерозойским; в то же время он требует уточнения путем дополнительных исследований. Мощность толщи – более 1000 м.

Х а р л у ш и н с к а я т о л щ а (PR_1hr) слагает большой ксенолит в западной части Челябинского плутона, в пределах Пластовско-Суундукской зоны. Впервые выделена при ГДП-200 листа N-41-VIII [70]. Образована мезо-меланократовыми гранатсодержащими амфиболовыми, биотит-амфиболовыми и лейкократовыми амфибол-кварц-полевошпатовыми гнейсами и плагиогнейсами с прослоями биотитовых гнейсов и амфиболитов. Породы

часто катаклазированы и милонитизированы, что обусловлено широким развитием сдвиговых и надвиговых дислокаций. Полосчатость пологая, с падением в западных румбах под углами 10–20°. Нижняя и верхняя границы толщи не установлены. Нижняя часть разреза представлена лейкократовыми и мезо-меланократовыми гнейсами, верхняя – существенно лейкократовая. В лейкократовых гнейсах кварц и полевой шпат составляют 70–85 %, в меланократовых – 30–50 %. Темноцветы, представленные сине-зеленой роговой обманкой и (реже) тонкочешуйчатым буро-коричневым биотитом, содержатся соответственно в количествах 3–15 и 3–10 % в лейкократовых гнейсах, 30–70 и 0–20 % в меланократовых разностях пород. Акцессорные минералы представлены гранатом (до 5–7 %), цирконом, апатитом, сфеном, рутилом, кианитом; рудные – магнетитом, реже пиритом и ильменитом. Толща выделяется низкими содержаниями легких лантаноидов и высокими – тяжелых. По распределению РЗЭ относительно хондрита плагиогнейсы толщи резко отличаются от всех аналогичных метаморфитов площади (рис. 1). На диаграмме А. А. Предовского они соответствуют породам основного и ультраосновного составов и щелочным магматитам. По магнитным свойствам резко выделяются лейкократовые гнейсы ($\chi_{ср} = 599 \times 10^{-5}$ ед. СИ), которые фиксируются полосовыми положительными магнитными аномалиями. Меланократовые гнейсы практически не магнитны (55×10^{-5} ед. СИ), но обладают повышенной плотностью ($\sigma_{ср} = 2{,}83$ г/см^3) и фиксируются на местности повышением поля силы тяжести. По средней плотности (2,7 г/см^3) лейкократовые гнейсы мало отличаются от окружающих их гранитоидов. Мезо-меланократовые породы имеют радиоактивность 3–4 мкР/ч, лейкократовые – 12 мкР/ч. Время образования харлушинской толщи принято условно раннепротерозойским на основании сопоставления петрогеохимических характеристик и литологического состава с породами городской толщи и ильиновского комплекса, возраст которых определен по радиологическим данным. Мощность стратона – более 1300 м.

Г о р о д с к а я т о л щ а (PR_1gr) незначительно распространена в пределах Пластовско-Суундукской зоны и картируется исключительно на территории г. Челябинск. Останцы гнейсового субстрата широко развиты среди образований мариинovского диорит-плагиогранитового комплекса (в составе Челябинского плутона). Толща сложена биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами с прослоями плагиогнейсов, слюдистых кварцитов, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов. В ее составе преобладают мезократовые кварц-полевошпат-биотитовые и кварц-полевошпат-амфибол-биотитовые гнейсы (85–90 %). Остальные разновидности пород распространены незначительно. Гнейсовидность, осложненная мелкой изоклинальной складчатостью, в целом ориентирована в северо-западном направлении с падением на северо-восток под углом 45–55°. Стратиграфические границы не установлены. По петрохимическим данным, биотитовые гнейсы имеют повышенные содержания оксидов калия и фосфора. Они обогащены как тяжелыми, так и легкими лантаноидами, а по распределению РЗЭ относительно хондрита – сопоставимы с плагиогнейсами еремкинской толщи и ильиновского комплекса (рис. 1). Первичная

природа метаморфитов осадочно-вулканогенная (реконструкция составов по А. А. Предовскому). По средним значениям плотности (2,71 г/см^3) образования толщи мало отличаются от окружающих таксонов, поэтому в поле силы тяжести не выделяются. Породы практически немагнитны. Возраст стратона определен уран-свинцовым методом по цирконам и составляет 1928 ± 146 млн лет [70]. Мощность толщи – не менее 1500 м.

Еремкинская толща (PR_1er) также распространена в Пластовско-Суундукской зоне, в западной части площади, по обрамлению Варламовского, Борисовского, Санарского, Пластовского и Еремкинского гранитных массивов. Нижняя часть разреза сложена двуполевошпатовыми, биотитовыми, гранат-биотитовыми плагиогнейсами и кристаллосланцами, иногда мигматизированными. В средней части преобладают двуслюдяные, биотит-кварц-полевошпатовые, биотит-амфибол-кварц-полевошпатовые кристаллосланцы с редкими прослоями кианитовых, слюдяных и графитистых кварцитов, а также мраморов. Верхняя часть разреза образована преимущественно амфибол-полевошпатовыми кристаллосланцами, плагиогнейсами и амфиболитами с прослоями графитистых и слюдяных кварцитов и мраморов. Еремкинская толща практически не обнажена; нижняя ее граница не установлена, вверху она, вероятно, с размывом перекрыта отложениями карбона. Мощность стратона – более 1400 м. В плагиосланцах сохраняется бластопсаммитовая структура и слоистая текстура. Биотит имеет содержание TiO_2 1,68–2,29 % и железистость 44,9–62,1 %; железистость граната – 31,6–87,7 %, в нём 9,51–21,1 % пиропового компонента [83]. В переменных количествах присутствуют ставролит и силлиманит, иногда встречаются кордиерит, кианит, диопсид, куммингтонит, графит. Акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, ильменитом, турмалином, пиритом, пирротином, молибденитом, встречаются сфен, рутил, монацит, циркон, ортит и др. Состав амфиболитов (мас. %): плагиоклаз (40–70), амфибол (30–60), редкие зерна титаномагнетита, сфена, апатита, вторичные эпидот, карбонат, хлорит. Плагиосланцы по химическому составу сходны с аркозами, полимиктовыми и грауваккковыми обломочными породами и метапелитами, амфиболиты – с базальтами. Кристаллосланцы обеднены Rb (40–140 г/т) в сравнении с мигматитами (150–350 г/т) и микроклиновыми гранитами (200–310 г/т), тогда как содержания Sr в них близки и составляют 100–300 г/т. Концентрации Li, Be, Sn, Th ниже кларковых (в скобках): 28–60 (66), 1,3–2,2 (3), 2,4–5,3 (6), 6,3–10,1 (12 г/т). По распределению РЗЭ относительно хондрита метаморфиты описываемого таксона сопоставимы с плагиогнейсами городской толщи и ильиновского комплекса (рис. 1). Гравитационное поле над толщей повышенное, но слабо выражено на фоне градиентной зоны от контактов гранитоидных интрузий. Магнитное поле пониженное, а контакты толщи с гранитными массивами характеризуются вытянутыми локальными аномалиями интенсивностью 200–500 нТл. Плотность амфиболитов 2,95 г/см^3, магнитная восприимчивость – 60×10^{-5} ед. СИ; для амфибол-биотитовых плагиосланцев – 2,78 г/см^3 и 50×10^{-5} ед. СИ, гранат-биотитовых плагиогнейсов – 2,80 г/см^3 и 60×10^{-5} ед. СИ, биотитовых плагиосланцев – 2,67 г/см^3 и 25×10^{-5} ед. СИ. Разброс цифр изотопного возраста метаморфических

пород еремкинской толщи, полученных K-Ar методом по слюдам, позволил еще в 1960-х годах выделять два этапа метаморфизма: один с возрастом 438–470 млн лет и второй – 337–345 млн лет. Аналитический материал, полученный по цирконам из сланцев и гнейсов еремкинской толщи (Pb-Pb метод, ИГГД РАН, данные Б. К. Львова), показывает, что значения «древнего» этапа метаморфизма находятся в пределах 1328–1350 млн лет. Мигматиты Еремкинского купола имеют возраст 800 и 920 млн лет, и эти данные можно также считать возрастом «древнего» этапа метаморфизма. На основании вышеприведенных данных, время формирования пород еремкинской толщи принимается раннепротерозойским.

Кожубаевская толща (PR_1kž) распространена в Пластовско-Суундукской зоне на юго-западе листа, в северном и юго-восточном обрамлении Джабык-Карагайского гранитоидного массива. Она сложена биотитовыми, амфибол-биотитовыми гнейсами (иногда мигматизированными), кварцитами, амфиболитами, реже гранат-биотитовыми, кианитовыми, ставролитовыми сланцами и кристаллосланцами. Редкие выходы гнейсов отмечены в Кожубаевском логу, а также по берегам рек, в бортах долин и единичных карьерах. Падение сланцеватости и гнейсовидности в основном восточное и юго-восточное, довольно пологое (до 40°). Границы с выше- и нижележащими образованиями не установлены. По петрохимическим характеристикам плагиогнейсы кожубаевской толщи отличаются от аналогичных метаморфитов других толщ и свит площади низкими содержаниями оксидов железа и магния и высокими щелочей. Они обогащены легкими лантаноидами и сильно обеднены (почти на уровне хондрита) тяжелыми. По распределению РЗЭ относительно хондрита сопоставимы с плагиогнейсами мариинской и егустинской свит (рис. 1). Результаты спектрального анализа свидетельствуют об обогащении толщи Ni, Cr, Zr, Ba. Гнейсы не выражены в геофизических полях, а изогнутые линейные магнитные аномалии в их пределах связываются с пластами амфиболитов. Возраст подразделения определен на основании Pb-Pb датировок по цирконам как раннепротерозойский – 1800 млн лет. Мощность толщи – до 1500 м.

Мариинская свита (PR_1mr) развита в пределах Кумакской и Таборско-Тапской СФЗ в юго-западной части площади. Впервые выделена Т. А. Смирновой в 1951 г., а позднее описана (как «каменнодольская свита») Н. Ф. Мамаевым [20]; стратотипические разрезы располагаются по р. Синташты у пос. Мариинский, а также в бортах Каменнодольского лога. В состав свиты входят гнейсы (иногда мигматизированные) биотитовые, гранат-биотитовые, биотит-амфиболовые, амфиболовые, а также амфибол-полевошпатовые кристаллосланцы, амфиболиты с прослоями кварцитов, кальцифиров. Контакты с разновозрастными образованиями – тектонические. Плагиогнейсы обогащены легкими РЗЭ и обеднены тяжелыми. По распределению РЗЭ относительно хондрита они сопоставимы с плагиогнейсами кожубаевской и егустинской свит, а также нижнесанарского комплекса (рис. 1). Геохимически породы свиты выделяются повышенными значениями элементов группы железа (Ni, Co, Cr) и обогащены халькофильными элементами – Cu, Zn, Pb, As, Mo. Плотность гнейсов и мигматитов составляет 2,6–2,68 г/см^3, у амфиболитов она достигает значений 2,75–2,90 г/см^3.

Время формирования стратона определено U-Pb методом по цирконам (SHRIMP-II) в ЦИИ ВСЕГЕИ; получен конкордантный возраст с двумя значениями: 1647±33 млн лет (MSWD = 1,04) и 346–328 млн лет. Ранее А. А. Краснобаевым по цирконам из биотитовых плагиогнейсов и мигматитов также определены два предела значений возраста: 1613±30 млн лет и 314±10 млн лет [15], которые хорошо коррелируются с предыдущими. Эти данные позволяют принять «древние» датировки за время образования гнейсов, а интервал 346–314 млн лет за возраст их мигматизации. Кроме того, по неопубликованным данным Т. А. Осиповой, возраст протолита мариинской свиты составляет 2600±55 млн лет, а время мигматизации 550–750 млн лет. Суммируя все полученные результаты, возраст гнейсов мариинской свиты можно условно считать раннепротерозойским, как это и принято в Легенде Уральской серии. Мощность стратона – более 1500 м.

Ильиновский комплекс (PR_1in) распространен в Таборско-Тапской СФЗ, в срединной части северной половины листа. Выделен при ГДП-200 [70], представлен биотитовыми парагнейсами (и диафторитами по ним) с прослоями кварцитов, амфиболитов и кальцифиров. В целом породы имеют моноклинальное залегание (с падением на юго-запад под углами 20–50°), осложненное мелкой изоклинальной складчатостью. Нижняя граница комплекса не установлена, верхняя – либо тектоническая, либо несогласная. Диафторированные орто- и парагнейсы отличаются текстурой пород. Немногочисленные прослои амфиболитов имеют мощность 5–10 м. Светло-серые кварциты присутствуют в виде линз длиной не более 3 м при мощности 0,5–8 см, редкие прослои кальцифиров достигают мощности 1,4 м. Парагнейсы сложены ксеноморфным кварцем, плагиоклазом (альбит, олигоклаз, андезин) и мелко-среднечешуйчатым оранжевым железистым биотитом (10–45%). Акцессорные минералы – гранат, сфен, карбонат, апатит, циркон; рудные – пирит, сфалерит, галенит, молибденит, редко магнетит; вторичные – мусковит, хлорит. По петрохимическим параметрам гнейсы ильиновского комплекса выделяются несколько повышенными содержаниями глинозема и щелочей. По распределению РЗЭ относительно хондрита сопоставимы с плагиогнейсами еремкинской и городской толщ, а также нижнесанарского комплекса (рис. 1). Средняя плотность гнейсов 2,73 г/см^3, породы немагнитны. Возраст ильиновского комплекса определен уран-свинцовым методом по цирконам и составляет 2054±35 млн лет [70]. Мощность стратона – до 4500 м.

Нижнесанарский комплекс (PR_1ns) распространен в пределах Таборско-Тапской СФЗ, вдоль восточного контакта Нижнесанарского гранитоидного массива. Представлен биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гнейсами, лейкократовыми плагиогнейсами с прослоями амфиболитов и слюдяных кристаллосланцев (с кианитом и ставролитом). Породы смяты в серию изоклинальных складок, нередко опрокинутых к востоку. В комплексе выделяются три толщи разного состава – с преобладанием биотитовых, лейкократовых очковых и амфиболовых плагиогнейсов. Нижняя граница стратона не установлена, соотношения с вышележащими образованиями тектонические. По петрохимическим характеристикам гнейсы нижнесанарского комплекса отличаются от сходных пород,

распространенных в пределах площади, повышенными содержаниями железа, марганца и кальция. По распределению РЗЭ относительно хондрита – сопоставимы с плагиогнейсами мариинской и егустинской свит, а также ильиновского комплекса (рис. 1). Возраст комплекса принят условно раннепротерозойским на основании сходства (по многим параметрам) с другими однотипными таксонами рассматриваемой территории; мощность его – до 4500 м.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ЭОНОТЕМА

Образования этого возрастного уровня довольно широко распространены в блоках допалеозойского субстрата. Они представлены ранне-, средне- и позднерифейскими, а также вендскими свитами, толщами и сериями.

НИЖНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Айская и саткинская свиты объединенные (RF_1aj+st) наблюдаются в северо-западной части площади, где слагают узкую полосу в обрамлении Тараташского блока, относятся к Западно-Башкирской подзоне Башкирской СФЗ. Породы айской свиты представлены метаморфизованными и интенсивно рассланцованными кварцевыми, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками (с галькой кварца и кварцитов), конгломератами, алевролитами, а также филлитами и филлитовидными сланцами. Разрез наращивается образованиями саткинской свиты, в составе которой превалируют доломиты, известняки, глинистые, глинисто-карбонатные и глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты. Граница между объединенными свитами согласная и проводится в кровле филлитовидных сланцев. Нижняя граница таксона в пределах листа не установлена, верхняя – тектоническая. Песчаники и сланцы имеют восток-юго-восточное падение сланцеватости и слоистости под углами 40–70°. Породы немагнитны, плотность метатерригенных образований сравнительно низкая (2,46–2,56 г/см^3), серицит-карбонатных сланцев – 2,69 г/см^3, а доломитов – 2,79 г/см^3. Повышенное (до 500 нТл) магнитное поле, вероятно, объясняется влиянием пород смежного по латерали тараташского комплекса. В градиентной зоне поля силы тяжести (на контакте с Тараташским блоком) объединенные свиты фиксируются локальной отрицательной аномалией интенсивностью до 1 мГал. Раннерифейский их возраст обоснован палеонтологически (микрофоссилии айской биоты), а также радиологическими данными (по цирконам), согласно которым нижняя граница айской свиты определяется значением 1650 млн лет [71]. Мощность объединенных свит – более 2000 м.

Самарская толща (RF_1?sm) распространена в Пластовско-Суундукской зоне, в северном и западном обрамлении Челябинского плутона. Сложена филлитами и филлитовидными сланцами, метапесчаниками, кварцитопесчаниками, кварцитами и метабазальтами. Породы обнажены в долине р. Зюзелга, а также вскрыты скважинами. Контакты с ниже- и

вышележащими образованиями тектонические. Сланцы состоят из хлорита и серицита в переменных количествах (25–50 %) и тонкого глинисто-полевошпат-кварцевого материала (25–65 %). Полосчатость в них обусловлена линзовидными слойками гематита и хлорита мощностью от долей миллиметра до 1–2 мм. Акцессорные минералы – турмалин, ставролит, циркон, сфен, апатит; рудные – лейкоксен и магнетит. Метапесчаники мелкозернистые, сложены кварцем (25–35 %), плагиоклазом (30–45 %) и кремнистыми породами; обломочные зерна плохо окатаны и плохо сортированы. В небольшом количестве присутствуют эпидот, карбонат и серицит; акцессорные минералы представлены цирконом и турмалином, рудные лейкоксеном, магнетитом и пиритом. Цемент метапесчаников регенерационный, иногда глинисто-кремнистый базально-порового типа; объем цементирующей массы 10–40 %. Для метабазальтов характерны афировые, реже микропорфировые разности; текстуры пород массивные, флюидальные, сланцеватые; структуры субофитовые, интерсертальные, микропорфировые. Плагиоклаз (30–50 %), представленный олигоклазом и андезином, присутствует в виде узких лейст и таблитчатых микропорфировых выделений. Темноцветные минералы – зеленая и буро-зеленая роговая обманка (10–35 %), тонкозернистый эпидот (15–30 %). В метабазальтах присутствуют рутил, магнетит, ильменит и хромит. Все разновидности пород характеризуются повышенными содержаниями оксидов титана, марганца, железа и фосфора. Метавулканиты относятся к низко-, умереннокалиевым базальтам и ферробазальтам натриевой петрохимической и толеитовой генетической серий. По распределению РЗЭ относительно хондрита сланцы толщи сопоставимы со сходными парапородами уреньгинской, таганайской, алексеевской свит и саитовской серии, а базальты с траппами бичурской свиты (рис. 2 и 3). Практически все породы обладают повышенной плотностью ($\sigma_{ср.}$ = 2,76 г/см^3), а площади их развития отмечаются увеличением значений поля силы тяжести. Метабазальты, имея довольно высокую намагниченность (до 8800×10^{-5} ед. СИ), выделяются локальными положительными магнитными аномалиями. Характерной особенностью метаосадочных пород является их высокая радиоактивность (14–17 мкР/ч). По цирконам (А. А. Краснобаев) уран-свинцовым методом получено три датировки: 2069 ± 63, 1485 и 531 ± 43 млн лет. Последняя дата – время «байкальского» метаморфизма. Значение 2069 млн лет интерпретируется как возраст ксеногенных цирконов, а 1485 млн лет считается временем образования пород. На этом основании самарская толща датирована ранним рифеем [70]. Мощность ее по построения оценивается в 1000–1500 м.

К у с а к а н с к а я с в и т а ($RF_1?ks$) развита в Кумакской и Таборско-Тапской СФЗ на юго-западе территории листа N-41. Представлена слюдистыми графитсодержащими, иногда железистыми кварцитами, слюдисто-кварцевыми сланцами, мраморами, метапесчаниками, амфиболовыми и биотитовыми гнейсами и плагиогнейсами, амфиболитами. Нижний контакт толщи неизвестен. Перекрывается она со стратиграфическим несогласием каменноугольными или девонскими стратонами. Парасланцы характеризуются повышенными содержаниями оксидов кальция, низкими P_2O_5 и РЗЭ. По распределению РЗЭ относительно хондрита они сопоставимы со

сланцами чулаксайской свиты, а в части легких лантаноидов – с александровской толщей (рис. 2). Для свиты характерно спокойное отрицательное магнитное поле интенсивностью 100–200 нТл. Метаморфиты прорваны интрузиями мариинovского и бирсуатского интрузивных комплексов, в которых определен возраст «захваченных» цирконов: 512±13; 579±25; 985±24 и 1817±53 млн лет. Время формирования свиты по Легенде Уральской серии принято как раннерифейское, хотя нельзя исключать ее более древний (раннепротерозойский) возраст. Мощность кусаканской свиты – до 3000 м.

Городищенская свита (RF_1gr) относится к Таборско-Тапской СФЗ, в пределах площади фрагментарно прослеживается с юга на север. Представлена зелеными ортосланцами полевошпат-амфиболового и эпидот-хлорит-амфиболового составов, метабазальтами, амфиболитами, реже кислыми метавулканитами; содержит прослои графитистых кварцитов, филлитов, мраморизованных известняков, метапесчаников. Нижняя граница свиты неизвестна. Перекрывается она со стратиграфическим несогласием гораздо более молодыми образованиями. Метабазальты имеют сланцеватую текстуру и реликтовую порфировидную структуру. Плагиоклаз (10–12%) в виде мелких (0,3–0,7 мм) порфировидных выделений таблитчатой формы, часто корродирован. Зеленая роговая обманка и эпидот – от 25 до 55%. В ортосланцах присутствуют также карбонат, хлорит, биотит; рудные минералы представлены магнетитом и пиритом. Петрохимический состав их идентичен базальтам. Петрографические, геохимические, минералогические, петрофизические характеристики метабазальтов и ортосланцев сопоставимы с такими же параметрами для метабазальтов самарской толщи. По распределению РЗЭ они схожи с хондритом и тем самым сопоставимы с базальтами увельской свиты, а в части тяжелых лантаноидов – с самарской толщей (рис. 3). Радиоактивность пород 2–5 мкР/ч. Породы (за исключением метаосадочных) обладают высокой плотностью ($\sigma_{ср.}$ = 2,80–3,04 г/см^3) и в поле силы тяжести выделяются локальными положительными аномалиями. Большей частью они немагнитные ($\chi = 40 \times 10^{-5}$ ед. СИ), хотя встречаются и сильномагнитные разности (13 800×10^{-5} ед. СИ); выходам стратона отвечает отрицательное магнитное поле. Возраст городищенской свиты принят раннерифейским на основании находок микрофитолитов и нельканелл *Osagia tenuilamellata* Keitl. и др.; мощность ее 1000–2400 м.

СРЕДНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Подразделения среднего рифея широко развиты во всех элементах структурно-формационного районирования за исключением Кумакской зоны.

Кувашская свита (RF_2kv) распространена в Златоустовской подзоне Башкирской СФЗ, в северо-западном углу территории листа N-41. Сложена амфиболитами, метатрахибазальтами, слюдяно-кварцевыми сланцами и кристаллосланцами (с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом), слюдистыми кварцитами, метариолитами и метатрахириолитами. При субмеридиональном простирании пород падение их в целом субвертикальное, часто осложненное изоклинальной складчатостью.

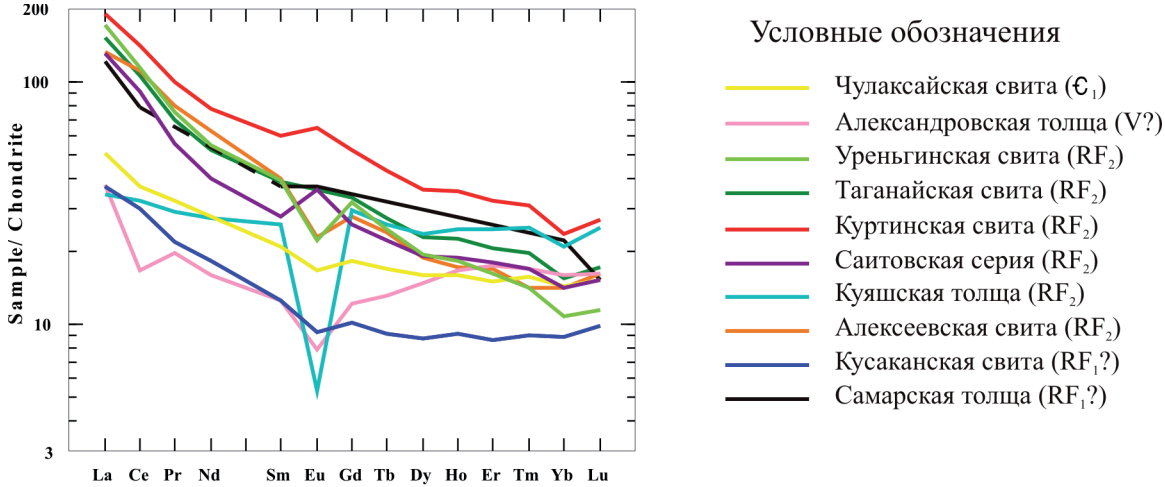

Рис. 2. Распределение средних содержаний РЗЭ в сланцах и кристаллосланцах рифея и нижнего кембрия, нормированных относительно хондрита.

Вклейка. Заказ 81011031

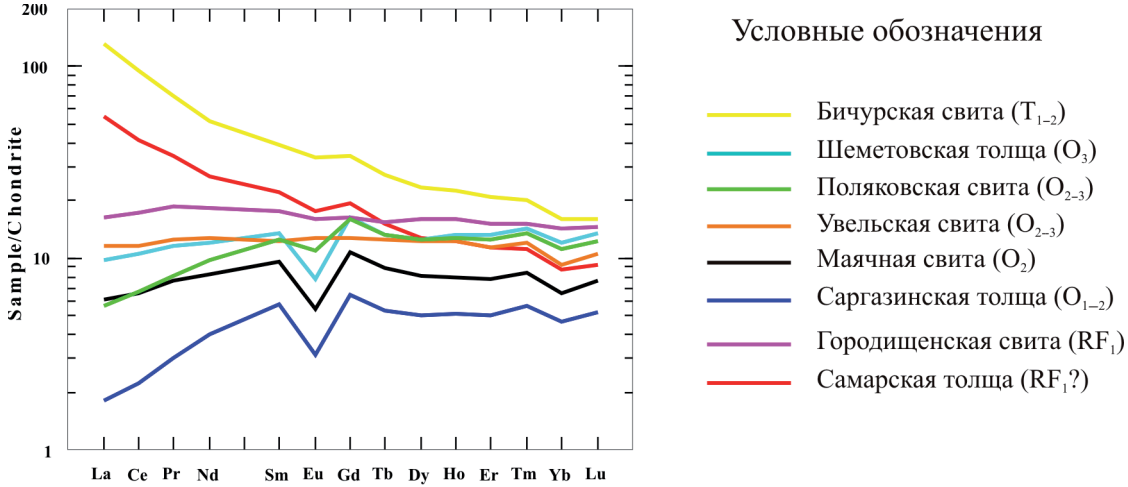

Рис. 3. Распределение средних содержаний РЗЭ в базальтоидах рифея, ордовика и триаса, нормированных относительно хондрита.

Нижняя граница свиты не установлена, верхняя – согласная с перекрывающей таганайской свитой. Все породы, как правило, имеют сланцеватую или полосчатую текстуру. Зерна граната образуют крупные метабласты (размером до 4–5 мм и более) ситовидные, нередко изъеденные, частично замещенные хлоритом. Последний развивается также по коричневому биотиту при диафторезе. Ставролит присутствует в более мелких, чем гранат, призматических кристаллах и имеет довольно густую коричневатую окраску, вероятно, свидетельствующую о его высокой железистости. В парапородах мусковит, преобладающий в составе слюд, образует, как и кварц, линзы и тонкие полосы, часто сплоенные. Он же обычно содержится и в кварцитах. Из акцессорных минералов наиболее часто (и в сланцах, и в кварцитах) встречается циркон, реже присутствуют магнетит, турмалин, рутил. Петрохимические параметры кристаллосланцев и слюдяно-кварцевых сланцев свиты сопоставимы с парапородами таганайской и уреньгинской свит. В них устанавливаются высокие содержания TiO_2 и повышенные – суммарного железа. Амфиболиты по своим петрохимическим характеристикам близки к метаморфитам основного состава в егустинской и (в меньшей мере) слюдяногорской свитах: высокие содержания оксидов титана, суммарного железа, повышенные фосфора и пониженные магния. Распределение РЗЭ относительно хондрита сопоставимо с распределением редкоземельных элементов в аналогичных породах ильменогорского комплекса. Химические составы апобазальтоидных амфиболитов и распределение в них РЗЭ отвечают континентально-рифтогенным обстановкам формирования. По результатам спектрального анализа стратон выделяется повышенными содержаниями цинка, свинца, меди и бария. Несколько выше кларка средние содержания молибдена и циркония, а концентрации вольфрама и олова превышают кларки в 1,5–3 раза. Средняя плотность парапород составляет 2,70–2,75 г/см^3, амфиболитов – 3,03 г/см^3. Выходам свиты отвечает очень сложное по инфраструктуре гравитационное поле с локальными аномалиями разного знака, но большей частью положительными (интенсивность от 0,5 до 2–3 мГал), что свидетельствует о значительном объеме апобазальтовых амфиболитов в ее разрезе. Наиболее магнитными обычно являются мигматизированные сланцы (530×10^{-5} ед. СИ), остальные породы практически немагнитны: амфиболиты – 58×10^{-5} ед. СИ, сланцы и кварциты – $5–15 \times 10^{-5}$ ед. СИ. Локальное магнитное поле над стратоном дифференцированное, большей частью положительное интенсивностью 200–300 нТл с линейными аномалиями (до 1200 нТл), природа которых не установлена. Время формирования кувашской свиты на основании определения изотопного возраста прорывающих ее метагаббродолеритов (1013 млн лет), а также по известным за пределами площади (лист N-40) датировкам стратифицируемых кислых метавулканитов (1500–1312 млн лет) принято среднерифейским. Мощность подразделения 1500–3000 м.

Таганайская свита (RF_2tg) развита в Златоустовской подзоне Башкирской СФЗ. Прослеживается в виде меридиональной полосы шириной от 1 до 4 км в северо-западной части территории. Свита сложена преимущественно субмономинеральными кварцитами и слюдистыми

кварцитами, реже слюдяно-кварцевыми сланцами с гранатом, ставролитом, графитом. Она согласно залегает на кувашской свите и согласно перекрывается уреньгинской свитой. Естественные обнажения приурочены к вершинам гор Юрма и Ицыл. В полном разрезе свиты её нижняя часть существенно сланцевая с прослоями кварцитов, верхняя существенно кварцитовая с прослоями сланцев. Слюдистые кварциты включают небольшое количество мусковита, обычно бесцветного, желтовато-белого и золотистого (авантюрина). В качестве акцессорных минералов в кварцитах встречаются циркон, турмалин, рутил. Кристаллосланцы по минеральному составу близки к таковым в кувашской свите. Петрохимически они больше напоминают парасланцы вышележащей уреньгинской свиты и в меньшей степени сопоставимы с подстилающей кувашской свитой. По распределению РЗЭ относительно хондрита сланцы сходны с аналогичными породами уреньгинской и алексеевской свит и отчасти самарской толщи (рис. 2). По химическому составу кварциты сопоставимы с теми же разностями уреньгинской свиты, характеризуясь низкими содержаниями оксидов титана, железа, алюминия и фосфора и высокими – кремнезема. По распределению РЗЭ близки к ильменогорскому комплексу. Что касается микроэлементного состава, то таганайская свита обогащена медью, цинком, свинцом (в 2–4 раза выше кларка). Породы немагнитны, их средневзвешенная плотность составляет 2,65 г/см^3. Локальное магнитное поле спокойное, в южной части выходов стратона отрицательное (–100–200 нТл), в северной положительное (до 500 нТл). Поле силы тяжести пониженное. Среднерифейский возраст таганайской (как и вышележащей уреньгинской) свит традиционно, со времен выделившего их М. И. Гараня, принимается по сопоставлению с типовыми стратонами (зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свитами) Башкирского антиклинория, что отражено и в Легенде Уральской серии, а также на основании упоминавшихся выше определений изотопного возраста гипабиссальных габброидов копанского комплекса, прорывающих кувашскую свиту. Мощность таганайской свиты – до 1000 м.

У р е н ь г и н с к а я с в и т а (RF_2ur) также относится к Златоустовской подзоне Башкирской зоны. Представлена слюдяно-кварцевыми, гранат-слюдяно-кварцевыми сланцами (нередко с кианитом, ставролитом, хлоритоидом и графитом), слюдяными кварцитами, мраморами, доломитами. Соотношения с подстилающей таганайской свитой согласные, с более молодыми стратонами в пределах площади работ тектонические. Сланцы описываемого подразделения отличаются от парапород близкого минерального состава из других свит Башкирской СФЗ более крупнозернистой текстурой, небольшим содержанием полевых шпатов, обилием слюд (особенно мусковита). Почти во всех разностях в малых количествах обычно присутствует графит. Графитистые черные сланцы, встречающиеся в прослоях, богаты слюдой и относительно бедны кварцем. Отличительной особенностью уреньгинских апопелитовых метаморфитов является присутствие крупного хлоритоида (до 1,5–2 см). Слюдистые кварциты близки к таганайским и кувашским. Из акцессорных минералов наиболее часто (и в сланцах, и в кварцитах) встречается циркон, реже наблюдаются магнетит, турмалин,

рутил. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, слюдяно-кварцевые сланцы близки к сходным породам таганайской и алексеевской свит (рис. 2). Образования уреньгинской свиты обогащены цинком, медью и оловом; средние содержания прочих элементов практически не отличаются от кларков. Петрофизические параметры и характер физических полей подобны таганайской свите. Возраст стратона принят условно (на основании положения в разрезе и сходства со стратотипическим средним рифеем Башкирской СФЗ). Мощность уренигской свиты – до 2000 м.

Куртинская свита (RF_2kr) распространена в Уфалейской СФЗ, в восточном обрамлении ядра одноименного антиклинория. При крупно- и среднемасштабном картировании в составе свиты выделяются две подсвиты. Нижняя из них представлена гранат-слюдяно-кварцевыми и слюдяно-кварцевыми сланцами (с прослоями слюдистых кварцитов), а также цоизитовыми и гранатовыми амфиболитами; в низах разреза – прослои метагравелитов и метаконгломератов с галькой кварцитов. Верхняя подсвита сложена графит-слюдяно-кварцевыми и гранат-слюдяно-кварцевыми сланцами, графитовыми и слюдистыми кварцитами (пласты последних прослеживаются на многие километры). Падение слоистости восточное под углом 65–70°. Свита несогласно залегает на образованиях слюдяногорской свиты (в ее основании прослежен маркирующий горизонт метаконгломератов и метагравелитов), верхняя граница тектоническая. Во всех парапородах стратона (кроме кварца, биотита и мусковита) существенную роль играет гранат (альмандин) в количестве до 20%, а также железистый ставролит (до 2%), встречаются графит (до 5%), амфиболы (роговая обманка и актинолит), нередко замещающиеся биотитом или хлоритом. Из акцессорных минералов обычны турмалин, рутил, апатит, сфен, реже присутствуют эпидот, цоизит, дистен, ильменит, магнетит, гематит, циркон, карбонаты. В амфиболитах в подчиненном количестве наблюдаются кварц, биотит, хлорит, мусковит, цоизит, гранат, карбонаты.

В гранитизированных разностях присутствует кислый плагиоклаз (олигоклаз-альбит). По петрохимическим параметрам слюдяно-кварцевые сланцы сопоставимы со сходными породами саитовской серии и игишской свиты. По распределению РЗЭ, нормированных по хондриту, сланцы описываемого стратона (при общем более высоком содержании элементов) близки к саитовской серии, а также уреньгинской, таганайской и алексеевской свитам, отличаясь от последних слабо выраженным европиевым максимумом (рис. 2). Амфиболиты по своим петрохимическим характеристикам близки к ортометаморфитам селянкинской свиты. Кварциты на всех диаграммах занимают промежуточное положение между аналогичными породами среднего рифея Златоустовской и Сысертско-Ильменогорской зон, а по распределению РЗЭ близки к кварцитам слюдяногорской свиты, выделяясь лишь очень слабо выраженным европиевым максимумом. Все образования куртинской свиты характеризуются повышенными концентрациями никеля, хрома, кобальта и марганца. Содержания меди, цинка, свинца и олова устанавливаются в пределах литогенного уровня (в 1,5–2 раза превышают кларковые). Над породами куртинской свиты наблюдается дифференцированное отрицательное магнитное поле интенсивностью в

100–200 нТл и более. Они, как правило, немагнитны (кроме метаконгломератов – 500–1000 × 10^{-5} ед. СИ); средняя плотность кварцитов – 2,73 г/см^3, сланцев – 2,67–2,70 г/см^3, метагравелитов и метаконгломератов – 2,68–2,75 г/см^3, амфиболитов – 2,95–3,10 г/см^3. В поле силы тяжести образования свиты расположены в градиентной зоне и сопровождаются локальными линейными аномалиями разного знака небольшой интенсивностью и протяженностью. Время образования куртинской свиты принимается среднерифейским на основании сопоставимости основных параметров (литологических, петрографических, геохимических и др.) с характеристиками среднерифейских свит Башкирской и Сысертско-Ильменогорской зон; этот же возраст зафиксирован в Легенде Уральской серии. Мощность свиты – более 900 м.

Саитовская серия и игишская свита объединенные (RF_2***st***+*ig*) развиты в пределах Сысертско-Ильменогорской зоны (северо-западная часть территории листа N-41). Саитовская серия включает в себя аракульскую, нижнесаитовскую и верхнесаитовскую свиты, которые сложены (в различном объеме и количественном соотношении) кристаллосланцами гранат-биотит-кварц-полевошпатовыми, гранат-биотит-амфибол-кварц-полевошпатовыми, плагиоклаз-амфиболовыми с прослоями гранат-ставролит-биотит-кварц-полевошпатовых кристаллосланцев, гранат-биотитовых плагиогнейсов и кварцитов. Разрез наращивается образованиями игишской свиты: переслаиванием кварцитов слюдистых и графитистых фосфоритсодержащих, а также графит-слюдисто-кварцевых сланцев. Породы объединенного стратона смяты в складки (часто изоклинальные). В общем случае падение сланцеватости восточное крутое при субмеридиональном или северо-восточном простирании. Соотношения с нижележащими образованиями тектонические. Верхний контакт с кундравинской свитой в южном замыкании Сысертско-Ильменогорского антиклинория несогласный. Кристаллосланцы и кварциты имеют обычно мелкозернистую структуру, хорошо развитую тонкоплитчатую отдельность. По петрохимии кристаллосланцы выделяются повышенным содержанием суммарного железа и фосфора. По распределению РЗЭ, нормированных по хондриту, они подобны таковым в куртинской свите, а также близки к парасланцам уреньгинской, таганайской и алексеевской свит, отличаясь от последних европиевым максимумом (рис. 2).

Амфибол-плагиоклазовые ортопороды отмечены низкими содержаниями оксидов титана и суммарного железа и самыми высокими P_2O_5; распределение РЗЭ в них сходно с аналогичными породами кувашской свиты. Амфиболиты и полевошпат-амфиболовые кристаллосланцы характеризуются высокими содержаниями оксидов титана, повышенными – суммарного железа и фосфора; распределение РЗЭ в них близко к хондриту. Кварциты по химическому составу напоминают существенно кварцевые парапороды ильменогорского комплекса. В физических полях объединенные подразделения характеризуются пониженным спокойным гравитационным полем (с локальными аномалиями силы тяжести интенсивностью 1–2 мГал) и отрицательным магнитным полем (200 нТл). Амфиболсодержащие кристаллосланцы имеют плотность 2,85–2,88 г/см^3, магнитную восприимчивость

(1–49) × 10^{-5} ед. СИ, парасланцы соответственно: 2,67–2,76 г/см^3 и (20–35) × 10^{-5} ед. СИ, графитистые кварциты в среднем – 2,64 г/см^3 и 35 × 10^{-5} ед. СИ. При определении возраста U-Pb методом по цирконам гранат-биотитовых плагиогнейсов (аракульская свита) получено несколько датировок – 462,9±3,4, 463,0±3,4, 1267±18, 1342±68 млн лет. Первые две, по-видимому, фиксируют время раннепалеозойского метаморфизма, а две другие (более древние) дают среднерифейский возраст источника сноса. По пробе из плагиоклаз-амфиболовых кристаллосланцев верхнесаитовской свиты возраст пород был определен Sm-Nd методом. По амфиболу (минеральная изохрона) получена дата, интерпретируемая как возраст позднепалеозойского метаморфизма – 335±74 млн лет; по валовой пробе (модельный возраст) – 1016 млн лет. На основании анализа полученных данных и сопоставления саитовской серии с другими метаморфитами региона время ее формирования принимается как средний рифей. Возраст игишской свиты по положению в разрезе и в соответствии с Легендой Уральской серии листов ГК-1000/3 также принят как среднерифейский. Суммарная мощность объединенных подразделений – до 2500 м.

К у я ш с к а я т о л щ а (RF_2?kš) расположена в пределах Сосьвинско-Синарской СФЗ, в южном и восточном обрамлении Тюбукского и (фрагментарно) в северном экзоконтакте Калдинского гранитоидных массивов (листы N-41-I, II). Сложена пара- и ортопородами разной степени метаморфизма: кристаллосланцами гранат-биотит-кварц-полевошпатовыми, (биотит)-амфибол-полевошпатовыми, зелеными аповулканогенными сланцами, метабазальтами, филлитовидными сланцами, метапесчаниками, метаалевролитами и кварцитами. Рассланцевание, часто осложненное мелкой изоклинальной складчатостью, в целом ориентировано в западном и северо-западном направлении с углами падения 70–75°. Соотношения с нижележащими образованиями не ясны.

Породы толщи несогласно перекрыты более молодыми подразделениями. В пределах площади обнаженность толщи очень плохая. По петрохимическим параметрам амфиболсодержащие кристаллосланцы выделяются повышенными содержаниями TiO_2, FeO*, CaO и K_2O. По содержанию РЗЭ и рассеянных элементов они близки к ортопородам харлушинской толщи и имеют сходный тренд распределения. Метавулканиты толщи относятся к K-Na петрохимической и толеитовой генетической сериям и соответствуют базальтам, тефритам и базанитам. На диаграммах идентификации палеообстановок метабазальтоиды стратона отвечают щелочным базальтам океанических островов и базальтам срединно-океанических хребтов. Геохимически все породы выделяются повышенными содержаниями сидерофильных и халькофильных элементов. По петрофизическим свойствам они имеют большой разброс: магнитная восприимчивость – 11–1330 × 10^{-5} ед. СИ; плотность кристаллосланцев 2,6–2,9 г/см^3, метабазальтов и зеленых ортосланцев 2,71–2,85 г/см^3, метапесчаников и метаалевролитов – 2,55–2,65 г/см^3, кварцитов – 2,57–2,62 г/см^3. В физических полях куяшская толща не выделяется. Возраст ее определен U-Pb методом

*$FeO_{общ.}$ – здесь и далее.

(SHRIMP-II) по пробам из биотит-амфиболовых кристаллосланцев. Датировки цирконов протолита (источника сноса) составляют 2683±120 и 2028±34 млн лет, а время формирования отложений толщи принимается соответствующим дате 1096±53 млн лет. Ее мощность оценивается в 1000–1500 м.

Благодатская толща (RF_2?bl) локально развита в Пластовско-Суундукской СФЗ на западе листа, в обрамлении Борисовского гранитоидного массива. Слагает изолированные тектонические блоки, вытянутые в субмеридиональном направлении; не выдержана по мощности и простиранию. Толща представлена сланцами и кристаллосланцами биотит-кварц-альбитовыми, амфибол-полевошпатовыми, карбонат-графит-кварц-полевошпатовыми, амфибол-карбонатными; в прослоях и линзах содержатся метапесчаники, метаалевролиты и силикатно-карбонатные конглобрекчии. Естественные ее обнажения отсутствуют, вся информация о составе и строении получена по результатам бурения. В большинстве скважин наблюдается крутопадающая полосчатость. Контакты с ниже- и вышележащими образованиями не установлены; предполагается, что они тектонические (довольно четко выделяются по смене интенсивности магнитного поля). В основании разреза залегают сильно катаклазированные карбонатно-силикатные и силикатно-карбонатные конглобрекчии, сложенные (в различных соотношениях) карбонатом, биотитом, амфиболом, полевыми шпатами, диопсидом, кварцем. Здесь преобладают обломки мраморов, которые выше «разбавляются» сланцами, а брекчиевидные и линзовидные текстуры сменяются сланцеватыми. В верхней части толщи развиты биотитовые, биотит-амфиболовые и амфиболовые сланцы и кристаллосланцы с прослоями и линзами метапесчаников и метаалевролитов. Средняя плотность пород изменяется от 2,7 г/см^3 (брекчированные мраморы) до 2,82 г/см^3 у амфиболсодержащих пород. Вариации магнитной восприимчивости невелики: от 22×10^{-5} ед. СИ (в существенно карбонатных породах) до 220×10^{-5} ед. СИ у амфиболовых разностей. Толще соответствует повышенное поле силы тяжести, а на участках, где преобладают диопсид-амфиболовые и биотит-амфиболовые кристаллосланцы, фиксируются остаточные положительные аномалии (1,5–2 мГал). Характерно также положительное магнитное поле интенсивностью до +200 нТл. Среднерифейский возраст благодатской толщи принят условно на основании геологических построений и в соответствии с Легендой Уральской серии. Мощность – ее до 1100 м.

Алексеевская свита (RF_2al) относится к Таборско-Тапской СФЗ, фрагментарно прослеживается с юга на север в центральной части территории листа N-41 от широты р. Карагайлы-Аят до его рамки. Представлена сланцами и кристаллосланцами слюдисто-кварцевыми, графит-слюдяно-кварцевыми, биотит-альбит-кварцевыми, а также кварцитами и метапесчаниками с прослоями амфиболитов и мраморов. Породы имеют северо-восточное или субмеридиональное простирание при субвертикальном падении. Соотношения с нижележащими стратонами не установлены, верхняя граница свиты несогласная. По петрохимическим параметрам слюдисто-кварцевые сланцы выделяются повышенным содержанием двуокиси титана (1,12%), окиси калия (до 4,09%) и глинозема (18,7%). По распределению

РЗЭ, нормированному по хондриту, они близки к парасланцам уреньгинской и таганайской свит (рис. 2). В кварцитах также заметно больше оксидов титана (0,24 %) и калия (0,66 %), среднее содержание кремнезема – 95,8 %. По данным спектральных анализов, свита обеднена халькофильными и сидерофильными элементами. На основании находок строматолитов *Collenia* sp., *Conophyton* sp. в прослоях мраморов, а также сопоставления образований алексеевской свиты с литологически сходными подразделениями, развитыми в субрегионе, ее возраст принимается как среднерифейский. Мощность оценивается в 1500–2400 м.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Образования этой части рифея развиты в обоих крупнейших (условных) таксонах районирования допозднекембрийских образований основания Уральской складчатой системы (Западный Урал и Восточный Урал).

У й т а ш с к а я с в и т а (R_3ut) очень ограниченно развита в северо-западном углу площади в пределах Златоустовской подзоны Башкирской СФЗ. Сложена слюдистыми метапесчаниками, слюдяно-кварцевыми сланцами, кварцитопесчаниками с прослоями «рудных» песчаников, содержащих в заметных количествах магнетит, гематит, ильменит и циркон. Снизу вверх наблюдается постепенная смена обломочных метапород слюдистыми сланцами. Нижняя граница несогласная и проводится по подошве конгломератов, верхняя – тектоническая. Слоистые текстуры определяются чередованием пород разногранулометрического состава и особенно заметны в «рудных» песчаниках, где наблюдается приуроченность к отдельным слойкам не только гематита и магнетита, но и циркона. Все зерна акцессорных минералов имеют окатанную форму. Слюдяные кварцитопесчаники и сланцы имеют среднюю плотность 2,59 г/см^3, магнитную восприимчивость – 3×10^{-5} ед. СИ, «рудные песчаники» – 2,75 г/см^3 и $(60–1147) \times 10^{-5}$ ед. СИ (в одном образце из рудного слойка – 4,0 г/см^3 и 334×10^{-5} ед. СИ). Для кварцитопесчаников характерно преобладание в составе K_2O (2,08 %) над Na_2O (0,3 %), кроме того, они имеют очень низкие содержания РЗЭ ($\Sigma TR = 22{,}41$). Возраст стратона принят по сопоставлению его с литологически однотипной зильмердакской свитой в других подзонах Башкирской СФЗ, в частности по характерным маркирующим прослоям «рудных» песчаников с цирконом, рутилом, ильменитом и магнетитом. Мощность уйташской свиты здесь не менее 300 м.

С в е т л и н с к а я и к у ч и н с к а я т о л щ и н е р а с ч л е н е н н ы е (R_3?sv–kč) развиты в Пластовско-Суундукской зоне на площади трапеции N-41-XIII, выходы их фиксируются в обрамлении гранитоидных массивов (Варламовского, Пластовского, Борисовского и Санарского). Объединенный таксон представлен кристаллосланцами кварц-биотит-полевошпатовыми, мусковит-биотит-кварц-полевошпатовыми, полевошпат-амфиболовыми (нередко с карбонатом), графит-слюдяно-кварцевыми сланцами, кальцитовыми, реже доломитовыми мраморами. Верхний и нижний контакты подразделения тектонические. В общем случае мраморы и другие карбонатные

разности залегают в низах разреза, тогда как апотерригенные сланцы преобладают в верхней части. В районе пос. Светлый светлинская толща имеет с мраморами кучинской толщи небольшое стратиграфическое несогласие. В зоне надвиговых контактов наблюдаются тектонические брекчии, милониты и катаклазиты с муассонитом. В кристаллосланцах отмечались реликты псаммитовой и алевропсаммитовой структур. Из акцессорных минералов больше апатита (до 2080 г/т), меньше турмалина (до 260 г/т), сфена (до 200 г/т), циркона; постоянно присутствует вкрапленность сульфидов: пирита (до 75 870 г/т), пирротина (до 23 590 г/т), халькопирита, магнетита (до 6280 г/т). Биотитсодержащие кристаллосланцы содержат (г/т): Li (30), Rb (158), Be (2,9), Sn (2), Nb (10) и F (990) в концентрациях, близких к таковым в еремкинской толще. Это позволяет полагать, что в значительной степени объединенный стратон сформирован за счет продуктов разрушения нижнепротерозойских пород.

Мраморы в большинстве своем представлены существенно кальцитовыми («чистыми») разностями, в которых содержание CaO доходит до 55,9 %. В доломитсодержащих карбонатных породах значения MgO могут достигать 21 %. Минимальной плотностью в составе объединенных толщ обладают высокослюдистые сланцы (нижний предел – 2,57 г/см^3), наиболее высокая плотность характерна для полевошпат-амфиболовых кристаллосланцев (2,94 г/см^3). Средневзвешенная плотность пород описываемого таксона – 2,76 г/см^3. Мраморы практически немагнитны (16×10^{-5} ед. СИ), а среди других пород встречаются как немагнитные ($7–8 \times 10^{-5}$ ед. СИ), так и магнитные ($85–670 \times 10^{-5}$ ед. СИ).

К верхам разреза светлинской толщи приурочены золоторудные тела одноименного месторождения, сопровождающиеся развитием субсогласных околорудных метасоматитов (кварц-серицитовых, кварц-биотитовых и др.). Первично осадочная природа метаморфитов объединенных толщ однозначно устанавливается по хорошо сохранившейся слоистости, присутствию окатанных зерен акцессорных минералов, обогащающих отдельные слойки. В зависимости от количественных соотношений главных породообразующих компонентов на диаграмме А. А. Предовского фигуративные точки кристаллосланцев соответствуют граувакам, полимиктовым песчаникам и гидрослюдистым глинам. Мраморы отвечают параметрам терригенно-осадочных формаций, а по концентрациям редких и рассеянных элементов практически неотличимы от карбонатных пород верхнерифейской миньярской свиты Западно-Башкирской подзоны.

В Светлинском рудном поле в отложениях одноименной толщи установлены докембрийские микрофоссилии *Leiosphaeridia crassa* (N a u m.), *L. obsulata* (определения В. Г. Кузнецовой, «Запсибгеология»), которые позволяют предполагать позднерифейский возраст отложений, хотя в том же районе В. С. Милицыной обнаружены неопределимые (плохой сохранности) стебли криноидей с сохранившейся микроструктурой, что указывает на палеозойский возраст вмещающих карбонатных пород [83] и, как следствие, необходимость дополнительных исследований. Мощность объединенного подразделения – до 1500 м.

ВЕНДСКАЯ СИСТЕМА

Самые молодые стратоны верхнепротерозойской эонотемы распространены только в восточных элементах районирования допозднекембрийских образований (основание Уральской складчатой системы).

Кундравинская свита (V?*kn*) распространена на южном замыкании Сысертско-Ильменогорского антиклинория (трапеция N-41-VII) и принадлежит к одноименной зоне. Она сложена кристаллосланцами биотит-кварц-полевошпатовыми и гранат-амфибол-биотит-кварц-полевошпатовыми с прослоями метагравелитов, метапесчаников, метаалевролитов и тонкими (1–5 см) линзами мраморизованных песчанистых известняков. Кристаллосланцы нередко имеют бластопсаммитовую (бластоалевритовую) структуру. Хорошо выражена ритмичная слоистость по зернистости и составу. Вдоль контактов известняков развиваются тонкие амфиболовые реакционные оторочки. Свита несогласно залегает на среднерифейских игишских кварцитах, которые содержатся и в обломочном материале метапесчаников. Для кристаллосланцев характерны следующие средние содержания окислов: SiO_2 – 56–57%, TiO_2 – 0,8%, FeO* – 8–9%, K_2O – 1,8–2,25%. По реконструкции первичного состава они попадают в поля граувакк, туффитов (с основным и ультраосновным вулканогенным материалом) и смешанных продуктов их выветривания. В метапесчаниках и метаалевролитах выше кларков для осадочных пород содержания Ti, Cu, Zn. Подразделение характеризуется слабым повышением гравитационного поля по отношению к выходам смежной игишской свиты; магнитное поле спокойное. Плотность и магнитная восприимчивость амфиболсодержащих кристаллосланцев – 2,80–2,83 г/см^3 и $(40–43)\times10^{-5}$ ед. СИ, а (гранат)-биотит-кварц-полевошпатовых пород – соответственно 2,73 г/см^3 и 31×10^{-5} ед. СИ. В образованиях свиты обнаружены микрофоссилии и большое количество серых водорослевых образований, характерных, по мнению В. Г. Кузнецовой, для верхнерифейско-вендских осадков. По этой микроорганике она также сопоставляется с валдайской серией Русской плиты, относящейся к венду [86]. Мощность кундравинской свиты – до 500 м.

Александровская и кукушкинская толщи нерасчлененные (V?al–kk) относятся к Пластовско-Суундукской СФЗ и развиты в обрамлении Борисовского, Санарского, Пластовского и Варламовского гранитоидных массивов (трапеция N-41-XIII). Впервые выделены при ГДП-50 (В. П. Муркин и др., 1992). Нерасчлененные подразделения сложены сланцами альбит-кварц-биотитовыми, хлорит-альбит-эпидот-актинолитовыми, углеродисто-серицит-кварцевыми филлитовидными (с прослоями углеродистых кварцитов и мраморов), метагравелитами, метапесчаниками, метариолитами, метапикритами. В основании среди обломочных пород также встречаются маломощные (до 2–5 м) прослои мраморов и карбонатсодержащих сланцев, а в средней части объединенного разреза – метавулканиты (метапикробазальты, метариолиты) и различные пирокласто-терригенные породы (на фоне общего тонкого переслаивания вулканических и осадочных образований). Количество и мощность графитистых кварцитов вверх

по разрезу увеличивается. В сланцах и кварцитах обычны бластопсаммитовые, бластоалевритовые и бластоалевропелитовые структуры; обломочная кластика в основном представлена минералами – кварцем и плагиоклазом. Породы довольно бедны акцессориями, в заметных количествах присутствует лишь апатит (130 г/т) в виде обломков и округлых зерен-микроконкреций, что определяет повышенную фосфатоносность графитистых кварцитов – до 1,97% P_2O_5; в незначительных количествах присутствуют сфен, циркон, гранат. Первичные минералы в вулканитах не сохранились, однако нередко в основных их разновидностях видны реликты миндалекаменных текстур, интерсертальных и микролитовых структур. Среднезернистые метапесчаники связаны постепенными переходами с гравелитистыми разностями, в них наблюдается перекристаллизованный (кварц-мусковитовый) цемент базального, реже порового типов. Минеральный состав метапесчаников определяется содержаниями кварца (60–90%), плагиоклаза (10–30%), калиевого полевого шпата (10–20%), слюд (5–15%). Минералы тяжелой фракции представлены (г/т): ильменитом – 2730, апатитом – 440, гранатом – 200, цирконом – 160, монацитом – 50, рутилом – 10, в единичных зернах присутствуют магнетит, пирит, ставролит, силлиманит, амфибол, сфен, торит, флюорит. По описаниям редких обнажений углы залегания слоистости колеблются от 0 до 35° при восточном падении. Нижняя граница с кучинской толщей несогласная, верхняя на рассматриваемой площади неизвестна.

Углеродсодержащие филлитовидные сланцы характеризуются высоким содержанием кремнезема (до 89,5%) и повышенным – окиси калия (1,47%). По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, они отличаются от всех сланцев, развитых на площади, имея сходство лишь в части легких лантаноидов с подобными образованиями кусаканской и чулаксайской свит (рис. 2). В сланцах (по данным количественного спектрального анализа) содержания Au, U, Th, Sr, Be, Sn находятся в пределах кларка и равны соответственно ($n \times 10^{-4}$%) 0,006; 1,1; 1,8; 30; 2; 0,5. Концентрации Rb варьируют от 36 до 59×10^{-4}% и близки к усредненному кларку осадочных пород. Для вулканитов характерны повышенные значения общей щелочности, железистости и магнезиальности. Содержания Li, Rb, Zr в метабазальтоидах (соответственно 6, 5, 80 г/т) близки к содержаниям в оливиновых толеитах рифтовых зон и базальтах континентальных окраин. Среднее содержание Rb в метапикробазальтах (19 г/т) отвечает подобным породам Южно-Африканских рифтов. Метариолиты по концентрациям Rb (117 г/т), Zr (229 г/т), Sr (403 г/т) также сходны с кислыми вулканитами рифтовых зон. Химический состав метапесчаников обнаруживает значительные вариации содержаний оксидов. Устанавливается преобладание калия над натрием и повышенные содержания глинозема: 14,5–17% (при SiO_2 70–75%) и 18–22% (при SiO_2 58–64%). Наиболее низкой плотностью среди всех отложений объединенных толщ обладают графитистые кварциты – 2,57 г/см^3, наибольшей – амфиболсодержащие ортосланцы и метабазальты, средняя плотность которых 2,82–3,02 г/см^3. Средняя магнитная восприимчивость для большинства пород находится в пределах $0–150 \times 10^{-5}$ ед. СИ, сильно

магнитные существенно биотитовые сланцы с вкрапленностью магнетита показывают значения 1700–4000 × 10^{-5} ед. СИ. Удельное электрическое сопротивление находится в пределах 100–300 Ом·м, в единичных случаях достигает 800–1000 Ом·м. Эти свойства определяют неоднозначность проявления описываемого таксона в физических полях: в поле силы тяжести ему отвечает градиентная ступень интенсивностью в 2,5–3 мГал; на фоне слабоинтенсивного положительного магнитного поля выделяются субмеридиональные аномалии от +50 до +150 нТл, а также локальные отрицательные (–100–200 нТл). Вендский возраст объединенных толщ определяется их положением в разрезе допалеозойских метаморфитов. Кроме того, Pb-Pb методом по цирконам из метапесчаников были получены датировки 539±15 и 593±46 млн лет [83]. Суммарная мощность объединенного стратона – более 1500 м.

Ракитненская толща (V_2rk) относится к Таборско-Тапской СФЗ, развита в юго-западной части площади (трапеция N-41-XXVI). Толща выделена впервые, название по пос. Ракитный на р. Арчаглы-Аят. Ранее эти образования относились к позднедевонско-раннекаменноугольным (без географического наименования). Они представлены известняками серыми и тёмно-серыми (нередко углеродсодержащими) слоистыми, иногда мраморизованными, а также кварцитами. Местами в известняках отмечаются округлые и овальные включения оолитов (или онколитов) размером до 1–2 мм. Азимут падения слоистости по разрезу меняется от 110° с углом падения 70° на западе до 290° с углом падения 80° на востоке. Соотношения с нижележащими образованиями тектонические. Толща со стратиграфическим несогласием перекрыта нижнекаменноугольными стратонами. По результатам изучения палеонтологических шлифов в известняках определены водоросли *Renalcis polymorphus* Maslov. По заключению В. А. Лучининой, «эти водоросли образовывали пласты с органогенными постройками в самых верхах немакит-далдынского горизонта (кровля венда) по всей Сибирской платформе». На основании этих данных, возраст ракитненской толщи принимается поздневендским. Мощность стратона – более 300 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Палеозойские стратифицированные образования широко развиты по всей территории листа N-41: как на восточном склоне Южного Урала, так и в фундаменте Западно-Сибирской платформы. При этом нижнекембрийские стратоны (относящиеся к поздним «байкалидам») принадлежат к элементам районирования основания Уральской складчатой системы (здесь – «Восточный Урал»), а ордовикско-каменноугольные подразделения относятся ко всем пяти мегазонам соответствующего возрастного интервала – Западноуральской, Тагильской, Магнитогорской, Восточно-Уральской и Зауральской.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Чулаксайская свита ($Є_1čl$) фрагментарно распространена в Пластовско-Суундукской, Кумакской и Таборско-Тапской зонах в юго-западной части площади. Выделена Н. Ф. Мамаевым в 1956 г. в разрезе р. Чулаксай и условно датирована верхним протерозоем. Образована свита чередующимися графитистыми кварцитами, метапесчаниками, метаалевролитами, сланцами графитисто-слюдисто-кварцевыми, биотит-кварцевыми, амфиболовыми, графит-кварц-мусковитовыми, кварц-альбит-серицит-хлоритовыми, а также глинистыми и углисто-глинистыми сланцами с линзовидными прослоями светло-серых известняков мощностью 5–10 см. Преобладающие в составе свиты метапесчаники, метаалевролиты и существенно слюдистые сланцы – породы серого, темно-серого, зеленовато-серого цветов. Обломочный материал в них представлен полевыми шпатами, кварцем, микрокварцитами. В основной массе помимо очень мелких обломков указанных минералов присутствуют серицит, биотит, мусковит, альбит, эпидот, реже актинолит, карбонат, углеродистое вещество. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, ильменитом, сфеном, рутилом, лейкоксеном. Нижняя граница свиты не установлена, ее породы несогласно перекрыты нижнекаменноугольными образованиями. По петрохимии сланцы свиты выделяются высокими содержаниями титана и магния. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, они сопоставимы с подобными породами кусаканской свиты, а в части легких лантаноидов – александровской толщи (рис. 2). Геохимически углеродсодержащие парапороды характеризуются повышенными по сравнению с кларком содержаниями Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Pb, Ba (в 1,5–2 раза), Mo – в 2,5–3 раза, а As и Ag – в 7 раз. В гипергенно измененных графитистых кварцитах, по данным спектрального и пробирного анализов, содержание серебра достигает 16,8 г/т. Магнитная восприимчивость отложений – $15–20 \times 10^{-5}$ ед. СИ, средневзвешенная плотность – 2,7 г/см^3. Ни в магнитном, ни в гравитационном полях среди окружающих пород свита не выделяется. По результатам электроразведки она уверенно фиксируется минимальным сопротивлением – 50–200 Ом·м. В процессе полевых работ (при подготовке ГК-1000/3 данного листа к изданию) в прослоях известняков найдены органические остатки – водоросли и фрагменты кубков археоциат *Girvanella* sp., *Botomaella zelenovii* Korde, *Epiphyton* sp. (определения В. А. Лучининой), которые позволяют датировать эти образования возрастным интервалом, отвечающим атдабанскому и ботомскому векам. Из пород свиты, обнаженных западнее Кувайского лога (в 600 м восточнее с. Белокаменка, в левом борту долины р. Санарка) в прослое (линзе) биогермных известняков сотрудником ИНГГ СО РАН (г. Новосибирск) Н. В. Новожиловой выделен «обломок, представленный ядром склерита *Protoherzina siciformis* Missarzhevsky». Подобные протоконодонты, по заключению этого автора, распространены в томмотском ярусе Южного Казахстана (зона Pseudortheca costata), а также в мейшучунском ярусе (формация Денин) Китая. На основании вышесказанного, возраст чулаксайской

свиты принимается раннекембрийским (томмотский–ботомский века). Мощность стратона (ориентировочно) – до 1000 м.

Санарская свита ($Є_1sn$) развита в пределах Таборско-Тапской зоны (вблизи г. Троицк) в узких субмеридиональных тектонических блоках. Представлена известняками, реже доломитами, филлитовидными апопелитовыми сланцами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками с прослоями мергелей и глинисто-кремнистых сланцев. Соотношения с ниже- и вышележащими образованиями – тектонические. Возраст свиты был определён по находкам археоциат (Ф. А. Пискунов, 1970) вблизи Кувайского Лога (в 30 км северо-западнее г. Троицк) и соответствовал ленскому (тойонскому) ярусу нижнего кембрия. В ряде проб из линз биогермных известняков в разрезе этого подразделения по р. Санарка В. А. Лучининой определены водоросли *Epiphyton* sp., в отдельных шлифах предположительно *Renalcis* sp.; изредка отмечались сечения мелкораковинной фауны. По заключениям, все они отвечают кембрию (возможно, нижнему). Мощность санарской свиты – до 1500 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские образования распространены в пяти структурно-формационных зонах позднекембрийско-каменноугольного интервала районирования.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Рымникская свита (O_1rm) развита в Алапаевско-Адамовской зоне (Челябинско-Суундукская подзона), в восточном обрамлении Суундукского гранитоидного массива. Впервые выделена (как кембрийская) Н. Ф. Мамаевым, названа по пос. Рымникский. Свита представлена граувакковыми, полимиктовыми, реже аркозовыми песчаниками, гравелитами и алевролитами, углеродисто-глинистыми сланцами, филлитами с прослоями и линзами туфопесчаников, туфоалевролитов, кварц-мусковит-биотит-плагиоклазовых сланцев, редко – апобазальтоидных зеленых сланцев. Мелкие разрозненные фрагменты естественных разрезов имеются по рекам Караганка, Чулаксай, Карагайлы-Аят и наиболее крупным логам в районе пос. Рымникский. Песчаники разнозернистые (чаще среднезернистые) плитчатые, в основном зеленовато-серые. Обломки в них преимущественно слабоокатанные (кварц, кварциты, реже полевые шпаты и кварц-полевошпатовые сростки); цемент серицит-хлоритовый (от плёночного до базального). В песчаниках присутствуют зёрна магнетита (часто окисленного), пирита, содержатся роговая обманка, пироксен, актинолит, турмалин, гранат, биотит, эпидот, циркон, сфен, редко корунд. В углеродисто-глинистых сланцах углистые частицы в виде мельчайших зёрен или продолговатых агрегатов вытянуты по слоистости. Все породы смяты в мелкие волнистые складки. Соотношения с нижележащей чулаксайской свитой тектонические. Приводимые в ряде работ (Э. В. Шалагинов, 1988) данные о согласном залегании (с переслаиванием)

образований рымникской свиты на чулаксайских углеродистых сланцах, вероятно, ошибочны, так как наличие маломощных прослоев углеродистых пород установлено в составе именно рымникской свиты. Граница с вышележащими подразделениями несогласная. Породы свиты на литогенном уровне выделяются повышенным содержанием Ni, Cr, Co, V, а также халькофильных элементов. Магнитная восприимчивость неизмененных пород в среднем 20×10^{-5} ед. СИ, то есть они практически немагнитны. Плотность варьирует от 2,50 до 2,73 г/см^3, средневзвешенная – 2,65 г/см^3. Площадям распространения свиты соответствует спокойное отрицательное гравитационное поле. Магнитное поле над стратоном отрицательное слабо дифференцированное интенсивностью от –100 до –250 нТл. Находки органических остатков в свите не известны. По результатам U-Pb (La-ICPMC) датирования цирконов из песчаников получено дискордантное значение возраста 671 ± 160 млн лет (MSWD = 0,66); единичные определения расположены в интервале 515,67–589,77 млн лет ($^{206}Pb/^{238}U$). В подавляющем большинстве цирконы не окатаны; отсюда можно сделать вывод, что терригенные породы описываемого подразделения накапливались непосредственно при размыве гетерогенного допозднекембрийского кристаллического субстрата. Исходя из приведенных данных, возраст рымникской свиты принимается раннеордовикским (основание уралид). Мощность ее оценивается в 500–2000 м.

Слюдинская толща (O_1sl) ограниченно (тектонические блоки в пределах трапеции N-41-XIX) распространена в Верхотурско-Новооренбургской (Медведевско-Сухтелинская подзона) и Алапаевско-Адамовской (Челябинско-Суундукская подзона) структурно-формационных зонах. Она сложена метабазальтами, метаандезибазальтами, их метатуфами; кварц-эпидот-плагиоклаз-роговообманковыми ортосланцами, метаморфизованными углеродисто-кремнистыми туффитами, метасилицитами. Породы большей частью интенсивно рассланцованы и изменены, но метатуфы иногда сохраняют текстуры пирокластических пород. Во всех разновидностях встречаются карбонат, рутил, сфен, лейкоксен, пирит. Соотношения со смежными подразделениями – тектонические. Для вулканитов характерны относительно высокие содержания Al_2O_3, умеренные – Na_2O, низкие – K_2O, TiO_2, P_2O_5. Возраст слюдинской толщи принят условно (в метакремнистых породах стратона за пределами листа известны лишь находки радиолярий), в соответствии с Легендой Уральской серии ГК-1000/3 [97]. Мощность ее – более 900 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Саргазинская толща ($O_{1-2}sr$) фрагментарно развита в Алапаевско-Адамовской (Сосьвинско-Теченская, Челябинско-Суундукская и Копейско-Ушкотинская подзоны) и Красногвардейско-Светлинской (Ильиновско-Марииновская подзона) СФЗ, в западной половине площади. Представлена базальтами, андезибазальтами, риолитами, их туфами и ксенотуфами, кластолавами базальтов и риодацитов. Повсеместно отмечаются прослои кремнистых туффитов мощностью до 20 см. Низы разреза выполнены лавами

пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфировых базальтов (30–35% объема толщи). Средняя часть сложена в основном афировыми и порфировыми плагиоклазовыми базальтами (35–40%); афировые разности слагают 25% объема толщи. Риолиты и риодациты развиты в верхней части стратона, их объем не превышает 10–12%. Туфы и ксенотуфы (15–20%) отмечаются по всему разрезу в виде прослоев разной мощности, фиксируя начальные стадии извержений, а в плане – периферийные части щитовых вулканов. Афировые и порфировые базальты имеют миндалекаменные, массивные и флюидальные текстуры. В риолитах структуры микрофельзитовые, сферолитовые и порфировые, текстуры их большей частью массивные. В составе риолитов и риодацитов присутствует кварц в округлых (до 1,5 мм) выделениях. Плагиоклаз (альбит, олигоклаз и реже андезин) наблюдается почти во всех породах. В порфировых выделениях он таблитчатый размером 0,5–2,5 мм, в основной массе (интерсертальной, гиалопелитовой, микролитовой) – лейстовидный, размером 0,5–0,6 мм. Пироксен в порфировых выделениях шестоватой и таблитчатой формы (до 8 мм), а в основной массе игольчатый (0,2–0,4 мм), часто замещен актинолитом. Повсеместно присутствуют хлорит и эпидот. Акцессорные минералы – рутил, турмалин, гранат, ставролит, биотит, сфен, циркон; рудные – магнетит, ильменит, пирит, лейкоксен. Вулканиты саргазинской толщи с угловым несогласием залегают на метаморфитах среднего рифея; перекрываются образованиями верхнего ордовика–силура, верхнего девона–нижнего карбона, среднего карбона. Вулканиты относятся к бимодальной серии контрастной риолит-базальтовой формации. В низах разреза установлены щелочные и высокотитанистые базальты [70], по характеристикам отвечающие континентально-рифтогенным. Основные дифференциаты соответствуют низкокалиевым базальтам натриевой (натриевой-СОХ) петрохимической серии, а также низкохромово-никелевой толеитовой и известково-щелочной генетическим сериям. Базальты характеризуются низкими концентрациями TiO_2, P_2O_5, La, Ce и пониженными содержаниями железа. Риолиты толщи выделяются низкими содержаниями оксидов калия, титана, железа и фосфора. Распределение РЗЭ и рассеянных элементов в базальтах, нормированных относительно толеитов СОХ, сходно с таковым для толеитов континентальных рифтов. Тренд распределения средних составов РЗЭ, нормированных по хондриту, в базальтоидах описываемого стратона сопоставим с основными вулканитами маячной и поляковской свит, а также шеметовской толщи, но при более низких содержаниях РЗЭ. По средней плотности породы саргазинской толщи образуют три группы: риодациты и риолиты (2,72 г/см^3); афировые и плагиофировые базальты, ксенотуфы (2,76 г/см^3); пироксенофировые базальты и их туфы (2,84–2,95 г/см^3). Все они большей частью слабомагнитны или немагнитны, но при этом среди всех разновидностей встречаются сильномагнитные разности. Значительными вариациями физических свойств горных пород во многом объясняется сложный характер физических полей на площади развития рассматриваемого подразделения: магнитное поле от спокойного (положительного или отрицательного) до резко дифференцированного; гравитационное поле в целом повышенное, с локальными положительными и отрицательными аномалиями. Возраст

саргазинской толщи обоснован следующими данными: а) вулканиты толщи переслаиваются с карбонатными породами, подобными тем, что слагают более молодую биксизакскую толщу (O_3–S_1bk), где В. А. Наседкиной определены остатки конодонтов (*Periodon* ex gr. *aculeatus* (H a d d i n g), *Falodus*(?) sp.), на основании чего она была датирована ордовиком [70]; б) из пироксен-плагиоклазовых базальтов Sm-Nd методом получен модельный возраст (810–1960 млн лет), что хотя и не говорит напрямую о времени накопления пород, но может свидетельствовать о некотором участии в формировании толщи допалеозойской континентальной коры; в) А. И. Грабежевым для нескольких субвулканических интрузий кварцевых диорит-порфиритов, прорывающих базальты саргазинской толщи, был определён изотопный возраст K-Ar методом (438±25, 458±15, 469±24, 480±15 млн лет). С учетом вышеизложенного возраст саргазинской толщи в значительной мере условно принимается как ранне-среднеордовикский. Мощность подразделения – до 1500 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

М а я ч н а я с в и т а ($O_2mč$) выделена Н. Ф. Мамаевым в 1958 г.; название – по одноименной горе на восточном склоне Южного Урала. Распространена ограниченно в крайней юго-западной части площади (трапеция N-41-XXXI), относится к Челябинско-Суундукской и Копейско-Ушкотинской подзонам Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлена полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, алевролитами, гравелитами, кварцитопесчаниками, филлитами, сланцами глинистыми, углеродисто-кремнисто-глинистыми, кварц-хлоритовыми, углеродисто-серицит-кварцевыми, известковистыми с прослоями базальтов и апобазальтоидных сланцев. Нижняя и верхняя границы свиты тектонические. Химический состав песчаников указывает на их происхождение в результате размыва гидрослюдисто-каолинитовых кор выветривания (очевидно, при поднятиях, предшествующих континентальному рифтообразованию). Петрологогеохимические характеристики немногочисленных вулканитов также близки к рифтогенным. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, они идентичны базальтам шеметовской толщи и сопоставимы с таковыми для поляковской свиты и саргазинской толщи (рис. 3). Плотность осадочных отложений колеблется в широких пределах: от 2,56 до 2,87 г/см^3 (средняя – 2,64 г/см^3), вулканических пород – до 2,89 г/см^3. Магнитная восприимчивость осадочных пород составляет $10–20\times10^{-5}$ ед. СИ, вулканических от 40 до 800×10^{-5} ед. СИ. В физических полях свита практически не выражена. Для нее характерно отрицательное магнитное поле интенсивностью от –50 до +200 мГал. Возраст маячной свиты установлен по находкам фауны в песчаниках на горе Маячная. Здесь Н. Ф. Мамаевым, А. В. Сусликовым, Н. Я. Анцыгиным были найдены брахиоподы *Orthis callacticus* D a l m., *O. calligramma* D a l m., *Lycophoria* sp. nov., *Archaeorthis* sp., *Billingssella* sp. nov., трилобиты *Tersella oculeus* (W e b e r.), *Ptrygometopus bredensis* (W e b e r.), *Pt.* cf. *rygometopus sclerops* D a l., *Pt.* cf. *kuskersianus* S c h m., *Cyrtometopus priscus* T j e r n v i k, *Asaphellus gla-*

bratus Anc. sp. nov., *Megalaspides (Lannacus) mamaevi* Ancigin sp. nov., *M.* cf. *planilimbata* Ang., *Cybele rotundas* Ancigin sp. nov. По мнению Н. В. Вебера, А. Ф. Лестниковой, Т. Н. Алиховой, фауна указывает на аренигско- (верхневолжские и кундские слои Прибалтики) – лланвирнское время формирования отложений маячной свиты. Мощность ее – 200–800 м.

Улугушская свита (O_2ul) выделена в районе с. Улугуши, распространена в пределах Красногвардейско-Светлинской (Троицко-Буруктальская подзона) и Демьяновской СФЗ. В ее состав входят сланцы углисто-кремнистые, кремнистые, углеродисто-слюдисто-кварцевые, кварц-серицит-хлоритовые, эпидот-альбит-хлоритовые и альбит-амфибол-хлоритовые, кварцевые песчаники, микрокварциты. Нижняя граница тектоническая, стратон несогласно перекрывается увельской свитой среднего–верхнего ордовика и космсомольской свитой нижнего карбона. Улугушская свита содержит позднеаренигские и лланвирнские конодонты. Мощность ее в Красногвардейско-Светлинской СФЗ до 1000 м, в Демьяновской СФЗ – более 500 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Поляковская свита ($O_{2-3}pl$) выделена В. С. Коптевым-Дворниковым в 1940 г., название по пос. Поляковка (лист N-40); ограниченно развита (в тектонических блоках) в пределах Западно-Магнитогорской зоны, в северо-западной части территории листа. Представлена натриевыми афировыми, реже порфировыми базальтами, глинисто-кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами, кремнистыми туффитами с редкими линзами углеродистых гравелитов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Особенности сложения базальтов проявлены во флюидально-полосчатых текстурах, иногда с «плоскообломочными горизонтами» в их кровле. Структуры пород афировые, интерсертальные, реже порфировые (вкрапленники уралитизированного пироксена размером до 5 мм). Состав пород: плагиоклаз (альбит, олигоклаз), актинолит таблитчатый (по пироксену) и игольчатый (в основной массе); кроме того, повсеместно присутствуют хлорит, эпидот, реже карбонат, цоизит. Из рудных минералов отмечаются магнетит и пирит, иногда пирротин. Соотношения с нижележащими и вышележащими образованиями тектонические. Базальты имеют очень высокие содержания оксидов титана, фосфора и суммарного железа. Они близки к базальтам самарской толщи, сопоставимы с толеитами континентальных рифтов и океанических островов (Гавайи), в меньшей степени – с платобазальтами. По распределению РЗЭ базальты поляковской свиты подобны таковым в саргазинской толще и (в меньшей степени) в шеметовской толще и маячной свите (рис. 3). На дискриминационных диаграммах фигуративные точки этих пород попадают в поля толеитов срединно-океанических хребтов Т-типа, континентальных рифтов и траппов. Площади развития поляковской свиты отмечаются положительными локальными аномалиями поля силы тяжести интенсивностью 0,5 мГал, среди них поля компактного сосредоточения осадочных пород – локальными отрицательными аномалиями (до 0,5 мГал). Магнитное поле большей частью отрицательное. Базальты

имеют плотность 2,87–2,99 г/см^3, магнитную восприимчивость 45×10^{-5}–49×10^{-5} ед. СИ, кремнистые сланцы, песчаники и кремнистые туффиты соответственно (в среднем) – 2,66 г/см^3 и 10×10^{-5} ед. СИ. Возраст свиты обоснован ее положением в разрезе, а также находками в кремнистых сланцах (особенно многочисленными – на смежном листе N-40) конодонтов зон Pygodus serra, P. Anserinus, позднеаренигских–раннелланвирнских конодонтов. Мощность ее составляет 800–1000 м.

Увельская свита ($O_{2-3}uv$) прослеживается с юга на север в центральной части площади; принадлежит к Красногвардейско-Светлинской (Ильиновско-Марииновская и Троицко-Буруктальская подзоны) и Урайско-Денисовской (Денисовская подзона) СФЗ. Выделена Н. Ф. Мамаевым в 1965 г., название по р. Увелька в районе г. Троицк. В состав свиты входят лавы и туфы базальтов и андезибазальтов, туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, песчаники, алевролиты, сланцы филлитовидные, глинистые, глинисто-кремнистые, кремнистые; известняки. Соотношения с ниже- и вышележащими образованиями несогласные, гораздо чаще тектонические. Базальты умереннотитанистые (1,25%) натриевые (4,31%). По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, они идентичны базальтоидам городищенской свиты и сопоставимы с хондритом при более высоких содержаниях лантаноидов (рис. 3). По всему геохимическому спектру породы свиты имеют однородный околокларковый уровень. В известняках определены карадокские брахиоподы *Hesperorthis grandis*, *Dalmanella kegelensis* и лланвирнские–карадокские трилобиты *Illaenus convexicollis* Weber., *Dicranopletus uwelkensis* Anc. Кроме того, в кремнисто-глинистых алевролитах О. В. Артюшковой, И. И. Шахмухаметовой найдены конодонты *Dapsilodus mutatus* (Branson et Mehl), *Drepanoistodus* cf. *suberectus* (Branson et Mehl), *Phragmodus* Sp., *Protopanderodus* cf. *insculptus*. По заключению Т. М. Мавринской (лаборатория стратиграфии палеозоя ИГ УНЦ РАН – г. Уфа), первые три вида распространены в лланвирне и карадоке, *P. insculptus* характерен только для верхнего ордовика. Мощность свиты 300–1500 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Шеметовская толща (O_3šm) развита в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Сложена лавами и туфами базальтов, трахибазальтов, трахиандезибазальтов с прослоями кремнистых туффитов, яшмоидов, песчаников и алевролитов. В низах толщи устанавливаются «редковкрапленные» плагиопироксенофировые базальты с маломощными пачками базальтовых туфов, кремнистых алевролитов, полосчатых силицитов; отмечаются подводно-оползневые складки. Линзы и прослои яшм прослеживаются среди базальтовых лавобрекчий и шаровых базальтов. Выше по разрезу появляются глыбовые базальтовые брекчии с остроугольными литокластами (размером до 50 см) базальтов, сцементированными базальтовым же туфовым материалом, в верхах стратона – лапиллиевые, бомбовые базальтовые туфы, а также лавы плагиофировых базальтов с обильными мелкими порфировыми вкрапленниками.

Основные вулканиты характеризуются интенсивной альбитизацией плагиоклазов и свежими вкрапленниками пироксенов. Массивные порфировые («серийнопорфировые») базальты с гиалиновой, интерсертальной, мельчатой, сноповидной основной массой содержат несколько генераций вкрапленников пироксена и плагиоклаза (в сумме 5–30% объема породы). Основная их масса сложена на 30% плагиоклазовыми лейстами (до 0,1–0,3 мм), образующими незакономерную решетку, веерообразные скопления, пучки. Промежутки заполнены разложенными темноцветными минералами (уралитом, хлоритом) и слабо индивидуализированным палагонитизированным стеклом с ветвистыми выделениями рудного минерала. Базальтовые туфы имеют такситовую полосчатую текстуру, литовитро-кристаллокластическую шальштейновую структуру, состоят из чередующихся полос (шириной 1–2 мм) стекла с разной степенью раскристаллизации. Лавовые потоки залегают субгоризонтально или под небольшими углами (5–30°) с восточным падением. Соотношения с нижележащими образованиями тектонические, сверху стратон перекрыт образованиями булатовской толщи. Петрохимически шеметовские вулканиты представлены нормальными и умереннощелочными основными породами, умереннотитанистыми (TiO_2 от 1 до 1,94%), существенно натриевыми. Характерно накопление в базальтоидах элементов с крупными ионными радиусами (Ba, Sr, Rb) и пониженные содержания элементов с высокозарядными ионами (Zr, Nb, Y). В сравнении с базальтами N-MORB шеметовские вулканиты обогащены Rb, Sr и обеднены Y. В распределении РЗЭ, нормированном по хондриту, они близки к базальтоидам саргазинской толщи и маячной свиты (при более высоких содержаниях РЗЭ), а в части тяжелых лантаноидов сопоставимы с натриевыми базальтами поляковской свиты (рис. 3). Осадочные породы отличаются пониженными (по отношению к кларкам) содержаниями большинства элементов. Плотность базальтоидов достигает 2,94 г/см^3, такие же значения имеют вулканомиктовые песчаники с вкрапленностью магнетита, средневзвешенная плотность пород толщи – 2,85 г/см^3; ей отвечает повышенное поле силы тяжести. Позднеордовикский возраст стратона устанавливается по комплексу конодонтов *Microzarcodina* sp., *Periodon* sp., *Drepanoistodus* sp., *Drepanodus* sp., *Protopanderodus* sp., *Pariostodus originalis* (S e r g e e v a) (?), *Strachanognathus* sp., *Periodon* cf. *aculeatus* H a d d i n g (?), *«Oistodus»* aff. *abundans* B r a n s o n et M e h l., *«Drepanodus»* sp., *«Oistodus»* sp., *Walliserodus* sp. (определения Л. А. Курковской и Т. М. Мавринской). Мощность толщи 500–1500 м.

Н о в о б е р е з о в с к а я т о л щ а (O_{2-3}nb) очень ограниченно развита у северной границы площади листа в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Выделена В. Ф. Копаневым. Представлена афировыми базальтами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, сланцами кремнистыми и углеродисто-кремнистыми, зелеными ортосланцами, микроамфиболитами, кварцитами. В пределах рассматриваемой площади соотношения толщи с подстилающими и перекрывающими образованиями тектонические. Геохимические параметры метабазальтов отчасти отвечают и океаническим, и рифтогенным вулканитам. Мощность толщи 800–2000 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Биксизакская и первомайская толщи объединенные (O_3–S_2bk+pm) установлены в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, западнее пос. Томинский и вблизи северной окраины пос. Зауральский. Сложен объединенный стратон известняками (в том числе мраморизованными), мраморами, сланцами углисто-глинистыми и алевролитами. Карбонатные породы массивные от крупнокристаллических до микрозернистых; основная масса сложена кальцитом, иногда доломитом. На отдельных участках отмечается примесь обломков кварца и полевых шпатов алевритовой размерности, а также серицита. В составе пород в небольших количествах присутствуют ставролит, барит, амфибол, эпидот, пироксен, хлорит, гранат, турмалин, пирит. Биксизакская толща несогласно залегает на вулканитах саргазинской толщи, первомайская толща согласно перекрыта образованиями шеинской толщи. Породы имеют невысокую естественную радиоактивность (3,7 мкР/ч). Плотность их в среднем 2,71 г/см^3. Известняки немагнитны. В отложениях толщ определены остатки табулят *Favosites favositiformis minima* Chekh.; строматопороидей *Ecclimadictyon nikiforovae* (Yakov.), *Stellopora vasta* Bogoyavl.; брахиопод *Atrypoidea columbella* (Barr.); криноидей *Crotalocrinites radiocosus* Milicina, *Dentiferocrinus* sp. indet, *Fascicrinus* sp. indet; конодонтов *Neoprioniodus multiformis* Wall, *Lonchodina walliseri* Ziegler, *Periodon* ex gr. aculeatus (Hadding), *Protopanderodus insculptus* (Branson et Mehl), *Neoprioniodus* cf. *brevirometus* Wallister, *Paltodus* aff. *migratus* Rexrood; кораллов *Mesofavosites* sp. indet. В сланцах средней части разреза объединенного стратона вблизи пос. Архангельское в процессе полевых работ при подготовке к изданию ГК-1000/3 данной территории были найдены граптолиты, которые определены А. А. Суярковой (ВСЕГЕИ): *Cystograptus* cf. *vesiculosus* (Nich.), *Atavograptus* ex gr. *atavus* (Jones), *Coronograptus* cf. *cyphus* (Lapw.), *Normalograptus* ex gr. *nopmalis* (Lapw.). Возраст их, по заключению определителя, лландовери (рудданский подъярус) в объеме зоны Cystograptus vesiculosus (интервал стандартных зон vesiculosus–cyphus). На основании определений фауны в смежных районах и с учетом положения в разрезе, время накопления объединенных толщ принято как поздний ордовик–поздний силур. Общая мощность их – до 850 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Павдинская свита (S_1pv) ограниченно развита в северо-западной части площади в пределах Западно-Тагильской зоны (Кумбинская подзона). Выделена Н. А. Штрейсом в 1951 г. Сложена лавами и туфами базальтов, андезибазальтов, андезитов (бонинитов), андезидацитов, дацитов, риодацитов, реже риолитов, туфопесчаниками, туфоалевролитами, углисто-

кремнистыми сланцами, углистыми алевролитами, известняками. Среди туфов распространены лито-, витро- и кристаллокластические разности с различным соотношением и сочетанием типов обломков. В пределах площади листа нижняя граница свиты неизвестна, верхняя – тектоническая. Вулканиты образуют непрерывный ряд от базальтов до риодацитов при количественном преобладании андезитов [450]. Базальты существенно натриевые низкотитанистые (среднее содержание двуокиси титана 0,68 %) умеренноглиноземистые (Al_2O_3 – 15,5 %) породы с нормальной щелочностью, несколько повышенной магнезиальностью (MgO 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. По приведенным выше петрохимическим характеристикам андезиты в целом сходны с базальтами, однако содержания сидерофильных элементов (Cr – 207 г/т, Ni – 132 г/т) и циркония (118 г/т) в них существенно выше, а концентрации Sr (225 г/т) ниже. Кислые вулканиты – нормальнощелочные натриевые породы (в риолитах среднее содержание K_2O увеличивается до 1,19 %) с низкими содержаниями сидерофильных и литофильных элементов. Своеобразие геохимии павдинской свиты заключается в обогащенности андезитов сидерофилами 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 средние вулканиты бонинитового ряда, описанные Н. А. Румянцевой. Так, для бонинитоподобных пород андезит-базальтового состава характерны низкие содержания TiO_2 (в среднем 0,41 %), глинозема (11,75 %), пятиокиси фосфора (0,07 %) при высоких концентрациях MgO (10,05 %), хрома (450 г/т) и никеля (246 г/т). Подобные особенности имеют и породы андезитового химизма, отличаясь несколько меньшим содержанием окиси магния (7,66 %) и элементного хрома (403 г/т). К павдинской свите приурочены месторождения медно-цинково-колчеданной рудной формации (в том числе с золото-полиметаллическим рудным комплексом). Раннесилурийский ее возраст определен на основании находок в стратотипической местности (смежный лист О-41) конодонтов *Acodus unicostatus* Br. et Br., *Pterospathodus* cf. *celloni* (Walliser), *Apsidognathus tuberculatus* Walliser, *Pygodus* ex gr. *lyra* Walliser, *Distomodus* cf. *kentuckyensis* Br. et Br., *Pterospathodus* cf. *pennatus procerus* (Walliser) и граптолитов *Pseudoclimacograptus hugesi* (Nich.), *Coronograptus* cf. *gregarius* (Lapw.), *Monograptus* ex gr. *spiralis* (Geinitz.), *M. exiquus* (Nich.) 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., также характерную для лландовери–венлока. Мощность павдинской свиты 1800–2900 м.

Межевская толща (S_1mž) развита в крайней северной части территории, относится к Сосьвинско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Выполнена базальтами, дацитами, риодацитами, риолитами, их туфами и ксенотуфами, редко андезибазальтами, андезитами, дациандезитами и содержит в прослоях кремнистые туффиты, углеродисто-кремнистые сланцы, известняки. Среди вулканитов преобладают базальты, которые в общем объеме пород составляют до 80%, тогда как на долю кислых дифференциатов приходится не более15%. Базальты представлены лавами, часто подушечными, изливавшимися в мелководных условиях, о чем свидетельствует их переслаивание (в верхней части) с известняками. Структуры основных пород афировые и порфировые, вкрапленники представлены плагиоклазом (в основном андезин) и уралитизированным пироксеном (авгит). Кислые вулканиты стекловатые с фельзитовыми, сферолитовыми и микролитовыми, редко с микропорфировыми (плагиоклаз, кварц) структурами. Толща с несогласием залегает на более древних образованиях и согласно (с переслаиванием) перекрыта фаунистически охарактеризованными известняками нижнего–среднего силура (истокская свита). Вулканиты толщи относятся к контрастной риолит-базальтовой формации. Основные породы соответствуют умереннокалиевым и высококалиевым базальтам (в основном натриево-калиевой петрохимической и известково-щелочной генетической сериям). Они характеризуются пониженными содержаниями TiO_2, FeO*, P_2O_5 и повышенными Na_2O. Кислые вулканиты относятся к умереннокалиевым и низкокалиевым, характеризуются пониженными содержаниями пятиокиси фосфора, глинозема и относительно высокой железистостью.

Тренды дифференциации магмы близки к таковым для активных континентальных окраин и островных дуг, хотя конечные члены ряда несколько выделяются повышенным содержанием железа. Это может объясняться сложным взаимодействием гетерогенных источников – мантийных, коровых и флюидных (Фролова, 1997). На диаграммах идентификации палеообстановок базальты толщи отвечают толеитам и известково-щелочным базальтам островных дуг, иногда срединно-океанических хребтов, а их петрохимические характеристики близки к характеристикам базальтоидов рудянской толщи среднего девона. Распределение РЗЭ и рассеянных элементов в межевских базальтах, нормированных относительно толеитов СОХ, сходно с таковым для базальтов активных континентальных окраин, а распределение средних составов РЗЭ, нормированных по хондриту, отвечает обстановкам активных континентальных окраин и островных дуг и близко к тем же параметрам для катенинской толщи (рис. 4). Возраст межевской толщи обоснован находками фауны *Palaeofavosites* aff. *balticus* (Rukhin.), *Multisolenia tortuosa* Fritz., *M.* cf. *jolvae* Yanet (in coll.), *Parastriatopora vetusta* Yanet, *Palaeophyllum* sp. ind., *Crotalocrinites* ex gr. *latibrosus* (Schew.), *Catenipora panga* Klaam., *Kodonophyllum* cf. *truncatum* (Linne), *Ramosocrinus* sp. ind., *Dentiferocrinus* ex gr. *dentiferus* (Yelt.), *Fascicrinus* sp., а также пелециподы лоны Megalomus павдинского горизонта. Согласно этим определениям, время формирования толщи принято раннесилурийским. Мощность её – более 1000 м.

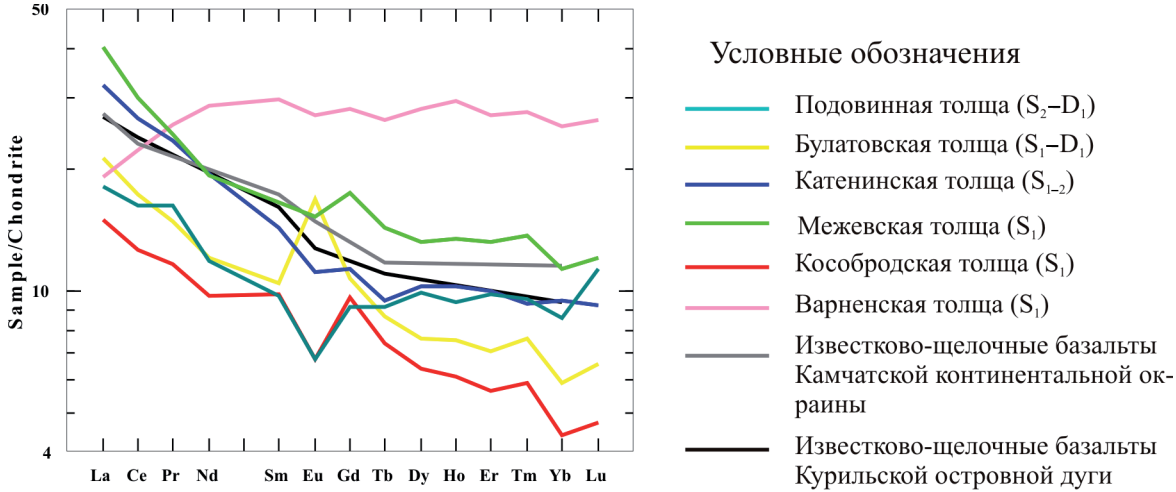

Рис. 4. Распределение средних содержаний РЗЭ в базальтоидах нижнего силура–нижнего девона, нормированных относительно хондрита.

Вклейка. Заказ 81011031

Кособродская толща (S_1kb) распространена в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Сложена лавами, туфами и ксенотуфами базальтов, дацитов, риодацитов, риолитов, реже андезибазальтов, андезитов, дациандезитов с прослоями кремнистых туффитов и углеродисто-кремнистых сланцев. В низах разреза преобладают базальты, в средней части – основные и кислые вулканиты и их туфы; верхняя часть толщи сложена последовательно дифференцированными вулканитами с преобладанием андезитов и дацитов. Стратон имеет несогласные границы с подстилающими и перекрывающими образованиями. Петрохимически вулканиты характеризуются низкими содержаниями титана, железа и калия, повышенными магния (до 15,19%). Базальтоиды кособродской толщи выделяются среди силурийских вулканитов рассматриваемой площади низкими содержаниями РЗЭ. По их распределению, нормированному по хондриту, они сопоставимы с межевской (при более низких содержаниях РЗЭ) и в меньшей степени с булатовской толщами, а в части легких лантаноидов также и с подовинной толщей (рис. 4). Раннесилурийский возраст описываемого подразделения принят условно, на основании геологических построений и сопоставимости с фаунистически охарактеризованной литологически однотипной межевской толщей. Мощность кособродской толщи – более 1000 м.

Варненская толща (S_1vr) обнажена в разобщенных узких тектонических блоках на юго-западе листа, в Красногвардейско-Светлинской СФЗ (Ильиновско-Марииновская и Троицко-Буруктальская подзоны). Представлена сланцами углисто-кремнисто-глинистыми, глинисто-кремнистыми и слюдяно-кварцевыми, филлитами с прослоями алевролитов, песчаников, а также базальтов и аповулканогенных сланцев в низах разреза. Преобладают тонкослоистые углеродисто-глинистые и апоалевропелитовые сланцы. Полосчатые, иногда брекчиевидные существенно кремнистые сланцы содержат до 70% микрокварцевого агрегата, чешуйки слюды, перекристаллизованные остатки радиолярий. Полимиктовые песчаники сложены кварцем, плагиоклазом и обломками пород (преимущественно сланцев) в глинисто-слюдистом цементе. Соотношения с подстилающими образованиями несогласные. Верхняя граница не установлена. Базальты толщи отвечают натриевым толеитам платформенных обстановок. Они выделяются повышенными концентрациями титана, железа и фосфора. В них устанавливаются высокие содержания РЗЭ, а распределение последних подобно хондритовому (рис. 4). Все породы стратона обогащены Ni, Co, Cr, V, Ti, а также элементами халькофильной группы. В чёрных углисто-глинисто-кремнистых сланцах О. В. Артюшковой были найдены, а. А. А. Суярковой определены граптолиты *Monograptus* cf. *limatulus* Torng., *M.* cf. *tenuissimus* (Obut et Sobolevskaya), *M. limatulus* Torng., *Clinoclimacograptus* cf. *retroversus* Bulman et Rickards, *Cephalograptus tubulariformis* (Nich.), *Torquigraptus denticulatus* (Torng.), *Campograptus* cf. *millepeda* (McCoy), *C.* cf. *lobiferus* (McCoy), *C.* ex gr. *communis* (Lapw.), *C.* cf. *clingani* (Carruth), *Pristiograptus regularis* (Torng.), *Rastrites spina* (Rich.), *R. phleoides* Torng., *R.* ex gr. *longispinus* Perner, *R.* cf. *orbitus* Churkin et Carter, *R. hybridus*

Lapw., *R.* ex gr. *approximatus* Perner, *Metaaclimacograptus* cf. *minimus* (Paškev.), *Neodiplograptus* sp. indet., *Coronograptus* ex gr. *gregarius* (Lapw.), *Pseudorthograptus insectiformis* (Nich.), *Petalolithus praecursor* Boncek et Pribyl, *Glyptograptus serratus* Elles et Wood. На основании определений, возраст толщи – нижнесилурийский (лландовери, аэронский подъярус). Мощность её 300–700 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Истокская свита (S_{1-2}*is*) ограниченно распространена у северной рамки листа N-41, относится к Сосьвинско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. В состав свиты входят известняки органогенные массивные светло-серые и серые, мраморизованные известняки и мраморы. Известняки полидетритовые, микро- и мелкокомочковые; связующая масса мелкозернистая, спаритовая и микритовая, базального и порового типов. Это подразделение также вскрыто скважинами севернее пос. Ямантаево. Свита согласно залегает на базальтах межевской толщи и с несогласием перекрывается образованиями девона и карбона. Известняки содержат многочисленные фаунистические остатки: *Parastriatopora vetusta* Yanet., *Favosites desolatus* Klaam., *Trumerella* sp., *Conchidium largum* Sap., *C. vagranensis* Khod., *Dentiferocrinus* ex gr. *dauritschensis* Schew. (принадлежат к елкинскому горизонту венлока) и *Laceripora cribrosa* Eichw., *L. mala* Yanet, *Harpidium insignis* Kirk., *Brooksina turkestanica* Nikif., *Levigatella opertostriata* (Sap.) исовского горизонта лудлова. Мощность свиты – до 900 м.

Колюткинская свита (S_{1-2}*kl*) фрагментарно развита у северной границы площади в той же подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. Выделена А. В. Коровко при ГДП-200 в разрезе по р. Исеть у пос. Колюткино. В состав свиты входят сланцы углеродисто-кремнистые, кремнистые, слюдисто-графит-кварцевые, серицит-кварцевые, слюдисто-полевошпат-кварцевые (иногда с гранатом, ставролитом, кианитом), песчаники, алевролиты, яшмоиды, кварциты (иногда графитистые), редко метабазальты, микроамфиболиты, мраморы. Залегание на нижележащей межевской толще несогласное, верхний контакт тектонический. К графит-кварцевым сланцам толщи, содержащим прослои карбонатных пород, приурочено Колюткинское проявление марганцевых руд. Здесь породы обогащены магнетитом, имеют высокие содержания марганца, повышенные – меди, германия, цинка, серебра. Возраст свиты принят условно на основании геологических построений; мощность её – до 1800 м.

Катенинская толща (S_{1-2}kt) картируется отдельными фрагментами в субмеридиональной полосе в пределах Красногвардейско-Светлинской (Ильиновско-Марииновская и Троицко-Буруктальская подзоны) и Урайско-Денисовской СФЗ. Сложена лавами и туфами андезитов, базальтов, андезибазальтов, туфопесчаниками, туффитами, углисто-глинистыми и углисто-глинисто-кремнистыми сланцами с прослоями известняков. В верхней части разреза фиксируются массивные рифовые постройки: грубодетритовые и криноидные известняки, брахиоподовые ракушечники

с кристаллически-зернистой цементирующей массой, а также тонкозернистые, микрокомковатые разности с многослойными инкрустациями, с трубчатыми водорослевыми образованиями. Нижняя граница толщи не установлена; соотношения с вышележащими образованиями несогласные.

Вулканиты относятся к известково-щелочной серии, характеризуются низкими и умеренными содержаниями титана, железа и магния, а также повышенной глиноземистостью. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, базальтоиды близки к таковым для островных дуг, активных континентальных окраин и в целом сопоставимы с базальтами межевской толщи (рис. 4).

Возраст катенинской толщи определяется многочисленными находками фауны: криноидеи – *Pisocrinus(?)* cf. *astericus* (Schew.) *Crotalocrinites* cf. *rugosus* Miller, *Obuticrinus* cf. *bullosus* (Yelt. et Stuk.), *Bystrowicrinus* cf. *compactus* (Yelt.) и др.; табуляты – *Angopora rifaea* Yanet, *Favosites gothlandicus* Lam., *Multisolenia* cf. *tortuosa* Fritz, *Coenites juniperinus* Eichw., *Halisites* cf. *junior* Klaam., *Anterolites stellaris* Yanet и др.; пентамериды – *Harpidium insignis magnus* (Khod.), *Brooksina turkestanica* Nikif., *B. striata* (Eichw.), *Clorinda* cf. *bisulcifera* Sapel., *Wyella* sf. *uralica*; атрипиды – *Procarinatina* ex gr. *praearmspus* (Nikif.), *Atripoidea columbella* (Barr.), *A. uralica* Khod.; гелиолитиды – *Propora salairica* Miron. и др.; трилобиты – *Bumastus uralicus* Weber, *Youngea uralica* (Tschern.); граптолиты – *Colonograptus ludensis* (Murch.), *Spinograptus clathorospinosus* (Eisenck), *Plectograptus robustus* Obut et Zaslavskaya, *Cothograptus* sp. indet., *Plectograptus* sp. (гомерский подъярус венлока, стандартная зона ludensis), а также *Bohemograptus* ex gr. *bohemicus* (Barr.), *Pristiograptus* ex gr. *dubins* (Suess), *Plectograprus* ex gr. *macilentus* (Torng.), характерные для горстийского подъяруса лудлова (зона Neodiversograptus nilssoni). Мощность толщи 700–800 м.

СИЛУРИЙСКАЯ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

Нерасчлененные образования двух смежных систем в пределах площади картируются в пяти структурно-формационных зонах.

Сакмарская свита (S_1–D_1*sk*) выделена Н. К. Разумовским в 1935 г., относится здесь только к Бердяшско-Сыростанской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Ограниченно развита в тектоническом блоке у западной границы площади листа N-41, представлена углисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, иногда с мелкими включениями фосфоритов. Контакты стратона с подстилающими базальтами поляковской свиты на территории не изучены, верхняя граница не установлена. В гравитационном поле над ней наблюдается понижение силы тяжести на 1–2 мГал. Химический состав сланцев характеризуется высоким содержанием кремнезема (в среднем 90,34%) и повышенным оксида калия (1,56%). По концентрациям РЗЭ и малых элементов они не отличаются от булатовских (см. ниже). Более отчетливо выражено преобладание K над Na, однотипен и характер кривой содержаний РЗЭ, нормированных по

хондриту: накопление легких лантаноидов, европиевый минимум и слабое фракционирование тяжелых РЗЭ. Среднее содержание органического углерода составляет 2,04%. Концентрация V, Zn, Pb, Ag, Mo, Sr, Sn выше кларков для осадочных пород. Возраст свиты установлен по фауне граптолитов и конодонтов как среднелландоверийско-раннелохковский (Стратиграфические схемы Урала, 1995). Мощность ее 400–500 м.

Булатовская толща (S_1–D_1bl) относится к Сысертско-Амурской и Медведевско-Сухтелинской подзонам Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Имеет широкое распространение в западной части площади, где выделяется в виде крупных изометричных полей в полосе, ориентированной в северо-северо-западном направлении. В состав толщи входят базальты и метабазальты, их туфы, метатуфы, андезибазальты и метаандезибазальты, вулканомиктовые песчаники и метапесчаники с прослоями кремнистых сланцев, а также (в верхней части?) – углисто-кремнистые и углисто-глинисто-кремнистые сланцы. Толща интенсивно дислоцирована, особенно ее верхняя часть, где часто наблюдается мелкая складчатость, хорошо выражена линейность пересечения сланцеватости и слоистости, наблюдаются многочисленные прожилки и жилы кварца, смятые в птигматитовые складки. В составе вулканитов преобладают метабазальты с афировой и мелкопорфировой структурами. Углисто-кремнистые, углисто-глинисто-кремнистые сланцы характеризуются микрогранобластовыми и микрозернистыми структурами, слоистыми и полосчатыми текстурами; в них встречаются радиолярии. Характерной особенностью является фосфатоносность, связанная с включениями черных непрозрачных богатых углистым веществом фосфоритов с весьма тонкозернистой структурой [86]. Нижняя граница толщи не установлена, верхняя – несогласная с существенно более молодыми образованиями. По петрохимическим параметрам базальты относятся к умереннокалиевым, умеренномагнезиальным и низкотитанистым со средними показателями железистости. По распределению РЗЭ и рассеянных элементов относительно базальтов СОХ вулканиты толщи наиболее сопоставимы с известково-щелочными базальтами островных дуг и активных континентальных окраин; а относительно хондрита по характеру распределения РЗЭ сходны с базальтами Курильской островной дуги, а на территории – катенинской толщи, отличаясь от них наличием европиевого максимума (рис. 4). На различных диаграммах базальты булатовской толщи также в основном отвечают известково-щелочной серии, а их фигуративные точки расположены в полях энсиалических островных дуг. Содержания $C_{орг.}$ в углеродистых сланцах от 0,36 до 5,42%. Для них характерны повышенные относительно кларков осадочных пород концентрации V, Ag, Mo, Zr. С толщей связана видимая минерализация марганца [86]. В гравитационном поле характерно чередование полосовых аномалий (0,5–3 мГал) и аномалий овальной формы. Отрицательные аномалии связаны с углисто-кремнистыми сланцами, положительные с вулканитами и сланцами, содержащими пирротин. Плотность углисто-кремнистых сланцев – 2,53–2,57 г/см^3, их магнитная восприимчивость – $(3–21)\times10^{-5}$ ед. СИ; для базальтов соответственно – 2,85–2,96 г/см^3 и $(45–50)\times10^{-5}$ ед. СИ; для туфогенных пород – 2,76–2,82 г/см^3 и $(35–50)\times10^{-5}$ ед. СИ. Сланцы

имеют повышенную радиоактивность (17–25 мкР/ч) с радиевой природой (Th : Ra = 0,7–0,16). Возраст толщи обоснован многочисленными находками граптолитов и конодонтов (*Ozarkodina* aff. *ziegleri* Walll. и др.) верхнего силура, а также спор *Trachytriletes minutissimus* Naum., *Tr. crassus* Naum. низов раннего девона. Мощность ее – более 900 м.

Туринская свита (S_2–D_1tr) выделена Н. А. Штрейсом в 1951 г., название по р. Тура в Исовском районе на восточном склоне Среднего Урала. Принадлежит к обеим зонам Тагильской СФМЗ, очень ограниченно распространена в северо-западной части территории листа N-41 (у северной границы) в мелких тектонических блоках. Свита залегает со стратиграфическим несогласием на павдинской свите. Широко распространены тектонические ограничения полей ее развития. В состав таксона входят трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахиты, их туфы, гиалокластиты, тефроиды, а также туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфоконгломераты, известняки. Вулканиты имеют умереннощелочной химизм: трахибазальтовый (абсарокиты), трахиандезибазальтовый (шошониты), трахитовый и трахиандезитовый. Вулканогенно-осадочные породы обладают смешанным составом, нередки и мономиктовые прослои. Для стратона характерны частое переслаивание и фациальные замещения вулканогенных, пирокласто-терригенных и осадочных образований. Их перемежаемость 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.

По петрохимическим особенностям вулканиты туринской свиты принадлежат к непрерывному ряду (SiO_2 48–60 %) высококалиевых пород шошонитовой серии с суммой щелочей (Na_2O+K_2O) 7–10% и содержаниями K_2O от 0,8 до 7,7%. Среднее отношение Na/K близко к 2. Характерны низкие содержания сидерофильных элементов и циркония, что сближает составы трахибазальтов с шошонитами развитых островных дуг. Вулканиты свиты, распространенные в пределах Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской СФЗ, имеют ряд различий в химическом составе. Так, трахибазальты восточной полосы в среднем 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), 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 на западе), рубидия и стронция (25 и 468 г/т против 54 и 950 г/т). Трахиты Восточно-Тагильской СФЗ, по сравнению с аналогами в Западно-Тагильской зоне, обогащены (%): FeO (4,32–3,33), MgO (2,56–1,73), CaO (2,46–1,88), V (220–90), но содержат несколько меньше K_2O (5,34 против 5,90). В обеих структурно-формационных зонах это высококалиевые породы (с преобладанием этого элемента в составе щелочей), обогащенные литофилами. Сопоставление разрезов туринской свиты в пределах обеих зон указывает на большую долю лавовых и пирокластических фаций в западной и вулканогенно-осадочных – в восточной частях Тагильского мегаблока, что обычно интерпретируется как признак формирования в пределах фронтальной и задуговой обстановок островной дуги. В прослоях и линзах известняков туринской свиты в стратотипическом районе содержится богатая

фауна пржидольского яруса: *Aphrosalpinx* aff. *textilis* Mjagk., *Favosites bonus* Yanet, *Imennovia uralica* Shur., *Atrypoidea columbella* (Barr.), *Eospirifer piper* Eichw., *Tubulibairdia accurata* Zenk., *Uralotoechia kuschvensis* (Tschern.). В Кушвинском районе, кроме пржидольских форм, собраны кораллы и брахиоподы *Pseudoamplexus fascicularis* Soshk., *Neomphyma originata* Soshk., *Cladopora actuosa* Yanet., *Thamnopora* cf. *sarmentosa* Yanet., *Clorina pseudolinguifera* Kozl., *Rhynchospirna* cf. *siemiradzkii* Kozl., относящиеся к сарайнинскому горизонту лохковского яруса (Г. А. Петров, 2010). Мощность подразделения 1000–1500 м.

Подовинная толща (S_2–D_1pd) принадлежит к Урайско-Денисовской СФЗ, развита в центральной части северной половины площади. Представлена микропорфировыми андезибазальтами, реже базальтами, андезитами, дацитами, риодацитами, риолитами, их кластолавами, крупнообломочными туфами и брекчиями. Нижняя граница толщи не установлена, соотношения с перекрывающими образованиями несогласные. По распределению средних содержаний РЗЭ в базальтоидах, нормированных относительно хондрита, ее породы наиболее сопоставимы с известково-щелочными базальтами островных дуг и активных континентальных окраин, а также сходны с базальтами катенинской толщи (рис. 4). Толща вмещает медно-порфировое оруденение. Возраст ее принят условно на основании геологических построений и согласно Легенде Уральской серии.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Краснотурьинская свита (D_1kr) впервые описана в окрестностях г. Краснотурьинск (смежный лист О-41). Развита в мелком тектоническом блоке в северо-западной части площади, в пределах Восточно-Тагильской СФЗ. В ее составе присутствуют базальты, трахибазальты, андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, трахиандезиты, дациандезиты и их туфы, а также туфопесчаники, туфоалевролиты, туфогравелиты, туфоконгломераты, туффиты, углисто-кремнистые и известково-глинистые сланцы, известняки. Свита несогласно залегает на более древних палеозойских образованиях. По данным Г. А. Петрова (2010 г.), нижняя часть ее разреза представлена туфами (иногда агломератовыми) роговообманково-плагиофировых андезитов и кварцсодержащих амфибол-плагиофировых дациандезитов. В меньшем количестве отмечаются туфы амфибол-пироксен-плагиофировых и пироксен-плагиофировых андезибазальтов, отмечаются прослои 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. Известняки сменяются тонким переслаиванием (1–10 см) туфопесчаников, мелко- и тонкозернистых туффитов, а также известняков, содержащих обычно многочисленные остатки тентакулитов. Обломочный материал в туффитах представлен главным образом амфибол-

плагиофировыми андезитами. Местами среди них отмечаются единичные прослои туфов и пластообразные залежи лав андезитов. Разрез краснотурьинской свиты завершается пачкой массивных амфибол-плагиофировых андезитов, их туфов (в том числе агломератовых), сменяемых к кровле базальтами, андезибазальтами и их туфами с редкими прослоями известняков.

Вулканиты стратона принадлежат к непрерывно-дифференцированной базальт-андезит-дацитовой формации известково-щелочной серии, в ее составе преобладают породы среднего состава (андезибазальты и андезиты). Содержание щелочей в краснотурьинских вулканитах в среднем ниже, чем в залегающей под ней туринской свите, но и здесь присутствуют умеренно-щелочные андезиты и андезибазальты. На дискриминационных диаграммах породы попадают в поля известково-щелочных серий островных дуг и активных континентальных окраин. Возраст свиты обоснован находками фауны *Actinostroma* sp. indet. (cf. *salairicum* Yavor), *Thamnopora rara* Yanet., *Dendropora macropora* Dubat., *Fasciphyllum prismaticum* Soshk., *F.* cf. *halliforme* Soshk., *F.* ex gr. *cylindricum* Sochk., *Camarotoechia nympha* var. *pseudolivonica* Barr., *Karpinskya conjugula* Tscher n., *K. fedorovi* Tscher n., *Atrypa gruenwaldtii* Tscher n., *A. vijaica* Khod., *A. devoniana* var. *descreacens* Pent., *A. gruenewaldtii* Tscher n., *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Stromatopora* ex gr. *concentrica* Goldf., *Emmonsia* ex gr. ***karmakengis*** Dubat., *Clorindina* cf. *eifliensis* Stein, *Leptaena* ***rhoraboidalis*** Wilck., *Thamnopora parva* Yanet, *Nalivkinella* cf. *minima* Soshk., *Clorinda* cf. *pseudolinguifera* var. *oschica* Hikif., *Spirifer vijaicus* Khod., характерной для пражского и нижней части эмсского ярусов, а также конодонтов *Pedavis pesavis* (Ziegl.), *Polygnathus dehiscens* Philip. et Jakson, *P. inversus*. Мощность свиты 1000–2600 м.

Теченская толща (D_1tč) развита в северной и северо-западной частях площади, в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ (Сосьвинско-Теченская подзона). Состав толщи представлен базальтами, андезибазальтами, андезитами (исландитами), дациандезитами, дацитами, риодацитами, риолитами, их кластолавами и туфами. Базальты часто образуют подушечные лавы (подводные излияния) с размерами уплощенных форм отдельности до 3 м. Суммарный объем базальтов и андезибазальтов в толще составляет приблизительно 40–45 %. На долю дацитов, риодацитов и риолитов приходится до 30–35 % всех вулканитов, тогда как андезиты и андезидациты составляют 20–25 %. Базальты (афировые и порфировые) имеют миндалекаменные, массивные и флюидальные текстуры. В риолитах структуры фельзитовые, сферолитовые и порфировые (иногда микролитовые), текстуры их в основном массивные и флюидальные.

Нижняя граница толщи не установлена; вулканиты с несогласием перекрыты фаунистически охарактеризованными терригенно-карбонатными отложениями карагайлинской толщи средне-позднедевонского возраста.

По своим петрохимическим характеристикам породы теченской толщи резко отличаются от всех вулканитов раннего–среднего девона, развитых в пределах листа. Они относятся к непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации. Основные вулканиты соответствуют низко- и

умереннокалиевым базальтам натриевой и калиево-натриевой петрохимических серий и (в основном) толеитовой генетической серии. Средние и кислые дифференциаты относятся к исландитам (FeO* > 8,5%) и ферродацитам (FeO* – 5,5%). Все породы толщи (от основных до кислых) характеризуются высокими (или повышенными) содержаниями оксидов титана, фосфора, а также марганца и железа. На диаграммах идентификации палеообстановок базальты преимущественно отвечают базальтам срединно-океанических хребтов, континентальных рифтов и океанических островов. Распределение РЗЭ, нормированных по хондриту, подобны последнему. Тренд распределения рассеянных элементов близок к океаническому (рис. 5). Базальты толщи по сравнению с такими же породами остальных стратонов площади выделяются повышенными содержаниями Nd, Zr, Hf, Sm, Yb. Они имеют увеличенную плотность (2,80–2,95 г/см^3), а магнитная восприимчивость их варьирует в широких пределах – $(26–n\times10^3)\times10^{-5}$ ед. СИ. Площади преимущественного развития вулканитов основного состава выделяются сравнительно высокими значениями поля силы тяжести. Магнитное поле чаще повышенное, с положительными локальными аномалиями интенсивностью до $n\times10^3$ нТл, иногда спокойное – положительное или отрицательное. Возраст теченской толщи принят условно как раннедевонский на основании геологических построений (залегание под фаунистически охарактеризованными известняками среднего–позднего девона). Мощность ее достигает 2000 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Азяшская толща ($D_{1–2}$?az) развита в узком тектоническом блоке в Бельско-Елецкой зоне (Иргизлинско-Карская подзона,Ункурдинский район) у северо-западной границы площади листа N-41. Она сложена белыми, голубоватыми, серыми доломитами и доломитовыми мраморами, часто с амфиболом, пироксеном и тальком. Карбонатные породы на поверхности слабо обнажены и описаны лишь в скважинах предшественников. Соотношения с ниже- и вышележащими породами неизвестны, скорее всего, они тектонические. В геохимическом отношении мраморы азяшской толщи отличны от подобных в саткинской свите: концентрация малых элементов в первой в 2 раза ниже, чем во второй (ранее эти образования М. И. Гаранем относились к упомянутой свите нижнего рифея). Раннесреднедевонский возраст азяшской толщи основывается на сопоставлении ее с карбонатными породами района пос. Ниж. Уфалей, охарактеризованными фауной строматопороидей, а также на находках в доломитовых мраморах форм из кальцита, по облику напоминающих сильно перекристаллизованные стебли криноидей (определения В. С. Милициной, палеонтологическая партия УГСЭ). Мощность толщи – до 1500 м.

Ирендыкская свита ($D_{1–2}ir$) выделена Л. С. Либровичем в 1932 г.; ограниченно распространена на северо-западе площади в пределах Западно-Магнитогорской СФЗ (Вознесенско-Присакмарская подзона). Сложена лейкобазальтами, пироксен-плагиоклазовыми, плагиоклазовыми и пироксеновыми базальтами и андезибазальтами, их туфами, кремнистыми

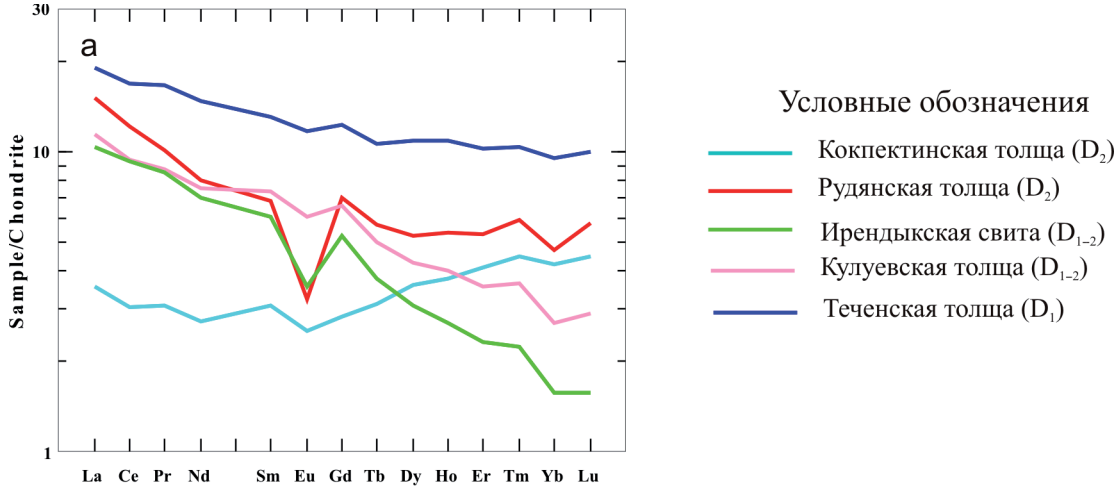

Рис. 5. Распределение средних содержаний РЗЭ в базальтоидах нижнего–среднего девона, нормированных относительно хондрита.

Вклейка. Заказ 81011031

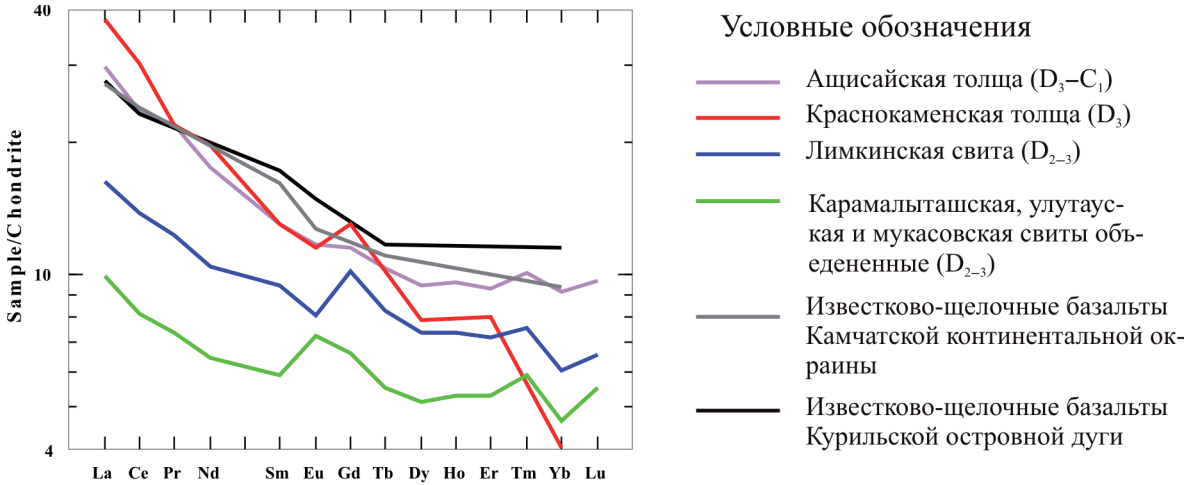

Рис. 6. Распределение средних содержаний РЗЭ в базальтоидах верхнего девона–нижнего карбона, нормированных относительно хондрита.

сланцами и туффитами. Породы повсеместно имеют крутое восточное падение под углом 60–80°. Нижняя (с поляковской свитой) и верхняя границы несогласные. По основным геохимическим и петрохимическим характеристикам основные эффузивы свиты, имея чуть более высокое содержание кремнезема, почти идентичны таковым в кулуевской толще и сопоставимы с известково-щелочными островодужными базальтами: они низкотитанистые, низкофосфористые, умеренножелезистые. По распределению РЗЭ и рассеянных элементов, а также на дискриминационных диаграммах эти вулканиты сходны с аналогичными породами кулуевской и рудянской толщ (рис. 5). По определениям макрофауны и конодонтов возраст ирендыкской свиты принимается позднеэмсско-раннеэйфельским. Ее мощность здесь – более 300 м.

Туратская свита ($D_{1-2}tr$) выделена Е. В. Чибриковой в 1977 г.; на территории листа N-41 залегает в блоках (чешуях) северо-восточного простирания над верхней тектонической границей поляковской толщи. Сложена она здесь преимущественно мраморизованными известняками и мраморами, в верхах – полимиктовыми конгломератами, песчаниками и алевролитами с прослоями кремнистых аргиллитов. Оба ее контакта тектонические. Известняки и мраморы имеют среднюю плотность 2,68 г/см^3, магнитную восприимчивость 1×10^{-5} ед. СИ; песчаники соответственно 2,73 г/см^3 и 29×10^{-5} ед. СИ. Для известняков свиты характерны надкларковые (для карбонатных пород) содержания Ni, Co, Cr, Mn, V, Ti, Sc, Cu, As, Ba, Sn, Zr и Ga. Возраст обоснован находками конодонтов, криноидей и спор. С образованиями свиты связано Тургоякское месторождение флюсовых известняков. Мощность стратона 300–500 м.

Кулуевская толща (D_{1-2}?kv) также распространена на северо-западе площади листа, в Медведевско-Сухтелинской подзоне Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, максимальная ширина выходов – до 16 км. Впервые выделена при ГДП-200 листа N-41-VII [86]. В составе толщи присутствуют лавы, агломератовые и лапиллиевые туфы базальтов, реже андезибазальтов, редко андезитов, а также вулканомиктовые песчаники и алевролиты; встречаются прослои светлых кремнистых и вишневых гематит-кремнистых сланцев. Нижняя ее граница здесь неизвестна, вышележащие образования залегают со стратиграфическим несогласием. Базальты и андезибазальты, как отмечалось выше, по петрохимическому составу близки к подобным вулканитам ирендыкской свиты, отличаясь от последних более высокой магнезиальностью. Они слабо дифференцированы, условия их формирования соответствуют островодужным обстановкам. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, они также сопоставимы с ирендыкскими и, кроме того, с базальтоидами рудянской толщи (рис. 5). Над толщей наблюдается положительное гравитационное поле интенсивностью порядка 20 мГал, ограниченное градиентными зонами и осложненное малоамплитудными (0,5–2 мГал) отрицательными полосовыми аномалиями, связанными с прослоями кремнистых сланцев, вулканомиктовых песчаников и алевролитов, зонами рассланцевания. Магнитное поле ровное (150–200 нТл), изредка нарушаемое линейными аномалиями (50–300 нТл) шириной 300–600 м, имеющими северо-восточное простирание. Плотность базальтов – 2,84–

2,95 г/см^3, магнитная восприимчивость – (30–51)$\times 10^{-5}$ ед. СИ; андезитов (в среднем) – 2,83 г/см^3 и 38×10^{-5} ед. СИ; туфопесчаников – 2,74 г/см^3 и 33×10^{-5} ед. СИ; кремнистых сланцев – 2,57 г/см^3 и 6×10^{-5} ед. СИ.

Возраст стратона определяется его положением выше булатовской толщи и находками микрофауны [86]. В кремнистых сланцах группой О. В. Артюшковой найдены и определены отпечатки конодонтов *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *P.* cf. *pseudofoliatus* Wittekindt, *P.* sp., которые распространены в среднем девоне. Кроме того, здесь же установлены остатки растения *Aneurophyion germanicum* Kräusel et Weyland, 1923 (= Protopteridium thomsoni (Dawson) Kräusel et Weyland, 1938), характеризующего среднедевонские (преимущественно живетские) отложения. Время накопления кулуевской толщи, с учётом приведённых данных, можно определить интервалом от позднего эмса по живет. Мощность ее составляет не менее 1500 м.

Шеинская и клубничная толщи объединенные (D_{1-2}šn+kč) картируются вблизи пос. Первомайский полосой субмеридионального простирания протяженностью 2–4 км при ширине 400–800 м. Выделены при ГДП-50 (Н.С. Кузнецов и др., 1995). Объединенное подразделение представлено амфипоровыми и криноидными известняками от белого до темно-серого цвета; в верхней части совокупного разреза устанавливается переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков (местами доломитизированных). Известняки мелко- и крупнокомковатые полидетритовые, криноидно-полидетритовые (типа грейнстоунов, вакстоунов, пакстоунов) с пленочно-поровым спаритовым цементом. В полимиктовых песчаниках (преимущественно мелкозернистых) и алевролитах зерна разноокатанные, размером от 0,1 до 0,5–0,8 мм; обломочный материал представлен кварцем, плагиоклазом, кремнистыми породами. Содержание обломочного материала 50–80 %; цемент карбонатный, базального, реже порового типа. Соотношения с нижележащими известняками первомайской толщи согласные. В зонах перехода (первые метры) часто устанавливается смешанный набор фауны. Образования объединенных таксонов несогласно перекрыты породами еманжелинской толщи. Известняки, песчаники и алевролиты немагнитны, имеют примерно одинаковую плотность (в среднем 2,7 т/м^3) и естественную радиоактивность (5 мкР/ч). В породах обнаружены остатки строматопороидей *Cladopora actuosa* Yanet., *Cerranostroma magnificum* Bogoyavl., *Echyropora fallacis* (Yanet), *Atelodictyon* ex gr. *uralicum* Bogoyavl., *Stromatopora praelonga* Bogoyavl.; кораллов *Favosites preplacentus* Dubat., *F. goldfussi* D'Orb.; криноидей *Salairocrinus multibifidus* Yelt. et Milicina, *Aporretocrinus verrucosus* Milicina, *Cupressocrinites* cf. *longilobatus* Milicina, *Hexacrinites tuberosus* Yelt., *Tetraptocrinus* cf. *infinitus* J. Dubat.; брахиопод *Mimatrypa flabellata* Roem. и конодонтов *Eognathodus sulcatus* Phllip., *Spathognathodus steinhornensis miae* Bult. На основании этих данных возраст объединенных толщ датируется ранним–средним девоном. Их мощность – до 800 м.

Терригенно-вулканогенная толща (D_{1-2}tv) в виде небольшого фрагмента картируется у северной рамки листа N-41, относится она

к Сосьвинско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ. В ее состав входят лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, туффиты, песчаники, алевролиты, сланцы кремнистые и углеродисто-кремнистые, конгломераты. Границы с нижележащими и перекрывающими образованиями на площади не известны. По химическому составу и уровням содержаний литофильных, тугоплавких и редкоземельных элементов натриевые базальты и андезибазальты толщи близки к субокеаническим толеитовым вулканитам задуговых морей, трещинные излияния которых обычно связаны с зонами локального спрединга. В гематитизированных глинисто-кремнистых сланцах определены (В. Н. Пучков, К. С. Иванов) конодонты верхов эмса–эйфеля: *Polygnathus* cf. *costatus patulus* Klap., *P.* cf. *pseudofoliatus* Witt., *Ozarkodina* cf. *excavata*, *Hindeodella* sp., *Paltodus* sp. Мощность терригенно-вулканогенной толщи 1200–1500 м.

Лейпцигская толща (D_{1-2}lp) обнажена в узких тектонических блоках вдоль восточной границы трапеции N-41-XIX, принадлежит к Красногвардейско-Светлинской СФЗ (Ильиновско-Марииновская подзона). Представлена полимиктовыми песчаниками, гравелитами, алевролитами, углисто-глинистыми сланцами и известняками. Соотношения с окружающими породами – тектонические, нижняя граница не установлена. Возраст обоснован фауной брахиопод *Carinatina* cf. *arimaspa, C.* cf. *Praesignifera* и др. Мощность толщи 400–600 м.

Октябрьская толща (D_{1-2}ok) ограниченно распространена в долинах рек Аят, Караталы-Аят, Арчаглы-Аят (трапеции N-41-XXVI, XXVII), относится к Красногвардейско-Светлинской (Троицко-Буруктальская подзона) и Урайско-Денисовской (Денисовская подзона) СФЗ. Сложена ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже конгломератами, глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, редко гравелитами и известняками. Ранее эти образования картировались под названием флишоидной толщи. Нижняя граница стратона не установлена, но, судя по характеру и составу обломочного материала, она несогласная. В обломках установлены базальты афировые и порфировые, андезибазальты и андезиты, риолиты и риодациты, кремнистые породы, вторичные кварциты, известково-глинистые сланцы, кварц, плагиоклаз (в околобазальных конгломератах). Терригенные породы толщи перекрыты вышележащими образованиями с размывом. В разрезе на правом берегу р. Караталы-Аят (в 6,7 км западнее с. Александровка) в кремнистых сланцах группой О. В. Артюшковой собраны конодонты *Polygnathus* cf. *linguiformis linguiformis* Hinde mpht. *beta* Bult., *P.* cf. *linguiformis linguiformis* Hinde, *P.* cf. *pseudofoliatus* Witt, *P.* cf. *eiflius* Bisch. et Ziegl, *P.* cf. *linguiformis linguiformis* Hinde mpht. *gamma* Bult, *P.* cf. *xylus ensensis* Stauff., характерные для эйфельского и живетского ярусов. В разрезе, выполненном туфоалевролитами и туфопесчаниками с прослоями кремнистых туффитов и известняков (левый берег р. Караталы-Аят, в 2 км западнее с. Николаевка), О. В. Артюшковой выделены единичные конодонты *Icriodus latus* Al-Rawi, *Pseudooneotodus beckmanni* (B. et San.). Подобный комплекс конодонтов известен в эмсе. Таким образом, палеонтологические данные, полученные в разных частях разреза

октябрьской толщи, позволяют расширить интервал ее формирования и датировать стратон ранним–средним девоном (от эмса по живет). Мощность не превышает 650 м в пределах Красногвардейско-Светлинской зоны и достигает 1200 м в Урайско-Денисовской СФЗ.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Рудянская толща (D_2rd) развита на северо-западе площади (трапеции N-41-I, II, VII) в Алапаевско-Адамовской СФЗ (Сосьвинско-Теченская подзона). Представлена главным образом афировыми базальтами, риолитами, риодацитами, дацитами и их туфами. В небольшом количестве присутствуют лавы и туфы андезибазальтов, андезитов (исландитов), встречаются прослои вулканомиктовых песчаников, туффитов, а также туфов и лав порфировых базальтов. До этого толща картировалась (Денисов, 1977) под названием «касаргинская»; впоследствии оно было упразднено как синонимичное. В обобщенном разрезе стратона в нижней части преобладают базальты, андезибазальты и их туфы с прослоями исландитов, а в верхней – дациты, риодациты и риолиты с прослоями туфов кислого состава. Афировые и порфировые базальты имеют миндалекаменные, массивные и флюидальные текстуры. В риолитах структуры микрофельзитовые, сферолитовые и порфировые, текстуры их большей частью массивные. В порфировых риолитах и риодацитах присутствует кварц в округлых (до 1,5 мм) выделениях. Соотношения с подстилающими и вышележащими образованиями несогласные. Вулканиты толщи относятся к контрастной риолит-базальтовой формации. Основные разности соответствуют низкокалиевым базальтам натриевой петрохимической серии и (большей частью) известково-щелочной генетической серии. Все эффузивы характеризуются пониженными или низкими содержаниями TiO_2, P_2O_5, K_2O, повышенными Na_2O. Содержание Fe* в средних и кислых дифференциатах довольно высокое, что позволяет относить их к исландитам и ферродацитам. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, базальтоиды сопоставимы с основными вулканитами ирендыкской свиты и кулуевской толщи (рис. 5), отчасти с карамалыташскими и улутаускими базальтами. На диаграммах идентификации палеообстановок они преимущественно соответствуют островодужным.

По средним значениям плотности породы толщи образуют три группы: риодациты и риолиты (2,72 г/см^3); афировые и плагиоклазовые базальты и их ксенотуфы (2,76 г/см^3); пироксеновые базальты и их туфы (2,84–2,95 г/см^3). Вулканиты большей частью слабомагнитны и немагнитны, но при этом во всех разновидностях встречаются сильно намагниченные разности. Значительными вариациями физических свойств горных пород во многом объясняется сложный характер полей: магнитное поле от спокойного (положительного или отрицательного) до резко дифференцированного; гравитационное поле в целом повышенное, с локальными положительными и отрицательными аномалиями. Возраст рудянской толщи принят как позднеэйфельско-раннеживетский на основании находок на соседней с севера территории (лист O-41) тентакулитов *Nowakia* cf. *barrandei* Bouc.

et P r a n t k., *Viriatellina* sp., *Striatostiliolina* sp., *Stiliolina* cf. *nucleata* K a r p., *Eovolutina* sp.; водорослей *Nodosinella* sp., *Litanaia* sp., *Lancicula* sp.; фораминифер *Parathurammina* aff. *dagmarai* S u l., *P. graciosa* P r o n., *P.* cf. *paulis* B y h., *Viecinespanaera sgualida* A n t r., *V. angulata* A u t r., *Morevammina* sp., *Bisphaera irregularis* B i r., *Archaelagena* cf. *lorealis* P r o n.; криноидей *Pentagonocyclicus* cf. *tianschanica* S c h e w., *Anthinocrinus floreus* G e l t., *Hexacrinites*(?) *dentatus echinatus* G e l t. et D u b a t. Мощность стратона – более 1500 м.

К о к п е к т и и н с к а я т о л щ а (D_2kk) имеет весьма ограниченное распространение в крайней юго-западной части площади, относится к Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Представлена темно-зелеными пироксенофировыми (преобладают) и пироксен-плагиофировыми базальтами, андезибазальтами, их туфами с прослоями туффитов и сланцев кварц-хлоритовых, серицит-хлорит-кварц-альбитовых, альбит-эпидот-актинолитовых. Плагиоклаз во вкрапленниках обычно альбитизирован, иногда замещен соссюритом с вростками эпидота. По пироксену развивается роговая обманка и хлорит. Нижняя граница толщи неизвестна, предположительно, ее образования с несогласием залегают на породах допалеозойского основания. По мнению Н. Ф. Мамаева (1946 г.), вулканиты и сопровождающие их зеленые сланцы «…имеют контакты с различными горизонтами кусаканской свиты и можно предполагать, что они залегают несогласно на верхнепротерозойских образованиях». Верхняя граница толщи несогласная. По петрохимическим данным, базальты характеризуются небольшими содержаниями двуокиси титана и глинозема, высокими – оксида магния (14,1%). Они выделяются очень низкими концентрациями РЗЭ, а по распределению последних относительно хондрита отчасти сопоставимы с самим хондритом (рис. 5). В магнитном поле толща выделяется положительными аномалиями интенсивностью до 500 нТл. Возраст ее фаунистически не обоснован и принят по геологическим построениям, а также в соответствии с Легендой Уральской серии; мощность – более 600 м.

К р е м н и с т о - т е р р и г е н н а я т о л щ а (D_2jt) распространена лишь в центральной части площади (лист N-41-XV), в пределах Урайско-Денисовской СФЗ. Выполнена сланцами кремнистыми и углисто-глинисто-кремнистыми, песчаниками полимиктовыми и кварцевыми. Нижняя и верхняя границы толщи не установлены, по всей видимости, они несогласные. Мощность – до 700 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Л и м к и н с к а я с в и т а ($D_{2–3}lm$) развита в пределах Восточно-Тагильской СФЗ (Красноуральская подзона) в северо-западной части площади, в узком тектоническом блоке субмеридионального простирания. Выделена Палеонтолого-стратиграфической партией УГСЭ на р. Лимка (смежный лист О-41). В ее состав включены переслаивающиеся алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, сланцы туфогенные, глинистые, кремнисто-глинистые и кремнистые, известняки, лавы и туфы базальтов,

андезибазальтов, трахиандезибазальтов, андезитов, дациандезитов, риолитов, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, туфоконгломераты. На соседней с севера территории свита несогласно залегает на различных стратонах эйфеля, в основании присутствует горизонт пестроцветных сиаллитов и известково-глинистых сланцев, что указывает на наличие стратиграфического перерыва. Основные вулканиты свиты имеют среднестатистические петрохимические характеристики островодужных известково-щелочных базальтов. По распределению РЗЭ, нормированному по хондриту, они сопоставимы с базальтами ащисуйской толщи, карамалыташской свиты и Камчатской континентальной окраины (рис. 6). Возраст обосновывается находками брахиопод *Hipothyridina* ex gr. *semilukina* N a l., *H. cuboides* (S o w.) и конодонтов лоны Polygnathus asymmetricus (верхняя часть живетского–низы франского ярусов). Мощность лимкинской свиты – до 1400 м.

К а р а м а л ы т а ш с к а я, у л у т а у с к а я и м у к а с о в с к а я с в и т ы о б ъ е д и н е н н ы е ($D_{2-3}kr \div mk$) развиты в пределах Западно-Магнитогорской зоны (Вознесенско-Присакмарская подзона) на северо-западе территории листа N-41. Обобщенный их разрез представлен внизу и в средней части базальтами афировыми, мелкопорфировыми, гиалобазальтами и гиалокластитами, андезибазальтами, андезитами, дацитами, плагиориодацитами, плагиориолитами, их туфами, а также туффитами и туфопесчаниками; вверху углисто-кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами; по всему разрезу встречаются прослои яшм и известняков, а в его верхах – полимиктовых конгломератов, вулканомиктовых песчаников, кремнистых алевролитов.

Соотношения карамалыташских пород с нижележащей ирендыкской свитой согласные. Верхняя граница мукасовской свиты в пределах площади не установлена. Базальтоиды объединенного стратона характеризуются низкими содержаниями оксидов титана, калия, фосфора; вулканиты обычно натриевые, умеренножелезистые. По характеру распределения РЗЭ и рассеянных элементов они сходны с основными вулканитами лимкинской свиты, касаргинской толщи, соответствуют известково-щелочным базальтам островных дуг и активных континентальных окраин, отличаясь от них наличием европиевого максимума (рис. 6). Относятся к известково-щелочной генетической серии, а на дискриминационных диаграммах их фигуративные точки попадают в поля островных дуг.

В гравитационном поле область распространения пород объединенных свит расположена в градиентной зоне, на фоне которой фиксируются локальные линейные и изометричные аномалии разного знака интенсивностью до 1–2 мГал; сочетание их на площадях рудных участков создает мозаичную структуру поля силы тяжести. Магнитное поле в целом повышенное, с линейными аномалиями разного знака, обусловленными в основном многочисленными телами серпентинитов. Базальты имеют плотность (средние значения, г/см^3) 2,84–2,90, андезибазальты, их туфы, вулканомиктовые песчаники, туфопесчаники и туфоалевролиты – 2,78, дациты – 2,73, риолиты – 2,70, конгломераты – 2,61, песчаники – 2,71, алевролиты – 2,67. Магнитная восприимчивость пород в целом невелика

(26–44) × 10^{-5} ед. СИ; около 20% вулканитов имеют высокую магнитную восприимчивость – (760–1400) × 10^{-5} ед. СИ.

Средне-позднедевонский возрастной интервал объединенных свит устанавливается по многочисленным находкам конодонтов в разрезе; в частности в его верхней части (мукасовская свита) на рассматриваемой площади определены *Ancyrodella* sp., *Palmatolepis* cf. *foliacea* Ziegler., *Pal. gigas gigas* Miller et Youngquist, *Pal.* aff. *kireevae* Ovnatanova, *Pal.* cf. *punctata* Hinde., *Pal.* cf. *semichatovae* Ovnatanova, характерные (О. В. Артюшкова) для верхнего франа. Объем объединенного подразделения отвечает лангурскому, высотинскому, бродовскому и губинскому горизонтам. Суммарная мощность карамалыташской, улутауской и мукасовской свит здесь более 1800 м.

Амурская толща (D_{2-3}am) развита в Сысертско-Амурской подзоне Верхотурско-Новооренбургской СФЗ, в западной части площади. Ее состав – метабазальты, метатуфы, метапесчаники вулканомиктовые, сланцы серицит-хлорит-карбонатные и кварц-хлоритовые, прослои мраморизованных известняков. Породы интенсивно дислоцированы и залегают в тектонических пластинах. Базальты и их туфы превращены в существенно актинолитовые бластопорфировые и бластопсаммитовые породы, а вулканомиктовые песчаники претерпели рассланцевание и зеленосланцевый метаморфизм. Отложения толщи имеют крутое залегание то с западным, то с восточным падением. Соотношения с подстилающими и вышележащими стратонами несогласные. Базальтоиды характеризуются низкими содержаниями окиси калия и повышенными окиси натрия. В них отмечается высокая (по отношению к кларкам основных вулканитов) концентрация Zn и As. Толще отвечает повышенное гравитационное поле (10–16 мГал). Средняя плотность метабазальтов – 2,86 г/см^3, зеленых сланцев – 2,78 г/см^3. Средневзвешенная магнитная восприимчивость – 40 × 10^{-5} ед. СИ. Средне-позднедевонский возраст подразделения принят условно по положению в разрезе, а также по наличию за пределами площади девонских криноидей. Мощность амурской толщи – до 600 м.

Аджатаровская и копаловская толщи нерасчлененные (D_{2-3}ad–kp) развиты на западе площади в Верхотурско-Новооренбургской СФЗ (Медведевско-Сухтелинская подзона). В их составе базальты, андезиты, дациты, их туфы и лавобрекчии, яшмоиды, кремнистые сланцы. Соотношения с ниже- и вышележащими образованиями несогласные. Базальты, андезибазальты и андезиты имеют как нормальную, так и умеренную щелочность, последние разновидности преобладают. Породы повышенной щелочности низкомагнезиальные, умереннотитанистые, высоко- или умереннокалиевые. По породным ассоциациям, распределению РЗЭ, высоким концентрациям Ba, Th и других элементов палеогеодинамическая обстановка формирования стратонов отвечает современным островодужным системам. В базальтах и их туфах выше кларков для основных пород находятся содержания Ni, Cr, Cu, Zn, Pb, As, Ba. Нерасчлененные толщи характеризуются положительным гравитационным полем в 5–15 мГал. Магнитное поле осложнено линейными аномалиями с Za = 100–300 нТл. Средняя плотность базальтов – 2,95 г/см^3, андезибазальтов и андезитов –

2,78–2,82 г/см^3, дацитов – 2,75 г/см^3, туфов – 2,76–2,82 г/см^3. Возраст нижней (аджатаровской) части обобщенного разреза установлен по комплексу конодонтов. Согласно заключению О. В. Артюшковой, он включает зональный вид Tortodus kockelianus kockelianus, указывающий на принадлежность пород к эйфелю. Средне-позднедевонский возраст единого таксона принят на основании вышеизложенных данных и по положению копаловских образований под шелудивогорской толщей. Мощность подразделения – до 700 м.

Сухтелинская толща (D_{2-3}sh) выделяется в Медведевско-Сухтелинской подзоне Верхотурско-Новооренбургской СФЗ; распространена у западной границы площади листа N-41, где слагает несколько крупных тектонических пластин. В составе толщи преобладают редкогалечные конгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты, кварциты; присутствуют прослои кремнистых и глинисто-углисто-кремнистых сланцев, литокластических туфов базальтов, андезибазальтов, андезитов, риодацитов (от тонко- до грубообломочных); редкие линзы базальтов и известняков.

Распределение пород по обобщенному разрезу выглядит следующим образом: в низах преобладают средне-крупнообломочные туфы основного и смешанного состава, выше они переслаиваются с алевролитами и сланцами, верхи сложены чередующимися песчаниками, алевролитами, сланцами. Практически во всех частных разрезах встречаются маломощные прослои базальтов. Туфы имеют переменный состав – от базальтового до андезитового, текстура их массивная или сланцеватая, преобладающая размерность – от алевропсаммитовой до псефитовой, структура – от кристалло-витролито-кластической до литококластической. Более тонкие разности (алевропелитовые туфы) состоят из остроугольных, скорлуповатых осколков кристаллов, пород (базальтоидов), стекла в тонком поровом цементе. Нижний контракт толщи тектонический, верхний не установлен.

Вулканиты относятся к умеренно- и низкокалиевой низкотитанистой дифференцированной известково-щелочной серии нормального ряда. Базальты и риодациты выделяются достаточно высокими содержаниями Rb, Ba, Sr, Th; на более низком уровне концентрации Nb, Zr, Y. РЗЭ в сухтелинских базальтах фракционированы довольно сильно, характеризуясь накоплением легких лантаноидов. Возраст толщи обоснован фаунистически – кораллами (определения О. В. Богоявленской, Ф. Е. Янет, М. В. Шурыгиной) *Astrophyllum irgislense* Soschk.; *Neocolumnaria vagranensis* Soschk.; *Alveolites* ex gr. *singularis* Soc.; *A.* aff. *polinovi* Peetz.; *Heliolites* ex gr. *taltiensis* Janet (in citt), *Grinophyllum* cf. *gracile* Wdkd.; *Petchoria schesimovensis* Reit.; фораминиферами (определения Л. Г. Петровой) *Bisphaera elegans* Viss.; *Parastegnammina* cf. *pseudocamerata* Pojarkov; *Par. aequaspatinosa* Pojarkov; *Rauserina notata* Antropov; *Cribrosphaeroides robusta* Maclay; конодонтами (сборы В. А. Маслова, О. В. Артюшковой и др., определения О. В. Артюшковой) *Eognatodus* sp., *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde morphotype *gamma* Bultynck, *P.* ex gr. *costatus* Klapper., *P.* cf. *decorosus* Stauffer, *P.* aff. *dengleri* Bischoff et Ziegler, *P.* cf. *dubius* Hinde, *P.* aff. *pennatus* Hinde, *P.* aff. *robusticostatus* Bischoff et Ziegler, *Belodella* sp.. Мощность толщи – до 1000 м.

Карагайлинская толща (D_{2-3}kg) развита в Сосьвинско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, на площади – в обрамлении Калдинского массива. Представлена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, иногда углистыми известняками, углисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами. Полимиктовые песчаники (разнозернистые) и алевролиты состоят из хорошоокатанных и сортированных зерен кварца, плагиоклаза, эффузивов и кремнистых пород. В алевролитах и аргиллитах часто присутствует тонкодисперсное углистое вещество. Известняки мелкокомковатые (типа вакстоунов), полидетритовые, органогенно-детритовые на спаритовом базально-поровом цементе. Соотношения с подстилающими и перекрывающими стратонами несогласные. Плотность (г/см^3) терригенных пород изменяется в пределах 2,65–2,82, известняков – 2,66–2,74. Все отложения практически немагнитны. В магнитном и гравитационном полях из-за ограниченной площади развития толща ничем не выделяется среди окружающих пород. На основании фаунистических определений возраст ее принят живетско-франским. Мощность стратона – до 800 м.

Еманжелинская толща (D_{2-3}em) установлена западнее пос. Зауральский и с. Томинское (трапеция N-41-VIII) в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами (часто углистыми), кремнистыми и углисто-кремнистыми сланцами, реже известняками. Соотношения с подстилающими и перекрывающими подразделениями несогласные. По многим параметрам отложения стратона близки к соответствующим разновидностям вышеописанной карагайлинской толщи. Они характеризуются повышенными содержаниями всех элементов халькофильной группы, а также Bi, Mo, V. Терригенные породы имеют плотность 2,69–2,71 г/см^3, известняки – 2,68 г/см^3. Радиоактивность осадков – 4–14 мкР/ч. Все образования немагнитны. Площадям развития толщи отвечает понижение поля силы тяжести на 1–3 мГал. В магнитном поле она ничем не выделяется в окружающих подразделениях, всем им отвечают спокойные слабоположительные или отрицательные значения. На основании находок строматопороидей *Cracilopora* cf. *vermicularis* (M C o y), трилобитов *Phacops* aff. *nalivkini* M a x. и криноидей *Cupressocrinites* cf. *planus* S c h e w., *C.* cf. *scaber* S c h u l t z e., *Parabotryocrinus tschudovensis* Y a k., *Clyphidocrinus* ex gr. *primus* (J. D u b a t) возраст еманжелинской толщи принят в интервале от живета по фамен. Мощность ее 700–1000 м.

Вулканогенно-осадочная толща (D_{2-3}vo) развита на востоке площади, в пределах Демьяновской СФЗ. В ее состав входят лавы и туфы трахибазальтов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, трахидацитов, туфопесчаники, туфоалевриты, конгломераты, песчаники, алевролиты, сланцы углисто-глинистые и углисто-глинисто-кремнистые, известняки. По всей видимости, толща несогласно залегает на подстилающих породах. Она с размывом перекрыта стратифицированными образованиями верхнего девона, карбона и триаса. Возраст обоснован находками живетских кораллов в основании толщи, франской флоры и фауны в её верхней части. Мощность 1000–2500 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Шелудивогорская толща (D_3šg) ограниченно развита в восточном обрамлении Бриенского ультрамафитового массива у западной границы площади листа N-41, принадлежит к Восточно-Магнитогорской СФЗ (Уйско-Домбаровская подзона). Представлена туфами, ксенотуфами, лавами, тефроидами трахибазальтов, абсарокитов, шошонитов, реже трахиандезибазальтов пироксен-плагиофировых, а также туффитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями полимиктовых песчаников и алевролитов. Имеет несогласные контакты с ниже и вышележащими стратонами. Химический состав вулканитов однороден: это умеренноглиноземистые, умереннощелочные калиевые (или калиево-натриевые) низкотитанистые слабодифференцированные базальтоиды. Значительная их часть может быть надежно отнесена к абсарокитам и шошонитам. Снизу вверх по разрезу содержание K_2O быстро падает, вследствие чего породы низов толщи представлены абсарокитами, средней части – калиево-натриевыми базальтами, а верхней – натриевыми плагиобазальтами. Для РЗЭ отмечается закономерное понижение нормированных содержаний от легких к тяжелым. Отношения La/Yb высоки (5,5) и для абсарокитов близки к шошонитовым сериям Курил. Распределение микроэлементов и РЗЭ также сходно с таковыми в шошонитовых сериях островных дуг [97]. По находкам конодонтов *Polygnathus* sp. *Palmatolepis hassi* Mull. et Mull., *P.* aff. *rhenana brevis* Ziegl. et Sandb., *P.* cf. *subrecta* Mill. et Younq., *P.* cf. *plana* Zieg. et Sandb., *P*. cf. *simpla* Zieg. et Sandb. (сборы О. В. Артюшковой, В. А. Маслова, Л. З. Аскаровой, Р. Ф. Якшибаева; определения О. В. Артюшковой), возраст шелудивогорской толщи принимается как поздний фран (средняя часть губинского горизонта). Мощность ее – до 2000 м.

Шелудивогорская и краснокаменская толщи нерасчлененные (D_3šg-kr). В таком сочетании выделяются в крайней, западной части территории листа N-41, в пределах Медведевско-Сухтелинской подзоны Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Сложены лавами, лавобрекчиями, туфами трахибазальтов, абсарокитов, шошонитов, трахиандезибазальтов, трахиандезитов, базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, а также туффитами, сланцами кремнистыми и кварц-серицитовыми с прослоями и линзами туфопесчаников, туфогравелитов, яшмоидов, мраморизованных известняков, мраморов. В отличие от вышеописанного подразделения состав нерасчлененных толщ пополняется лишь средними и кислыми вулканитами. Объединённый стратон имеет несогласные контакты с ниже- и вышележащими подразделениями. Петрохимические характеристики этих образований близки к таковым для шелудивогорской толщи. Очевидные аналогии фациального и вещественного составов краснокаменской и шелудивогорской толщ дают основание предположить, что здесь (в данной подзоне) мы имеем дело с единой толщей, отдельные части которой получили различные названия в разное время и на разных участках территории. Однако по характеру распределения РЗЭ базальтоиды краснокаменской толщи отличаются от всех «островодужных» основных

вулканитов листа (рис. 6). По результатам спектральных анализов и по сравнению с кларковыми содержаниями породы объединенных толщ характеризуются повышенными концентрациями Ni, V, Cr, Co. Мощность картируемого подразделения – более 1500 м.

Иртяшская толща (D_3it) развита в Медведевско-Сухтелинской подзоне Верхотурско-Новооренбургской зоны в удлиненном тектоническом блоке (северо-западная часть листа, восточный берег оз. Иртяш); выделена при ГДП-200 [71]. Представлена мраморизованными, часто углистыми известняками, в небольшом объеме – углисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. Сланцы и углистые известняки слагают низы разреза, мраморизованные известняки занимают преимущественно его среднюю и верхнюю части. Последние иногда доломитизированы, имеют мелко- и среднезернистую структуру, однородную или полосчатую (слоистую) текстуру. Падение пород в центральной и западной частях распространения толщи восточное под углами 70–85°, на востоке – западное с углами 60–70°. Соотношения с подстилающей кулуевской толщей большей частью тектонические, лишь в южных областях ее развития – стратиграфические несогласные. В поле силы тяжести иртяшская толща фиксируется минимумом до 2 мГал. Магнитное поле спокойное отрицательное (0–100 нТл). Плотность мраморизованных известняков 2,70–2,75 г/см^3, сланцев – 2,65–2,68 г/см^3; породы немагнитны. Стратон фаунистически не охарактеризован, возраст его дается условно на том основании, что обломки подобных мраморизованных известняков установлены в ксенотуфах нижнекаменноугольной дербишевской толщи, а также в обломочных породах нижнего карбона, где возраст переотложенных органических остатков определен как фаменский. Мощность толщи 1000–1050 м.

Базальт-андезитовая толща (D_3ba) обнажена в западной и юго-западной частях площади (трапеция N-41-XXXI, а также вблизи границы листов N-41-XIII и N-41-XIV), в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ (Копейско-Ушкотинская подзона). В ее составе выделяются трахибазальты, абсарокиты, шошониты, базальты, андезибазальты, реже трахиандезибазальты, их туфы, ксенотуфы, редко тефроиды, а также туфопесчаники, туфоалевролиты, прослои кремнистых туффитов. Базальты часто имеют бластопорфировую структуру с вкрапленниками амфибола (по пироксену) и основной массой, обогащенной биотитом. Контакты толщи с нижележащими образованиями несогласные. В районе восточного обрамления Коелгинского гранитоидного массива она согласно перекрыта вулканитами березняковской толщи. По петрохимическому составу основные вулканиты близки к базальтоидам шелудивогорской толщи. Фаменский возраст стратона условно принят на основании геологических построений (породы несогласно залегают на средне-верхнедевонской еманжелинской толще и согласно перекрываются фаменско-турнейской березняковской толщей). Мощность – до 1000 м.

Вулканогенно-терригенная толща (D_3vt) распространена в Красногвардейско-Светлинской СФЗ (Ильиновско-Мариинская подзона), в северной части территории листа. В ее состав входят конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, гравелиты, сланцы углисто-глинистые,

туфопесчаники, лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, известняки. Соотношения с ниже- и вышележащими образованиями несогласные. В осадочных породах обнаружены фораминиферы *Parathurammina* 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. Мощность толщи 800–2500 м.

Святославская толща (D_3sv) очень ограниченно развита в центральной части листа, вблизи границы с Казахстаном; относится к Урайско-Денисовской СФЗ. На поверхности не обнажена, вскрыта скважинами под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Толща представлена лавами, туфолавами, лавобрекчиями и туфами микропорфировых базальтов и андезибазальтов, гиалобазальтами, гематитизированными шлаковыми базальтовыми лавами. Соотношения с более древними девонскими толщами не ясны, а с образованиями подовинной толщи (S_2–D_1) несогласные, верхняя граница со стратонами палеозоя не установлена. С резким угловым несогласием перекрывается верхнемеловыми отложениями. Возраст принят по аналогии со сходными подразделениями смежных областей и в соответствии с Легендой Уральской серии ГК-1000/3. Мощность святославской толщи – более 700 м.

Карбонатно-терригенная толща (D_3ct) распространена в восточной части площади под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской платформы, в пределах Тюменско-Кустанайской и Демьяновской СФЗ. В составе толщи установлены ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки (в том числе глинистые), нередко доломитизированные, доломиты. Соотношения с подстилающими образованиями (средне-верхнедевонская вулканогенно-осадочная толща) и перекрывающими породами нижнего карбона (валерьяновская толща) несогласные. Возраст стратона обосновывается положением в геологическом разрезе и находками франских ругоз. Мощность карбонатно-терригенной толщи – более 1200 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Стратифицированные образования с подобным «переходным» возрастом в пределах площади листа N-41 представлены четырьмя подразделениями в трех структурно-формационных зонах.

Зилаирская свита (D_3–C_1zl) установлена в единственном тектоническом блоке на западной границе территории листа, здесь она относится к Западно-Магнитогорской СФЗ. Свита сложена ритмично переслаивающимися полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и кремнисто-глинистыми сланцами. Она с небольшим перерывом и стратиграфическим несогласием залегает на мукасовской свите, верхняя граница в пределах площади не установлена. В гравитационном поле свита не выделяется, магнитное поле отрицательное. Плотность гравелитов и

песчаников – 2,72–2,75 г/см^3, алевролитов и глинистых сланцев – в среднем 2,77 г/см^3; магнитная восприимчивость пород (31–35)$\times 10^{-5}$ ед. СИ. Возраст зилаирской свиты установлен по находкам конодонтов в известковистых разностях песчаников и кремнисто-глинистых сланцах на соседней с запада территории (лист N-40). Мощность ее здесь – более 500 м.

Кургинская толща (D_3–C_1kg) развита в северо-западной части площади (трапеция N-41-II) в пределах Сосьвинско-Теченской и Копейско-Ушкотинской подзон Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлена туфами, ксенотуфами, лавами, кластолавами андезибазальтов, андезитов, дациандезитов, дацитов с прослоями кремнистых туффитов. Основной объем толщи (65%) слагают туфы и ксенотуфы андезитового и андезит-дацитового состава размерностью от псаммито-гравийных до агломератовых. Эффузивы среднего и кислого составов обычно имеют порфировую структуру. В порфировых выделениях присутствуют плагиоклаз (большей частью альбит и олигоклаз) таблитчатой формы (0,5–3 мм), округлый кварц (0,5–4 мм); часто наблюдается опацитизированная роговая обманка шестоватого габитуса (0,5–5 мм, редко более 1 см). Основная масса гиалопилитовая, микролитовая, фельзитовидная. В туфах и ксенотуфах в составе обломков фиксируются эффузивы (от базальтов до дацитов), известняки, редко углисто-кремнистые сланцы. Соотношения толщи с ниже- и вышележащими образованиями несогласные. Вулканиты относятся к калиево-натриевой петрохимической и известково-щелочной генетической сериям андезитовой формации. Породы характеризуются высокими (или повышенными) содержаниями глинозема, оксидов фосфора и калия, относительно пониженными – TiO_2 и FeO*. На диаграммах идентификации палеообстановок основные вулканиты чаще отвечают толеитам и известково-щелочным базальтам островных дуг, частично щелочным базальтам океанических островов. Толща в физических полях не выделяется. Плотность андезибазальтов – 2,76 г/см^3, андезитов и дациандезитов – 2,72–2,74 г/см^3, дацитов – 2,68–2,72 г/см^3; породы большей частью немагнитны (10–25$\times 10^{-5}$ ед. СИ). По литолого-петрографическому составу, петрофизическим свойствам и геохимическим характеристикам кургинские образования близки к породам березняковской толщи. По положению в разрезе между фаунистически охарактеризованными стратонами среднего–верхнего девона и нижнего карбона, а также на основании литологического сходства с березняковской толщей возраст описываемого подразделения принят фаменско-турнейским. Мощность кургинской толщи – более 500 м.

Березняковская толща (D_3–C_1bz) распространена в средней части западной половины листа N-41, в пределах Копейско-Ушкотинской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Представлена туфами, лавами, ксенотуфами и кластолавами андезитов, дациандезитов, дацитов, редко риодацитов и риолитов с прослоями известняков, кремнистых туффитов, углисто-кремнистых сланцев. Основной объем толщи (75%) слагают туфы и ксенотуфы, преимущественно псаммито-гравийные (до агломератовых). Лавовые фации (20%), развитые большей частью в низах разреза, приурочены к прижерловым частям палеовулканов и фиксируют общую субмеридиональную ориентировку древней вулканической гряды.

Осадочные породы слагают прослои мощностью до 20 м. Эффузивные андезиты, дациандезиты и дациты обычно имеют порфировую структуру. С ниже- и вышележащими образованиями толща имеет несогласные границы. Вулканиты относятся к калиево-натриевой петрохимической серии, к известково-щелочной генетической серии андезитовой формации. Радиоактивность всех пород находится в пределах 3,5–5 мкР/ч, иногда достигая 9 мкР/ч. Породы немагнитны, средняя их плотность 2,73 г/см^3. Площади развития толщи отвечает спокойное, в основном отрицательное магнитное поле. Радиоизотопный возраст (K-Ar метод) по серицитам 345±1 млн лет и 304±1 млн лет (определения А. И. Грабежева). В прослоях известняков найдены остатки фаменских конодонтов *Bryantodus* cf. *typicus* Bassler, *Br*. cf. *mitidus* Ulrich et Bassler, *Palmatolepis* cf. *glabra* Ulrich et Bassler. Возраст известняков в обломках ксенотуфов имеет широкий диапазон – от раннего силура до раннего карбона включительно. На основании приведенных данных время формирования березняковской толщи принимается как фаменско-турнейское. Мощность ее – не менее 1000 м.

Ащисуйская толща (D_3–C_1aš) развита в юго-западной части площади, преимущественно вдоль границы трапеций N-41-XXV и N-41-XXVI; относится к обеим подзонам Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Представлена она темно-серыми известняками, полимиктовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами с прослоями глинистых известняков, мергелей, базальтов, андезитов, трахибазальтов, аргиллитов, глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев. Прослои порфировых вулканитов обычно присутствуют в нижней части разреза, тогда как верхняя его часть сложена преимущественно осадочными породами. Известняки прикровельной части образуют скальные выходы по рекам Карагайлы-Аят, Сухая, Ширяев Лог, Камышлы-Аят; там фиксируется их северо-восточное падение под средними углами. Толща несогласно залегает на подстилающих породах и с размывом перекрывается вышележащими стратонами. По результатам петрохимических пересчетов базальтоиды толщи, как и березняковские вулканиты, распределены практически равномерно в полях известково-щелочной, высококалиевой серий. Глиноземистость вулканитов довольно высокая; содержание оксидов титана 0,4–0,8%, калия – до 1,58%, натрия – 3–6%. На классификационных диаграммах, а также по распределению средних содержаний РЗЭ относительно хондрита вулканиты характерны для островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 6).

Породы, слагающие ащисуйскую толщу, практически немагнитны. Средневзвешенная плотность вулканитов 2,72 г/см^3, осадочных пород – 2,61 г/см^3. Над толщей отмечается дифференцированное магнитное поле. На фоне областей с пониженными значениями (50 нТл) выделяются локальные аномалии интенсивностью до +500 нТл. В прослоях зеленовато-серых силицитов и кремнистых алевролитов среди вишнёвых полимиктовых песчаников (правый берег р. Камышлы-Аят) найдены конодонты *Palmatolepis* ex gr. *glabra* Ulrich et Bassler, *Pa. glabra glabra* Ulrich et Bassler, *Pa. glabra prima* Ziegler et Huddle, *Pa*. cf. *minuta minuta* Brauson et Mehl, *Pa. perlobata perlobata* Ulrich et

Bassler, *Pa. perlobata schindewolfi* Müller, *Pa. quadrantinodosalobata sandbergi* Schülke, *Pa.* cf. *subperlobata* Branson et Mehl, *Pa.* cf. *regularis* Cooper. (определения О. В. Артюшковой). Комплекс характерен для конодонтовых зон crepida–rhomboidea, отвечающих нижней половине шамейского горизонта фамена. Среди существенно терригенного разреза в тонких прослоях известняков (верхняя часть толщи, левый берег р. Арчаглы-Аят в 2 км от пос. Маслаковецкого) найдены и определены (Р. М. Иванова) визейские водоросли *Nanopora* sp., *Girvanella kasakiensis* Masl., *Frustulata asiatica* Salt., *Fasciella kozilia* R. Ivan., а также фораминиферы *Endotura* sp., *Kadiosphaera* sp., *Archaesphaera* sp., *Archaediscus gigas* Raus., *Radiosphera ponderosa* Reitl. В известняках на левом берегу р. Сред. Тогузак обнаружены конодонты *Polygnathus obliquicoslatus* Ziegler, *Pol.* aff. *subnormalis* Vorontsova et Kuzmin, *Pol. perplexus* Tomas, *Pol. semicostatus* Branson et Mehl, *Pol. fallax* Helms et Wolska, *Pol. vagus* Pazuhin, *Palmatolepis glabra pectinata* Ziegler, *Pa. distorta* Branson et Mehl, *Pa. minuta minuta* Branson et Mehl, *Pa. marginifera* Helms, *Apatognathus* aff. *antis* Gagiev (определения О. В. Артюшковой). Комплекс конодонтов характерен для зоны marginifera (верхняя часть шамейского–низы чепчуговского горизонтов фамена). Таким образом, возраст ащисуйской толщи определяется интервалом фамен–визе; мощность её – до 600 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

В пределах листа каменноугольные стратоны распространены наиболее широко. Они представлены терригенными и карбонатными фациями, реже вулканитами различного состава и развиты почти во всех структурно-формационных зонах позднего кембрия–карбона.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сосновская толща (C_1ss) обнажается на небольших участках у западной границы площади, принадлежит к Медведевско-Сухтелинской подзоне Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Ее состав – полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые и углистые сланцы, известняки, в том числе мраморизованные. Породы часто окварцованы, гематитизированы, местами смяты в мелкие складки. Толща с размывом залегает на нижележащих подразделениях. Об этом же свидетельствует и состав обломочного материала конгломератов. Верхняя ее граница тектоническая. Мраморизованные известняки обогащены кремнеземом и другими окислами за счет глинистой составляющей первичных карбонатных пород. В терригенных отложениях выше кларков для осадочных пород фиксируются содержания Cr, Ti, Cu, Ga; в известняках надкларковый уровень устанавливается для Ni, Co, Cr, V, Ti, Cu, Ba, Zr. Средняя плотность конгломератов 2,69 г/см^3, магнитная восприимчивость – 24×10^{-5} ед. СИ; песчаников и алевролитов – 2,70 г/см^3 и 25×10^{-5} ед. СИ,

углисто-глинистых сланцев – 2,50 г/см^3 и 20×10^{-5} ед. СИ, известняков – 2,68 г/см^3 и $(0–15) \times 10^{-5}$ ед. СИ. Турнейско-ранневизейский возраст толщи устанавливается по определениям органических остатков. Спорово-пыльцевой комплекс из песчаников содержит *Leiotriletes* cf. *simplicissimus* Naum., *Lophotriletes sumbinos* Naum., *Stenozonotriletes proscurum* Kedo., *Trematozonotriletes commutalus* (Waltz.) Zub., *T.* cf. *rudis* (Zub.); по заключению Е. Н. Силиной, он относится к турне. Из известняков в северном борту Сосновского лога Ю. П. Бердюгин приводит списки форм косьвинского горизонта верхов турне: фораминиферы – *Endothyra (Latiendothyra)* ex gr. *latispiralis* Lip., *Dainella* aff. *manifesta* Gan., *D. tujmasensis* (Viss.); кораллы – *Multithecopora* cf. *tenuis* Sok., *Syringopora* cf. *subgeniculata* Sok.; *Syr.* cf. *conferta* Keys., *Syr.* cf. *gracilis* Keys., *Syr. reticulata* Goldf., *Siphonophyllum* cf. *tamiense* (Tolm.), а также подстилающего кизеловского горизонта: фораминиферы – *Glomospirella irregularis* (Moell); *Tournayella discoidea* Dain., *Chernishinella glomiformis* (Lip.), *Endothyra kosvensis* Lip., *E. (Latiendothyra) latispiralis* (Lip.); кораллы – *Syringoporella cycnea* Katch., *Caninophyllum* cf. *tomiense* (Tolm.); брахиоподы – *Schizophorina* sp. indet., *Schellwienella* ex gr. *planunibona* Well., *Ambocoelia* cf. *inionensis* Well. В тех же известняках найдены конодонты *Cavusgnathus unicornis* Youngquist et Mehl (широкого – визейско-раннесерпуховского – интервала распространения), а ниже по разрезу – *Bispathodus spinulicostatus* Branson et Mehl и *Polygnathus inornatus* E. Branson интервала фамен–ранний турне (определения Л. И. Кононовой и А. С. Алексеева). Мощность сосновской толщи 300–750 м.

Дербишевская толща (C_1dr) распространена на северо-западе площади (трапеции N-41-I, II), в пределах Верхотурсуко-Новооренбургской (Медведевско-Сухтелинская подзона) и Алапаевско-Адамовской (Сосьвинско-Теченская подзона) СФЗ. Сложена гематитизированными (красноцветными) ксенотуфами, туфами и лавами базальтов, андезибазальтов, андезитов, дацитов, риодацитов, риолитов, реже трахибазальтов трахиандезитов, туфопесчаниками, туфоалевролитами, прослоями кремнистых туффитов. Структуры вулканитов большей частью порфировые. Толща со стратиграфическим несогласием налегает на подстилающие подразделения и также несогласно перекрыта вышележащими стратонами. По многим петрохимическим параметрам вулканиты близки к образованиям кургинской толщи, отличаясь от последней несколько повышенными содержаниями TiO_2, FeO*, P_2O_5 и K_2O (для средних по химизму разностей). В целом они относятся к базальт-андезит-дацитовой субщелочной формации. Базальты и андезибазальты умереннокалиевые, в основном принадлежат к натриево-калиевой петрохимической серии и (преимущественно) известково-щелочной генетической серии.

На диаграммах идентификации палеообстановок отвечают толеитам и известково-щелочным базальтам островных дуг. Распределение РЗЭ и рассеянных элементов в базальтоидах, нормированных относительно толеитов СОХ, сходно с базальтами активных континентальных окраин, а по распределению средних составов РЗЭ, нормированных по хондриту, базальтоиды сопоставимы с основными вулканитами березиновской толщи

и соответствуют обстановкам активных континентальных окраин (рис. 7). Характерной особенностью толщи является высокая радиоактивность слагающих ее образований (10–28 мкР/ч). Плотность (в зависимости от состава пород) – от 2,70 до 2,85 г/см^3. Толще на разных участках отвечают различные по интенсивности и характеру магнитное и гравитационное поля. Возраст ее условно принят турнейско-ранневизейским по положению в разрезе и литологическому сходству с березиновской толщей, для которой есть фаунистические определения (см. ниже). Мощность дербишевской толщи составляет не менее 800 м.

Березиновская толща и бредининская свита объединенные (C_1bz+*bd*) широко развиты в западной и юго-западной частях площади, в пределах всех трех подзон Алапаевско-Адамовской СФЗ. «Березиновская часть» объединенного таксона представлена ксенотуфами (часто гематитизированными), туфами и лавами базальтов, андезибазальтов, андезитов, лавами дацитов, риодацитов, трахибазальтов, трахиандезитов с прослоями кремнистых туффитов и известняков. В составе бредининской свиты – песчаники, алевролиты, аргиллиты, сланцы углисто-глинистые, углисто-кремнистые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-хлоритовые, кварц-слюдистые (часто филлитовидные) с прослоями каменных углей, известняков, иногда базальтов, андезибазальтов и их туфов. Вулканиты березиновской толщи по всем параметрам почти идентичны образованиям вышеописанной дербишевской толщи. Для бредининской свиты характерна значительная литологическая и фациальная изменчивость по латерали, неоднократная повторяемость в разрезах непостоянных по мощности (от 15 до 40 м) пачек песчаников с алевролитами, часто – с взаимными переходами друг в друга. Верхи разреза сложены алевролитами и известняками; в нижней части преобладают песчаники. последние имеют кварцевый или кварц-полевошпатовый состав, базальный и поровый серицит-кремнистый цемент; содержат примесь углистого вещества (до 1%) и рассеянную гальку углеродистых кварцитов размером до 2 см. Алевролиты однородной или слоистой текстуры, с преимущественно кварцевым составом зерен, базальным серицит-кремнистым, кремнисто-гематитовым цементом, примесью углистого вещества. В составе песчаников из акцессорных минералов отмечаются апатит, кианит, ильменит, циркон, пирит, лейкоксен, рутил, хромшпинелид и халькопирит; первые пять из них резко преобладают.

Березиновская толща с несогласием залегает на кургинской толще или образованиях верхнего девона, а бредининская свита также несогласно перекрывается более молодыми каменноугольными стратонами. Базальты и андезибазальты умереннокалиевые и низкожелезистые, относятся к натриевой и (реже) натриево-калиевой петрохимическим сериям и принадлежат преимущественно к известково-щелочной генетической серии. По распределению РЗЭ и рассеянных элементов относительно СОХ (N-типа) основные вулканиты толщ близки к базальтоидам Курильской островной дуги и Камчатской континентальной окраины, а относительно хондрита еще и к вулканитам дербишевской толщи (рис. 7). Плотность вулканитов – от 2,70 до 2,85 г/см^3 в зависимости от состава пород, магнитная восприимчивость – $(15–45)\times10^{-5}$ ед. СИ, редко достигает 800×10^{-5} ед. СИ. В поле

силы тяжести за счет присутствия вулканогенных пород таксон выделяется положительными аномалиями интенсивностью 1–3 мГал. Магнитное поле над вулканитами спокойное (±50–100 нТл) с локальными изометричными максимумами интенсивностью до 500 нТл (над базальтами), над терригенными породами – ровное отрицательное (50–100 нТл); последние немагнитны, их плотность 2,65–2,68 г/см^3. Возраст объединенных подразделений установлен по многочисленным находкам флоры и фауны, в том числе позднетурнейских брахиопод и фораминифер раннего визе. Суммарная мощность объединенного таксона – более 2000 м.

Потаповская толща (C_1pt) широко развита в северной половине территории листа N-41, в пределах Красногвардейско-Светлинской и Урайско-Денисовской СФЗ. Сложена известняками (часто окремненными), сланцами глинистыми, углисто-глинистыми и известково-глинистыми, аргиллитами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками с прослоями углистых сланцев, глинистых известняков, гравелитов, конгломератов, редко туфопесчаников. В Урайско-Денисовской зоне терригенные породы преобладают над карбонатными; они разнозернистые, нередко тонкослоистые, состоят из плохоокатанных и плохосортированных зерен кварца, плагиоклаза, кремнистых пород, вулканитов, гранитоидов, кварцитов. Цемент глинистый и карбонатный базального, иногда порового типа. В небольшом количестве в песчаниках присутствуют хлорит, эпидот, цоизит, мусковит, биотит; рудные – лейкоксен, магнетит, пирит. Толща имеет стратиграфически несогласные контакты с ниже- и вышележащими подразделениями. Породы немагнитны, радиоактивность их 6–11 мкР/ч, плотность – 2,66–2,70 г/см^3. В магнитном поле не выделяются; в гравитационном поле отмечаются ровным понижением силы тяжести. Возраст толщи обоснован находками турнейско-визейских фораминифер *Pseudoglomospira* sp., *Mediocris mediocris* (Viss), *Earlandia moderata* и брахиопод *Productus sublevis*. Ее мощность – до 1000 м.

Кайрактинская толща (C_1kr) распространена в пределах Ильиновско-Мариновской подзоны Красногвардейско-Светлинской СФЗ в юго-западной части площади. Представлена плагиофировыми, пироксен-плагиофировыми базальтами, иногда пикробазальтами, андезитами, их туфами, в верхней части разреза – трахиандезитами, дацитами, плагиориолитами и их туфами. Нижний контакт кайрактинской толщи не установлен, но скорее всего она несогласно залегает на более древних образованиях. Контакты с вышележащими боровой и еткульской толщами несогласные или тектонические. По петрохимии базальтоиды выделяются повышенными содержаниями оксидов титана, алюминия и фосфора. По распределению средних содержаний РЗЭ относительно хондрита вулканиты толщи сходны с Камчатской континентальной окраиной (рис. 7). В физических полях стратон практически не выделяется. На картах ΔT ему соответствует мозаичное знакопеременное поле интенсивностью от –200 до 700 нТл. В поле гравитации толще отвечают отрицательные аномалии, характеризующие больше глубинное строение, чем её разрез. На основании геологических построений и сопоставления кайрактинской и

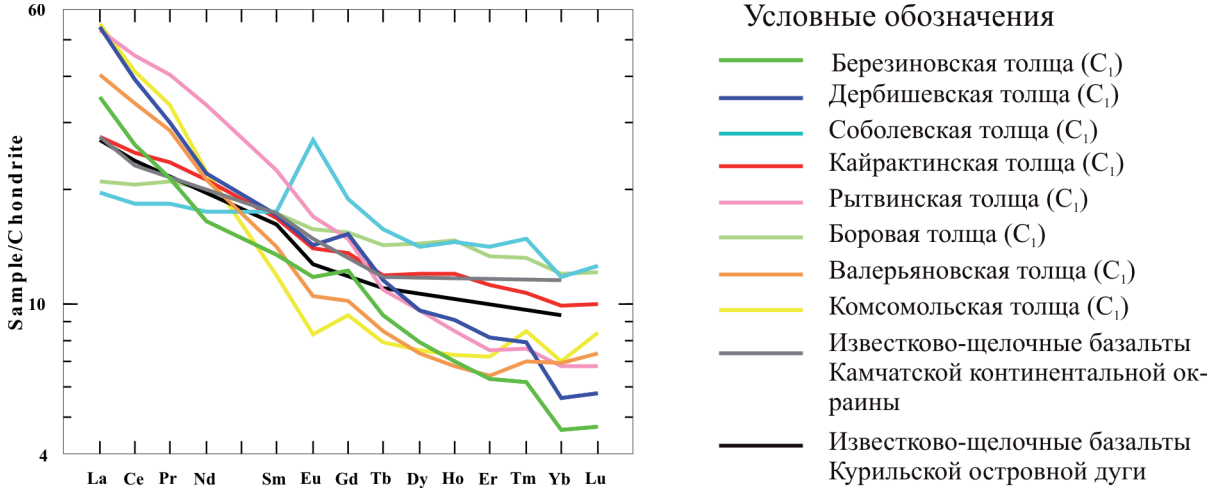

Рис. 7. Распределение средних содержаний РЗЭ в базальтоидах нижнего карбона, нормированных относительно хондрита.

Вклейка. Заказ 81011031

березиновской толщ возраст первой принимается раннекаменноугольным (турнейско-визейским). Мощность стратона – до 2000 м.

Рытвинская толща (C_1rt) развита на юго-западе листа в Урайско-Денисовской СФЗ (Денисовская подзона). В ее составе присутствуют базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, их туфы и ксенотуфы с прослоями туффитов. Соотношения с ниже- и вышележащими образованиями стратиграфически несогласные или тектонические. По петрохимическим данным, базальтоиды толщи умеренно титанистые, характеризуются повышенным количеством оксидов калия и фосфора. По распределению средних содержаний РЗЭ относительно хондрита основные вулканиты сопоставимы с базальтоидами валерьяновской и комсомольской толщ (рис. 7). Возраст определен по находкам раннекаменноугольных фораминифер. Мощность рытвинской – толщи до 1200 м.

Песчано-глинистая углеродистая толща (C_1pg) развита в центральной части северной половины площади в пределах Тюменско-Кустанайской СФЗ. Представлена песчаниками, глинами, аргиллитами и алевролитами, часто углистыми с пропластками каменного угля. Нижняя граница толщи неизвестна, ее образования несогласно перекрываются валерьяновской свитой. Возраст обоснован находками фораминифер режевского и кизеловского горизонтов турне. Ее мощность – до 400 м.

Соболевская и баязитовская толщи объединенные (C_1sb+bt) имеют широкое распространение в северо-западной части площади (трапеции N-41-I, II) в пределах Сосьвинско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской СФЗ. Толщи сложены терригенными и карбонатными породами (известняки, доломитизированные известняки, доломиты, полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты), редко встречаются базальты (в соболевской толще). В объединенном стратоне преобладают известняки (до 80–85 %), тогда как терригенные породы в общем случае фиксируют нижнюю часть разреза каждого подразделения. Базальты представлены потоками лав с шаровой отдельностью (размер блоков – до 50 см). Общий объем их в составе соболевской толщи незначителен. Аргиллиты углистые, песчаники и алевролиты (большей частью красноцветные, иногда темно-серые углистые) разнозернистые, нередко слоистые. Известняки комковатые, криноидно-детритовые на спаритовом цементе. Базальты порфировые и микропорфировые с интерсертальной, субофитовой и долеритовой основной массой. Породы со стратиграфическим несогласием перекрывают вулканиты дербишевской толщи, контакт с вышележащей аргаяшской свитой также несогласный.

По петрохимии базальты имеют повышенные содержания оксидов титана и фосфора и отвечают вулканитам толеитовой серии. Распределение РЗЭ и рассеянных элементов в них, нормированное относительно хондрита, показано на рис. 7. Базальтоиды сопоставимы с такими же породами боровой толщи, отличаясь от последних европиевым максимумом. На диаграммах идентификации палеообстановок они попадают в поля базальтоидов континентальных рифтов и траппов, а также базальтов срединно-океанических хребтов N-типа. По многим своим параметрам вулканиты соболевской толщи отвечают платформенным обстановкам и близки к

базальтам триаса (бичурская свита). Терригенные и карбонатные породы немагнитны. Их плотность – от 2,66–2,70 г/см^3, доломитизированных известняков – до 2,80 г/см^3. Площади развития объединенного таксона отмечаются спокойными слабоповышенными или пониженными магнитным и гравитационным полями. Средняя плотность базальтов 2,88 г/см^3, магнитная восприимчивость – $(25–100)\times10^{-5}$ ед. СИ. В поле силы тяжести они фиксируются изометричной положительной аномалией интенсивностью до 2,5 мГал. На основании многочисленных определений фауны возраст объединенных толщ принимается визейско-серпуховским. Общая мощность их – до 1850 м.

Исетская свита (C_1is) ограниченно распространена у северной границы площади листа N-41 в Алапаевско-Адамовской СФЗ (Сосьвинско-Теченская и Копейско-Ушкотинская подзоны). Нижняя часть разреза слагается массивными и слоистыми известняками, в верхней появляются горизонты обломочных известняков, известняковых брекчий и карбонатных олистостромовых отложений. Нижний контакт непосредственно не наблюдался. Предполагается несогласное (с размывом) налегание известняков свиты на подстилающие породы. Вышележащие образования башкирского яруса налегают на породы свиты с размывом. Карбонатные породы исетской свиты в стратотипе являются осадками мелководного морского бассейна нормальной солености, с богатым комплексом типично морских организмов. Формирование в верхах стратона олистостромового комплекса брекчиевых и обломочных известняков, возможно, обусловлено проявлением в серпуховско-башкирское время процессов коллизии палеодуги. Возраст определен по фаунистическим остаткам: *Pojarkovella nibelis* Durk., *Parastaffella luminosa* Gan., *Moderatoproductus* cf. *praemoderatus* (Sar.) каменск-уральского 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.) сунтурского горизонта, *Tolypammina* sp., *Eostaffella pseudostruvei angusta* Kir., *Asteroarchaediscus paraovoides* (Raus.) худолазовского и чернышевского горизонтов. Мощность свиты – до 1100 м.

Тугундинская и биргильдинская толщи объединенные (C_1tg+bg) широко распространены в западной части площади в пределах Алапаевско-Адамовской СФЗ (Челябинско-Суундукская и Копейско-Ушкотинская подзоны). Они представлены известняками, красноцветными и сероцветными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, часто углистыми, реже конгломератами и гравелитами. Преобладают карбонатные породы (до 75%), слагающие преимущественно верхнюю часть разреза. Известняки комковатые и микрозернистые, с мелким детритом; связующая масса (порового и базального типа) представлена тонкозернистым карбонатом и спаритом. Терригенные породы разнозернистые, с разноокатанными зернами размером от долей мм до 1,5 мм (кварц, плагиоклаз, кремнистые породы и вулканиты); цемент

карбонатно-глинистый, глинисто-кремнистый базального и базально-порового типа. Соотношения с подстилающими и перекрывающими образованиями стратиграфически несогласные. Породы объединенных толщ немагнитны. Наименее плотными являются известняки (2,66 г/см^3); плотность всех терригенных пород близка (2,70–2,72 г/см^3). Радиоактивность образований в среднем 7,5 мкР/ч. Участкам развития толщ отвечает пониженное поле силы тяжести. Магнитное поле спокойное, преимущественно отрицательное. Возраст установлен по многочисленным фаунистическим остаткам: фораминиферам *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitel.), *E. minor* (Raus.), *Pseudoammodiscus inceratus* (d'Orb.), *Brunsia irregularis* (Moell.), *Archaediscus moelleri* Raus., *A. gigas* Raus., *Asteroarchaediscus ovoides* Raus., *Rugosoarchaediscus* cf. *tumefactus* Ivan., *Howchinina exilis* (Viss.), *H. gibba longa* Brazhn., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Tetrataxis angulata* Viss., *T. ischimica* Durk., *Parastaffella* cf. *struvei* (Moell.), *Mikhailovella mica* Gan. (определения А. В. Ярковой, З. Г. Симоновой); кораллам *Lithostotion junceum* Flem., *Ceisiophyllum* cf. *densilamellatum* Perm. (определения Е. И. Кочанова); брахиоподам *Spirifer moelieri* Ian., *Sp.* cf. *bisulcatus* (Sow.), *Sp.* cf. ***trigonalis*** Mart., *Gigantoproductus* sp., *Martinia glabra* Mart., *Pugilis pugilis* (Phill.), *Striatifera striata* (Fisch.), *St.* cf. *magna* Ian., *Davidsonia* sp. (определения Т. Н. Корсаковой). Он соответствует визейско-серпуховскому интервалу. Суммарная мощность объединенных толщ 2200–2700 м.

Боровая толща (C_1bv) ограниченно развита на юго-западе территории листа, где обычно слагает небольшие тектонические блоки вдоль фронта Челябинского разлома; относится к Красногвардейско-Светлинской СФЗ (Ильиновско-Марииновская подзона). Толща сложена песчаниками, алевролитами, сланцами глинистыми, кремнисто-глинистыми и углисто-глинистыми, а также конгломератами с прослоями известняков, редко – кайнотипных базальтов, андезибазальтов, их туфов, туфопесчаников. Толща фациально изменяется слабо, для нее характерно чередование слоев сланцев и известняков мощностью от первых метров до 15–20 м. Известняки преимущественно глинистые, в приповерхностных условиях часто окремненные. Песчаники и алевролиты содержат обломки кварца, различных метаморфических пород, гранитоидов, реже вулканитов основного состава. Редкие прослои эффузивов мощностью до 5 м представлены слабо измененными пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми порфировыми базальтоидами. В нижней части разреза преобладают терригенные породы, в верхах толщи увеличивается количество прослоев известняков. Соотношения с подстилающими и перекрывающими стратонами несогласные. Базальтоиды выделяются высокими содержаниями TiO_2 (в среднем 2,03 %) и суммарного железа (13,3 %). По распределению средних концентраций РЗЭ относительно хондрита эти вулканиты сопоставимы с базальтоидами соболевской толщи (рис. 7). В физических полях породы отображаются недостаточно четко ввиду незначительной площади их развития и влияния прилегающих вулканогенных образований. Возраст боровой толщи определен по находкам *Hemitrypa* ex gr. *nodosa* Ulr., *Productus (Dictyoclostus)* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Gigantoproductus maximus*

M'C o y. и др. Кроме того, известняки верхней части разреза содержат микро- и макрофауну верхнего визе–серпухова. Мощность 1000–1200 м.

Е т к у л ь с к а я т о л щ а (C_1et) прослеживается в виде субмеридиональных полос вдоль восточного крыла Челябинского грабена; принадлежит к Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Сложена известняками (преобладают), песчаниками, аргиллитами и алевролитами. Песчаники и алевролиты полимиктовые, содержат обломки кварца, различных метаморфических, интрузивных, реже вулканогенных пород. Цемент глинисто-карбонатный. Соотношения с подстилающими и вышележащими подразделениями стратиграфически несогласные. Площади развития толщи сопровождаются локальными понижениями силы тяжести. Терригенные и карбонатные породы сопоставимы по составу и петрофизическим характеристикам с образованиями тугундинской и биргильдинской толщ. Поздневизейско-раннесерпуховский возраст еткульской толщи определен по фауне фораминифер *Archaediscus* aff. *moelleri* R a u s., *A. gigas* (R a u s.), *Omphlotis minima* (R a u s. et R e i t l.), *Endothyranopsis crassa mosquensis* (R a u s.), *Globivalvulina* sp., *Eostaffella mosquensis* V i s s., *E. ikensis* V i s s., *E. prisca ovoidea* R a u s. и др. (определения А. В. Ярковой, З. Г. Симоновой), а также брахиопод *Productus giganteus* M a r t., *Spirifer* cf. *bisulcatus* (S o w.), *Productus* cf. *sincatus* K o n., *Productus (Striatifera) striatus* F i s c h., *Pr.* ex gr. *simireticulatus* M a r t. (определения Т. Н. Корсаковой). Мощность стратона – от 200 до 1000 м.

В а л е р ь я н о в с к а я т о л щ а (C_1vl) широко распространена в восточной и северо-восточной частях площади в пределах Денисовской подзоны и Тюменско-Кустанайской СФЗ; полностью перекрыта чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. В составе толщи андезибазальты, андезиты порфировые и афировые, их туфы, туфобрекчии, кластолавы, реже лавы и туфы базальтов порфировых, дацитов, риодацитов, риолитов с прослоями туфогенно-осадочных пород, туффитов, известняков. Нижняя ее часть в опорном разрезе слагается аргиллитами, алевролитами, туффитами, известняками и известняковыми песчаниками с *Tuberendothyra* aff. *tuberculata* (L i p.), *Endothyra* ex gr. *infirma* L i p., *Tetratrocis* aff. *conica* S h r e n b. Выше залегают базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы с маломощными прослоями известковистых туффитов и известняков с *Eostaffella* sp., *Archaediscus* sp., *Tetrataxis* sp. В пределах площади верхний и нижний контакты толщи не известны (предполагается, что они несогласные). Составы вулканитов соответствуют известково-щелочным сериям (нормальной и повышенной щелочности), развивающимся в тыловых частях энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин (Г. А. Петров, 2010). По распределению средних содержаний РЗЭ относительно хондрита они сопоставимы с базальтоидами рытвинской и комсомольской толщ (рис. 7).

Валерьяновская толща вмещает крупные месторождения скарново-магнетитовых руд (Глубоченское и др.). В осадочных породах обнаружены *Harlandia elegans* (R a u s. et R e i t l.), *Endothyra similis* H a u s. et R e i t l., *Omphalotis omphalota minima* (R a u s. et R e i t l.), *Endothyranopsis compressa* (R a u s. et R e i t l.), *Plectagyranopsis convexa regularis* (R a u s.), *Globoendothyra globulus numerabilis* (V i s a.), *Mediocris breviscula* (G a n.),

Ammarchaediscus eospirillinoides (Brazhn.), *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *A. convexus* Grozd. et Leb. и другие фораминиферы визейского возраста. Мощность валерьяновской толщи – более 2000 м.

Комсомольская толща (C_1km) широко развита в пределах Троицко-Буруктальской подзоны Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками с прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев, конгломератов, иногда андезибазальтов и их туфов. Терригенные породы полимиктового состава имеют обычные структурно-текстурные характеристики подобных образований. Толща несогласно залегает на подстилающих палеозойскких стратонах и также несогласно перекрывается породами триаса. Базальтоиды выделяются высоким содержанием легких РЗЭ. В известняках установлена фауна визе-серпуховских брахиопод *Latiproductus* cf. *edelburgensis, L.* cf. *latissimus, Eomarginifera chartimensis.* Мощность комсомольской толщи – до 500 м.

Осадочно-вулканогенная толща (C_1ov) распространена в Урайско-Денисовской СФЗ в виде широкой полосы северо-восточного простирания (северная половина площади). Представлена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками, плагиофировыми андезибазальтами, дацитами, риодацитами, риолитами, их туфами с прослоями конгломератов и известняков. Нижняя граница не установлена, отмечаются тектонические контакты с окружающими более древними образованиями. Породы толщи несогласно перекрыты средне-верхнекаменноугольными и триасовыми образованиями. Поздневизейско-серпуховский возраст стратона принят на основании литологического сходства с комсомольской толщей и согласно Легенде Уральской серии листов ГК-1000/3. Мощность оценивается в 1000–1100 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Кизильская свита ($C_{1-2}kz$) ограниченно распространена у западной границы площади листа, к юго-западу от г. Миасс, в пределах Вознесенско-Присакмарской подзоны Западно-Магнитогорской СФЗ. Включает в себя известняки, кремнисто-глинистые сланцы, песчаники, полимиктовые конгломераты, в верхах – известняковые конгломераты. Ее контакты с окружающими породами тектонические. Известняки обогащены (по отношению к кларкам карбонатных пород) Ni, Co, Cr, V, Ti, Sc, Zn, Ag, As, Mo, Ba, Be, Zr, Ga. С породами свиты связаны месторождения флюсовых известняков и графита (в зоне глубинного разлома). Известняки немагнитны, имеют среднюю плотность 2,68 г/см^3. Им отвечает спокойное магнитное поле и пониженное (на 3 мГал) значение поля силы тяжести. Возраст свиты определен по находкам визейско-башкирских органических остатков. Ее мощность 300–400 м.

Каменская и каморзинская толщи объединенные (C_{1-2}km+kn) слагают узкий (0,5×4 км) тектонический блок у западной границы территории листа N-41 в пределах Верхотурско-Новооренбургской СФЗ (Сысертско-Амурская подзона). Подразделение представлено мраморизованными известняками, мраморами, углисто-глинистыми и

известковистыми сланцами. Известняки серого и белого цветов, мелкозернисты, с тонкополосчатой текстурой. Падение слоистости и совпадающей с ней сланцеватости здесь моноклинальное западное, под углами 65–75°. Иногда в слабо мраморизованных известняках сохраняются обломки крупных раковин продуктид. Контакты с нижележащими образованиями – тектонические. Карбонатные породы, по данным полуколичественного спектрального анализа, отличаются пониженными содержаниями всех элементов (в сравнении с кларками), концентрация Cu в известняках в 2 раза выше кларковых значений. Возраст толщи обоснован многочисленными находками фауны. Ее мощность – до 300 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Аргаяшская свита (C_2ag) распространена в северо-западной части территории листа N-41 в пределах Сосьвинско-Теченской подзоны Алапаевско-Адамовской зоны. Выделена при проведении ГС-50 (Денисов, 1977); представлена известняками с прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов. Карбонатные фации составляют 80–85 % объема свиты. Известняки мелкокомковатые с кальцитовым цементом порово-базального типа. Местами присутствует тонкодисперсное углистое вещество. В верхней части разреза песчаники имеют преимущественно кварц-полевошпатовый состав. Свита несогласно залегает на нижележащих раннекаменноугольных образованиях. В дорожных выемках у пос. Норкино фиксируется базальный горизонт, сложенный известняковыми конгломератами. В обломочном материале найдена фауна с возрастным диапазоном от позднего визе до средней части башкирского века. Породы немагнитны и однородны по плотности (2,65–2,68 г/см^3). На основании определений органических остатков возраст свиты принят башкирско-московским. Ее мощность – до 1000 м.

Щербаковская и усмановская свиты объединенные ($C_2šč+us$) очень ограниченно развиты у северной границы территории, относятся к Алапаевско-Адамовской СФЗ (Сосьвинско-Теченская и Копейско-Ушкотинская подзоны). Данное подразделение в пределах территории листа N-41 представлено, как и в аргаяшской свите, известняками с прослоями полимиктовых песчаников и алевролитов. Щербаковские породы несогласно залегают на нижнекаменноугольной исетской свите. Башкирско-московский возраст объединенного таксона обусловлен определениями фауны фораминифер *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. uralica* Kir., *Ps. antiqua posterior* Saf., *Ps. gorskyi* (Dutk.), *Profusulinella (Staffellaeformis) staffellaeformis* Kir., *Pr. parva* (Lee et Chen), *Neoarhaediscus postrugosus* (Reitl.), *Ozawainella pararhomboidalis* Man. (акавасский–асатауский горизонты), а в верхах разреза – *Schubertella gracilis* Raus., *Profusulinella (Taitzehoella) librovitchi* (Dutk.), *Fusiella pulhella* Saf., *Fusulinella* cf. *colaniae* Lee et Chen, *F. praebocki* Raus., *Fusulina pseudoelegans* Chern. (подольский горизонт) и, кроме того, конодонтов *Idiognathodus corrugatus* (Harr. et Holl.), *Streptognathodus parvus* Dunn. Суммарная мощность объединенных свит – до 1000 м.

Федоровская и ухановская свиты объединенные (C_2fd+uh) фрагментарно развиты в обрамлении Челябинского грабена в пределах Алапаевско-Адамовской (Челябинско-Суундукская и Копейско-Ушкотинская подзоны) и Красногвардейско-Светлинской (Ильиновско-Марииновская подзона) СФЗ. Представлены известняками, часто углистыми или доломитизированными, а также полимиктовыми песчаниками, мелкогалечными конгломератами, алевролитами, аргиллитами, нередко углеродсодержащими. Терригенные породы слагают преимущественно верхнюю часть общего разреза. Обломки в конгломератах выполнены осадочными, вулканогенными и интрузивными породами различного состава; цемент песчано-глинистый. Песчаники разнозернистые, с хорошей окатанностью обломочного материала. Известняки криноидно-детритовые мелкокомковатые на спаритовом цементе. Наиболее распространенные акцессорные минералы в породах – амфибол, гранат, ставролит, рудные – ильменит, пирит, пирротин, хромит. Соотношения с подстилающими породами несогласные. С этими образованиями связано проявление урана. Петрофизическая характеристика объединенных толщ своеобразная: они отличаются от близких по составу подразделений наиболее высокой радиоактивностью (12–14 мкР/ч), наиболее низкой плотностью (2,60–2,66 г/см^3) и повышенной магнитной восприимчивостью – $(40–160)\times4\pi\times10^{-6}$ ед. СИ. Тем не менее, в физических полях эта индивидуальность не проявляется. Возраст обоснован определениями многочисленных остатков фораминифер *Schubertella* ex gr. *obscura* Lee et Chen., *Profusulinella staffellaeformis* Kir., *Eofusulina* cf. *triangula* (Raus. et Bel.), *Bradyina concinna* Reitl., *Tetrataxis* ex gr. *angusta* Viss., *Schubertella mjachkovensis* Raus., *Ozawainella* cf. *tingi* (Lec.), *Pseudostaffella ozawai* (Lee et Chen.), *Parastaffella* cf. *bradyi* (Moell.), *Tuberitina grandis* Reitl. и принят башкирско-московским.

Красноцветная терригенная толща (C_2kt) распространена на востоке и северо-востоке в пределах Тюменско-Кустанайской и Демьяновской СФЗ. Она полностью перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями чехла Западно-Сибирской платформы. В состав толщи входят красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослои известняков. Стратон несогласно залегает на породах среднего–верхнего девона и нижнего карбона. В восточной части площади своего распространения толща несогласно перекрыта базальтами триаса. В обломках известняков известны находки фауны башкирского яруса, возраст толщи принят как средний карбон, московский век. Мощность – более 1000 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Ковыльская и сарыобинская толщи объединенные ($C_{2–3}kv+sr$) фрагментарно развиты в Красногвардейско-Светлинской СФЗ (Ильиновско-Марииновская подзона) и широко в Урайско-Денисовской СФЗ (Денисовская подзона). Слагающие их образования представлены известняковыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, доломитами, известняками, известково-глинистыми и углисто-глинистыми сланцами, а также пестроцветными полимиктовыми конгломератами,

песчаниками и алевролитами. Соотношения с ниже- и вышележащими образованиями стратиграфически несогласные. Возраст объединенных подразделений определен по многочисленным фаунистическим остаткам. Мощность – до 1100 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Саксанская толща (C_3sk) развита только в Копейско-Ушкотинской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ, в районе дер. Ухановка и восточнее оз. Саксан. Сложена известняковыми и полимиктовыми конгломератами, брекчиями, гравелитами, песчаниками с прослоями алевролитов и известняков. В разрезе преобладают конгломераты и гравелиты (60–65 %). В них обломки, сцементированные тонким песчаным материалом, представлены основными и кислыми эффузивами, габброидами, плагиогранитами и биотитовыми гранитами, песчаниками, кварцитами и известняками. Песчаники разнозернистые полимиктовые с глинистым и глинисто-карбонатным цементом базально-порового типа. Соотношения с подстилающими отложениями не установлены. Плотность алевролитов и песчаников 2,60 г/см^3, конгломератов – 2,66 г/см^3. Породы немагнитны; радиоактивность их 3–9 мкР/ч. Возраст толщи обосновывается наличием в конгломератах и гравелитах галек известняков с остатками фораминифер верхов московского яруса: *Pseudostaffella* ex gr. *sphaeroidea* (Ehrenb.), *Schubertella* ex gr. *pauciseptata* Raus. Кроме того, из прослоя известняков (сборы А. Г. Иванушкина, М. В. Постоялко) определены остатки микрофауны: *Hemigordius* sp., *Glomospira* sp., *Tolypammina* sp., характерные для позднего карбона–перми. Возраст саксанской толщи принимается позднекаменноугольным. Мощность – более 800 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские образования широко распространены в восточной части территории листа N-41, где слагают чехол Западно-Сибирской платформы. На западе площади они имеют ограниченное развитие и представлены в основном корами выветривания, реже маломощными осадками (чаще всего континентальными). Триасовые образования относятся к Среднеисетско-Варненской, Тобольско-Тавдинской и Ишимско-Иртышской СФЗ. Юрско-миоценовые отложения накапливались в мелководных морских и пресноводных бассейнах в пределах Восточно-Уральской, Приуральской и Тобольской СФцЗ.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

В пределах площади триасовые, а также верхнетриасово-нижнеюрские (челябинская серия) отложения большей частью перекрыты кайнозойскими образованиями.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Бичурская свита ($T_{1–2}bč$) относится к Среднеисетско-Варненской зоне, развита в Челябинском грабене. Сложена базальтами, трахибазальтами, трахиандезибазальтами, андезибазальтами, их туфами, реже риолитами. В основании – красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники (мощностью до 50 м). Основная часть разреза (до 95%) сложена вулканитами. Верхи свиты выполнены пестроцветными песчаниками, конгломератами с прослоями базальтов и их туфов. Базальты имеют порфировую, витрофировую и субофитовую структуру, флюидальную и миндалекаменную текстуру. Миндалины выполнены цеолитами, карбонатом, халцедоном, хлорофеитом. Порфировые выделения представлены таблитчатым и лейстовидным плагиоклазом (чаще лабрадором) размером до 2 мм, а также пироксеном, иногда уралитизированным. Основная масса гиалиновая, гиалопилитовая, микролитовая, интерсертальная, по ней иногда развивается хлорит. В незначительном количестве присутствуют эпидот, карбонат, биотит, а также рудные минералы – магнетит и гематит. Конгломераты, гравелиты и разнозернистые песчаники имеют полимиктовый состав: обломки представлены эффузивными, интрузивными, метаморфическими и осадочными породами. Цемент песчаников глинистый, глинисто-карбонатный и кремнисто-глинистый базально-порового типа. Акцессорные минералы – сфен, циркон, гранат, апатит; рудные – пирит, магнетит, гематит, лейкоксен.

Свита с угловым и стратиграфическим несогласием залегает на более древних породах и согласно перекрывается породами калачевской свиты. Вулканиты относятся к высококалиевому типу толеитовой генетической серии (формация континентальных базальтов). Для них характерны повышенные содержания оксидов титана, калия и фосфора. Средняя плотность базальтов 2,56 г/см^3; они сильно магнитны ($\chi = 1100 \times 4\pi \times 10^{-6}$ ед. СИ), их радиоактивность 7 мкР/ч. Площади их развития сопровождаются понижением силы тяжести и положительными магнитными аномалиями, часто полосовидными. В песчаниках определены филлоподы *Estheria subcirculatis* Tschem., *Estheriina aequalis* (Liitk.), *Cornia papillaria* Liitk., остатки растений – *Cladophlebis angusta* Heer., *Taeniopteris multinervis* Weiss. На основании этих данных возраст свиты датирован как ранний–средний триас (индский–ладинский века). Мощность – до 1100 м.

Туринская серия ($T_{1–2}$***tr***) развита в восточной части площади в пределах Тобольско-Тавдинской и Ишимско-Иртышской СФЗ. Выделена Н. Н. Ростовцевым в 1955 г. по р. Тура, левому притоку р. Тобол. При среднемасштабном картировании серия расчленяется на нижнюю (вышеописанную) вулканогенно-осадочную бичурскую и верхнюю – существенно терригенную анохинскую свиты. Сложено описываемое подразделение базальтами, долеритами, риолитами, дацитами, красноцветными брекчиями, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Преобладают порфировые и афировые базальты, часто миндалекаменные, реже встречаются долериты. На долю вулканических пород приходится до 70% разреза. В порфировых базальтах вкрапленники 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, гиалопилитовая, пойкилофитовая. Туринская серия залегает несогласно (с размывом) на более древних стратонах и с небольшим размывом, либо согласно перекрывается породами челябинской серии. По петрохимическому составу базальты умереннотитанистые, умеренно- или высокоглиноземистые, высокожелезистые, натриевые (с переходом к малокалиевым), характеризуются повышенным содержанием фосфора и отвечают континентальным толеитам (траппам). В риолитах количество K_2O иногда повышается до 4–6 %, при содержании Na_2O – около 2,5 %, и они становятся близки к трахириолитам. Довольно высокая магнитная восприимчивость базальтов (до 10×10^{-3} ед. СИ) позволяет выделять вулканические породы туринской серии по положительным аномалиям интенсивностью до 700 нТл на фоне слабомагнитных осадочных пород. Плотность базальтов сравнительно невысока (до 2,84 г/см^3), риолитов – 2,52–2,61 г/см^3, поэтому в гравитационном поле вулканические образования не выделяются. Породы туринской серии содержат нижне-среднетриасовую флору, раковины пелеципод, остракоды – *Pulviella ovalis*, *Darwinula acmajica*, плохо определимые остатки другой фауны и спорово-пыльцевые комплексы. Мощность подразделения – до 1000 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

К а л а ч е в с к а я с в и т а (T_3kl) распространена в Среднеисетско-Варненской СФЗ, в Челябинском грабене. Представлена терригенными породами с прослоями углей. В основании ее разреза выделяется безугольная сероцветная пачка (до 200 м) ритмично переслаивающихся полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников с примесью вулканогенного (вулканомиктового) материала. Средняя часть сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими прослоями конгломератов и бурых углей. Верхняя часть свиты песчано-алевролито-аргиллитовая с пластами углей. Песчаники мелкозернистые с глинистым, глинисто-слюдистым, кремнисто-глинистым цементом базального и базально-порового типа. Акцессорные минералы – циркон, гранат, сфен, амфибол, апатит, иногда турмалин; рудные – лейкоксен, пирит, магнетит, гематит, ильменит, хромит. Отложения согласно, а на отдельных участках с размывом залегают на бичурской свите. Породы калачевской и всех вышележащих угленосных свит челябинской серии немагнитны. Плотность их мало зависит от принадлежности к конкретному таксону и закономерно увеличивается с глубиной. У дневной поверхности для всех пород она 2,20–2,34 г/см^3, а на глубине 1000 м уже 2,45–2,55 г/см^3. Исключение – бурые угли, плотность которых выдержана в разрезе и изменяется от 1,05 до 1,70 г/см^3 в зависимости от особенностей их состава. Естественная радиоактивность пород калачевской свиты 7–9 мкР/ч. Помимо углей в ней выявлены проявления нефти и урана. В отложениях найдена флора: *Neocalamites merianii* (B r o n g n.) H a l l, *Callipteridium angustipinnulatum* V l a d., *Compsopteris kristofovichii*

Vlad., *Madygenopteris triassica* Vlad; *Mesenteriophyllum uralicum* Vlad., *Equisetites mougeotii* Brongn., *Czekanowskia rigida* Heer, *Cladophlebis sulcata* Brick, *Cl. jolkinensis* Pryn., а также споры *Duplicisporites*. На основании этих определений калачевская свита датируется поздним триасом (карнийский век). Ее мощность 900–1200 м.

Козыревская свита (T_3kz) установлена в Челябинском грабене, относится к Среднеисетско-Варненской СФЗ. Нижняя, безугольная часть разреза (100–250 м) представлена полимиктовыми конгломератами и гравелитами с прослоями песчаников и алевролитов. Верхняя часть сложена ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами с пластами углей. В середине свиты устанавливается еще один грубообломочный горизонт мощностью до 120 м. Стратон согласно налегает на подстилающие отложения калачевской свиты. Терригенные породы по составу и геохимическим характеристикам аналогичны сходным отложениям последней, отличаясь более низкой естественной радиоактивностью (2–7 мкР/ч). В них обнаружена флора *Neokoretrophyllites carcinoides* (Harr.) Radez, *Cladophlebis magnifica* Brick, *Cl. korkinensis* Vlad., *Cl. undulata* Brick., *Cl. acutus* Vlad., *Dictyophyllum japonicum* Jokojava, *Clathropteris obovata* Oishi., *Czekanovskia rigida* Heer., *Ginkgoites acosmius* Harr. Возраст определяется как поздний триас (норийский век). Мощность свиты 600–1100 м.

Коркинская свита (T_3kr) развита в Челябинском грабене в пределах той же Среднеисетско-Варненской СФЗ. Нижняя (безугольная) часть разреза (70–150 м) представлена пачкой песчано-конгломератового состава. Выше залегают ритмично переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами угля мощностью до 116 м. Конгломераты и гравелиты сцементированы песчано-глинистым материалом; в песчаниках и алевролитах цемент глинистый, глинисто-кремнистый, глинисто-карбонатный базального и базально-порового типов. Подразделение согласно залегает на козыревской свите. По составу, петрофизическим и геохимическим характеристикам породы аналогичны таковым в последней. Возраст определен по находкам флоры – *Osmundopsis (Cladophlebis) bojakovae* Vlad., *Coniopteris* cf. *hymenophylloides* (Brougn.) Sew., *C.* cf. *latifolia* Brick; *Nilssonia* cf. *vittaeformis* Pryn., *Thinnfeldia gothanii* Pryn., *Th. distantifolia* Pryn., спор и пыльцы – *Annulispora folliculosa* (Rogal.), *Bennetitales*, *Ginkgoales*, *Pinites*, *Coniferales* и соответствует рэтскому веку. Мощность 600–1500 м.

ТРИАСОВАЯ–ЮРСКАЯ СИСТЕМЫ

Челябинская серия (T_3–$J_1čl$) распространена в восточной части площади в пределах Тобольско-Тавдинской СФЗ. Выделена Н. Н. Ростовцевым в Челябинском буроугольном бассейне в 1956 г. В стратотипе угленосные терригенные отложения серии расчленены на верхнетриасовые калачевскую, козыревскую и коркинскую свиты и нижнеюрскую сугоякскую свиту. В целом челябинская серия сложена красноцветными

песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами с пластами бурого угля; подразделение выделяется только на разрезе. Отложения согласно, местами с размывом залегают на породах туринской серии. Мощность описываемого стратона в пределах площади листа – до 100 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские образования на площади повсеместно перекрыты кайнозойскими отложениями.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Сугоякская свита (J_1sg) установлена в Челябинском грабене, относится к Приуральской структурно-фациальной зоне юры–миоцена. Сложена угленосными терригенными отложениями. Основание разреза представлено безугольной песчано-гравелит-конгломератовой пачкой мощностью 100–120 м. Выше залегают ритмично переслаивающиеся пестроцветные мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты (часто углистые) с пластами угля. Отличительной особенностью отложений является мелкая размерность обломочного материала, тонкая слоистость пород и полимиктовый состав. В песчаниках хорошоокатанные зерна образованы кварцем, плагиоклазом, калиевыми полевыми шпатами, углисто-серицит-кварцевыми сланцами, основными эффузивами, гранитоидами. Цемент глинисто-карбонатный базально-поровый и поровый. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сфеном; рудные – лейкоксеном, гетитом. Стратон с размывом залегает на коркинской свите. Раннеюрский его возраст определен по флоре *Neocalamites carrerei* Halle, *Stachiotaxus* ***minutus*** Vlad., *Ginkgoites quadrilobus* Brick., *Leprostrobus laxiflora* Heer., *Sphenopteris ketovae* Vlad., *Cladophlebis acuta* Vlad., *Cl. jolkinensis* Pryn., *Cl. magnifolia* Brick., *Glossozamites rarinervis* Pryn. Мощность сугоякской свиты 800–1200 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Тюменская свита (J_2tm) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г., распространена в пределах Приуральской и Тобольской СФцЗ в основании осадочного чехла Западно-Сибирской платформы (одноименная мегаобласть). Свита представлена континентальными фациями, формировавшимися в аллювиальных, озерных и озерно-болотных условиях. Сложена она частым чередованием уплотненных глин, глинистых алевролитов, песчаников; в верхней и нижней частях последние преобладают. 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. Они большей частью слабо отсортированные с

преимущественно глинистым, часто известковистым, реже с сидеритовым или кремнистым цементом, со следами горизонтальной, волнистой, иногда косой слоистости, подчеркнутой обугленным растительным детритом и чешуйками мусковита по плоскостям напластования. Встречаются прослои бурых углей мощностью до 0,5 м. Вблизи выступов фундамента отмечается увеличение размеров зерен в песчаниках и некоторое улучшение их сортировки; здесь же наблюдается каолинизация пород. В алевролитах (часто глинистых) горизонтальная и волнистая слоистость обусловлена обогащением тонких прослоев углисто-глинистым материалом. Глины (преимущественно алевритовые) гидрослюдисто-каолинитовые уплотненные серые, зеленовато-серые, до темно-серых с неравномерным буроватым оттенком, часто слоистые за счет пропластков песчаного и алевритового материала с обильным растительным детритом. Встречаются прослои сидеритизированных пород, бурых углей, конкреции и желваки пирита. Нижний и верхний контакты свиты несогласные. К ней приурочены залежи углеводородов. На основании определения многочисленных спорово-пыльцевых комплексов и с учетом положения в разрезе, возраст тюменской свиты соответствует ааленскому–батскому. Мощность стратона обычно не превышает 80–140 м, но в отдельных палеодепрессиях она достигает 500 м (Г.А. Петров, 2010).

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Таборинская свита ($J_{2-3}tb$) выделена Г. Н. Папуловым по пос. Таборы. На площади очень ограниченно распространена в пределах Приуральской и Тобольской СФцЗ. Представлена плотными серыми, темно-серыми, иногда с зеленоватым (за счет глауконита) или красноватым оттенком каолиновыми глинами и аргиллитами с тонкими пропластками сажистого лигнита (с обломками обуглившейся древесины), прослоями алевролитов, песков, песчаников, гравелитов и конгломератов, имеющих глинистый, иногда сидеритовый цемент. Залегает несогласно на тюменской свите или палеозойских образованиях. К отложениям таборинской свиты приурочены рудопроявления урана гидрогенно-гидротермального типа. Возраст ее определен по флористическим остаткам – *Coniopteris hymenophelloides* (Brongn.) Sew., *Eboracia lobifera* (Phill.) Thom., *Rapfaelia diamensis* Sew., карпоидам – *Selaginellites jurassica* Dorof., *Schizolepis uralensis* Dorof. et Svesh n., спорово-пыльцевым комплексам с доминантами *Cyathidites* sp., *Gleicheniidites* spp., *Classopollis* и отвечает средней–поздней юре (батскому–оксфордскому ярусам). Мощность свиты в пределах листа N-41 – до 85 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Меловые образования широко распространены в пределах Западно-Сибирской структурно-фациальной мегаобласти и очень ограниченно в Восточно-Уральской СФцЗ Уральской мегазоны; представлены нижним и верхним отделами системы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В пределах Восточно-Уральской и Приуральской структурно-фациальных зон присутствуют исключительно континентальные образования, сохранившиеся на локальных участках, приуроченных в основном к эрозионно-структурным депрессиям. В Тобольской структурно-фациальной области развиты как континентальные, так и прибрежно-морские отложения.

Алапаевская толща (K_1ap) развита в Восточно-Уральской СФцЗ, приурочена к эрозионно-структурным депрессиям (Синарской, Кочкарской, Сухарышской, Редутовской, Бессоновской) и древним карстовым формам палеорельефа. В редких случаях выходит на дневную поверхность. Представлена каолинитовыми, кремнисто-каолинитовыми породами: пестроцветными в верхах разреза и светло-серыми до белых в основании. В них большое количество щебня кварца, кремней и окремненных известняков, причем число и размер обломков увеличиваются к низам толщи. В нижней части разреза наблюдаются прослои и линзы грубозернистых кварцевых песков с обломками известняков и кремней. Характерным является наличие здесь линз, пластовых прослоев и обломков бурых железняков, реже сидерититов. Залегает толща на закарстованной поверхности известняков, перекрывается более молодыми осадками мела, палеогена или квартера. Мощность отложений изменяется от первых метров до 130 м. По положению в разрезе и литологическому сходству с «беликовыми» образованиями Алапаевского района, а также согласно легенде Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 возраст алапаевской толщи принят аптским.

Викуловская свита (K_1vk) выделена Н. Н. Ростовцевым по скважине в пос. Викулово и развита в пределах Тобольской СФО, вскрыта бурением. Литологически она подразделяется на две подсвиты: нижняя сложена песчаниками, алевролитами и слоистыми глинами гидрослюдисто-каолинитовыми светло-серыми до черных с прослоями лигнитов и (реже) песков; верхняя представлена песками, алевролитами и песчаниками преимущественно кварцевыми (с глинистым и сидеритовым цементом), содержащими прослои глин с углистым детритом. По всему разрезу встречаются линзы лигнитов и лигнитизированной древесины мощностью до 3 м. Часто в подошве последних залегают осветленные каолинитовые глины, иногда сидеритизированные, внешне похожие на отложения синарской свиты [53]. По данным литологических анализов [53], пелитовая фракция представлена каолинитом (до 75%) с примесью гидрослюды (до 15%) и растительных остатков; присутствует также хлорит. Песчаная фракция на 90% состоит из угловатых зерен кварца и обломков кремнистых пород (до 35%); незначительно присутствуют полевые шпаты, мусковит, биотит, встречаются единичные зерна глауконита. Тяжелая фракция представлена аутигенными минералами: сидеритом и пиритом (от 30 до 90%). Из устойчивых акцессорных минералов присутствуют ильменит, лейкоксен, циркон, гранат, турмалин. Залегает свита трансгрессивно на породах фундамента; в пределах раннемезозойских депрессий в ее основании залегают пески (от мелко- до разнозернистых). Перекрывается стратон осадками ханты-мансийской или уватской свит со стратиграфическим несогласием. Мощность описываемого

подразделения меняется от 9 м на западе до 80 м на востоке, достигая наибольших значений в депрессиях. В глинах выделены СПК, в которых преобладают споры *Gleicheniaceae* и *Schizaeaceae*, характерные для апта. Из голосеменных присутствуют *Podozamites, Pseudopicea magnifica* Bolch., *P. variabiliformis* Bolch., *Picea exiliodes* Bolch., *Pseudopinus pergrandis* Bolch. Постоянно встречается пыльца покрытосеменных (до 9,5%) – *Castanea*, *Quercites*, *Protoquercus* [53]. На основании этих данных и по положению в разрезе возраст свиты датируется средним–поздним аптом.

Альбский ярус

Синарская свита (K_1sn) выделена И. А. Аграновской, А. И. Еремеевой и др. в 1956 г., название дано по р. Синара. Развита в Восточно-Уральской СФцЗ и в Южно-Приуральской подзоне Приуральской СФцЗ. Пространственно связана с областью распространения алапаевской толщи. Литологический состав свиты непостоянный, но преобладают пестроцветные каолинитовые глины красных, вишневых, желтых, бурых, реже серых и белых тонов. В ее основании (иногда в середине) наблюдаются невыдержанные прослои и линзы серых, темно-серых глин и разнозернистых кварцевых песков, реже гравелитов. В серых глинах присутствуют растительные остатки, встрчаются прослои рыхлых глинистых углей и лигнита, желваки сидерита и марказита. К верхней части разреза (пестроцветные глины) приурочены прослои и линзы бокситов и аллитов, иногда линзы каменистых бокситов. По данным литологических анализов, пестроцветные глины представлены каолинитом (до 85%) с примесью гидрослюды (10–15%) и «пропитаны» гидроокислами железа. Легкая фракция сложена кварцем (до 40%), обломками кремнистых пород (до 49%), слюдой (до 2%). В тяжелой фракции преобладают аутигенные марказит (до 59%) и лимонит (до 21%), присутствуют ильменит, лейкоксен, циркон, рутил, турмалин. Бокситы отмечаются локальными аномалиями гамма-активности, а каменистые бокситы – повышенной намагниченностью. Свита залегает либо на размытой кровле алапаевской толщи, либо на закарстованной поверхности палеозойских известняков. Перекрывается она осадками верхнего мела или палеогена. Мощность – от 10 до 80 м. Возраст подразделения принят апт-альбским по определениям спорово-пыльцевых комплексов, литологическому сходству с датированными отложениями смежных районов и по положению в разрезе.

Ханты-мансийская свита (K_1hm) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г., описана по Ханты-Мансийской опорной скважине. Широко развита в пределах Тобольской СФцО. Вскрыта многочисленными скважинами, на дневную поверхность не выходит. Свита представлена прибрежно-морскими осадками – серыми, темно-серыми аргиллитоподобными слоистыми глинами каолинит-гидрослюдистыми и гидрослюдистыми (с примесью алевритового и песчаного материала) с прослоями песчаников (с сидеритовым и известковистым цементом), разнозернистых кварцевых песков и алевритов. По данным литологического анализа, пелитовая фракция глин представлена каолинитом с гидрослюдой (55–70%), в небольшом

количестве наблюдаются мусковит, хлорит, углистый детрит. Песчаный материал – в основном кварц (77–93 %), глауконит (4–5 %), полевые шпаты (2–15 %); присутствуют слюды, хлорит, кремнистые агрегаты (до 10 %). В тяжелой фракции преобладают аутигенные пирит, сидерит (до 70 %). Из химически устойчивых акцессорных минералов фиксируются ильменит, лейкоксен, хромит, в значительных количествах – циркон; химически неустойчивые представлены эпидотом [53]. По данным бурения, стратон залегает повсеместно на континентальных образованиях викуловской свиты, а перекрывается согласно уватской свитой. Мощность осадков изменяется с запада на восток от 7 до 90 м. Возраст устанавливается по определениям микрофауны. В глинах из опорных скважин выделяются два характерных фораминиферовых биохрона: нижние слои с *Ammobaculites fragmentarius* и верхние слои с комплексом *Verneuilinoides borealis assanoviensis*, устойчиво прослеживающиеся по латерали (Э. О. Амон, 2004). Возраст нижних слоев – ранний(?)–средний альб, верхних – средний(?)–поздний альб.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний мел наиболее полно представлен в Приуральской СФцЗ и Тобольской СФцО, образован континентальными, прибрежно-морскими и морскими фациями. В Восточно-Уральской СФцЗ присутствуют осадки только континентальных фаций, развитые к тому же очень ограниченно.

Мысовская свита (K_2ms) выделена А. П. Сиговым в 1956 г., названа по пос. Мысы в Алапаевском районе. Развита в Восточно-Уральской СФцЗ и в Южно-Приуральской подзоне в виде локальных «пятен», приуроченных к эрозионно-структурным депрессиям (Синарской, Кундравинской и Кочкарской I), а также на закарстованных карбонатных породах палеозоя. Пространственно связана с нижнемеловыми отложениями и выполнена озерно-аллювиальными и озерно-болотными фациями. Представлена каолинитовыми глинами серыми, темно-серыми, реже пестроцветными с растительными остатками, лигнитом, обломками древесины, с прослоями разнозернистых песков. Последние обычно приурочены к основанию разреза и содержат кремнистую или кварцевую гальку и гравий, иногда обломки окремненных известняков и бурых железняков.

Обломочный материал плохо отсортирован, более грубые разности тяготеют к основанию разреза. В глинах отмечаются стяжения марказита и линзы сидеритов. В Синарской депрессии преобладают песчаные их разности, а в Кочкарской и Кундравинской депрессиях они содержат гораздо меньше примесей. Залегает свита с размывом на осадках нижнего мела или на выветрелых палеозойских породах складчатого фундамента; в редких случаях наблюдается согласное залегание стратона на синарской свите. Перекрывается мысовская свита с размывом: в центральной и восточной частях площади отложениями кузнецовской свиты, в западной части – породами кайнозоя. Мощность описываемого подразделения – до 60 м. В нем определены многочисленные СПК [42]; для всех характерно преобладание пыльцы голосеменных: *Cedrus parvisaccata* Sauer., *C. laxireticulata* Sauer., *C. pachiderma* Sauer.; *Pinus insignis* (Naum) Bolch., *P.* cf.

sibirica (R u p r.); *Picea*. Покрытосеменные представлены пыльцой *Castanea vakhrameevii* B o l c h., *Castanopsites* sp., *Salex albaeformis* A g r., *Quercus*, *Santalacites*. Среди спор преобладают *Gleichenia, Schizaceae, Selaginellaceae* и *Polypodiaceae*. Вышеописанный палинологический комплекс характерен именно для осадков мысовской свиты и определяет их возраст как сеноманский.

У в а т с к а я с в и т а (K_2uv) выделена Н. Н. Ростовцевым со стратотипом по разрезу Уватской опорной скважины. Распространена на северо-востоке территории листа в Тобольской СФцО, изучена по разрезам скважин. Представлена глинами гидрослюдисто-каолинитовыми плитчато-слоистыми светло-серыми и пепельно-серыми с включением марказита. В глинах, как правило, наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, подчеркнутая слюдисто-кварцевым алевритом, углистыми включениями, маломощными прослоями алевролитов и песчаников с глинистым цементом. В целом глины уватской свиты содержат больше песчаного материала, чем подобные породы подстилающей ханты-мансийской и перекрывающей кузнецовской свит. Залегает этот стратон согласно на ханты-мансийской свите и с размывом на викуловской свите или породах фундамента, перекрывается трансгрессивно осадками кузнецовской свиты. Мощность уватской свиты изменяется от 5 до 65 м, причем ее увеличение (и одновременно погружение кровли подразделения) наблюдается с запада на восток; из глин глубокой скв. К-6 палинологом Л. А. Пьянковой выделены характерные спорово-пыльцевые спектры с субдоминантой *Matoniaceae* [53]. Возраст свиты определяется как сеноманский.

К у з н е ц о в с к а я с в и т а (K_2kz) выделена Н. Н. Ростовцевым в 1954 г. в разрезе одноименной опорной скважины. Сложена морскими, относительно глубоководными осадками и пользуется широким площадным распространением в Тобольской СФцО, частично развита на северо-востоке Приуральской СФцЗ. В северной части территории листа ее отложения представлены глинами серыми, темно-зеленовато-серыми бейделлитовыми и монтмориллонит-бейделлитовыми аргиллитоподобными слоистыми (или неясно-слоистыми) с ходами илоедов, чешуей рыб, гнездообразными скоплениями слюды и марказита. В глинах присутствует значительная примесь глауконит-кварцевого алеврита и наблюдаются тонкие прослои глауконит-кварцевых песчаников с глинистым цементом. В основании встречается горизонт с галькой бокситов и фосфоритов [53].

В южной части площади, в районе пос. Октябрьский свита сложена характерными зеленовато-серыми аргиллитоподобными монтмориллонит-бейделлитовыми тонкоплитчатыми глинами, также содержащими примесь глауконит-кварцевого алеврита (расположенного послойно) и прослои ярко-зеленых мелкозернистых глауконит-кварцевых песчаников с глинистым цементом; мощность прослоев 1–2 м. По всему разрезу наблюдается марказит в виде налетов по плоскостям напластования, псевдоморфоз по ходам илоедов. Часто в основании свиты фиксируется базальный горизонт, сложенный грубообломочными породами с галькой кварца, кремней, фосфоритов, пизолитами боксита, обломками древесины, желваками марказита. По гранулометрическому составу пески кузнецовской свиты мелкозернистые:

преобладающий размер 0,25–0,05 мм. Легкая фракция состоит (%) из кварца (20–70), полевых шпатов (50–28) и глауконита (до 4). В тяжелой фракции преобладают аутигенные пирит и сидерит (до 90%), часто присутствует фосфорит (до 10%). На каротажных диаграммах для свиты в целом характерны пониженные удельные сопротивления и повышенные значения естественной радиоактивности. Базальный горизонт отличается локальным повышением сопротивления и (в отдельных случаях) аномалиями радиоактивности, обусловленными большим количеством обломков фосфоритов [42, 53]. Залегает свита с размывом на породах фундамента и на нижележащих меловых отложениях. Мощность ее – от первых метров на западе до 69 м на востоке. В породах содержатся комплексы радиолярий, в частности *Cenosphaera magna* Grig., и фораминиферы *Dictyomitra pyramidalis* Grig. *Gaudryina filiformis* Berth., являющиеся руководящими для туронского–низов коньякского ярусов [42].

Камышловская свита (K_2km) выделена коллективом авторов в 1956 г., названа по г. Камышлов. Широко развита в Приуральской СФцЗ и Тобольской СфцО, сложена прибрежно-морскими мелководными осадками. В крайней, западной части своего распространения вскрыта единичными карьерами и представлена там тонкозернистыми кварцевыми песками (иногда слюдистыми и слабо глинистыми) с прослоями лигнитовых глин. В верхах разреза наблюдаются маломощные стяжения, желваки сливных кварцевых песчаников. На остальной территории, где свита вскрыта скважинами, она сложена мелкозернистыми слабо сцементированными глауконит-кварцевыми песчаниками (с глинистым цементом) с редкими прослоями песчаных глин и песчаников, имеющих опоково-кремнистый, глинисто-известковистый цемент. Часто отложения имеют «узорчатый» облик за счет ходов илоедов, заполненных более светлым песчаным материалом; встречается органогенный детрит. В основании нередко отмечается базальный горизонт, сложенный песчаниками с большим количеством гравия и гальки кварца, фосфоритов. Камышловская свита залегает преимущественно с размывом на более древних образованиях, иногда с постепенным переходом на осадках кузнецовской свиты. Она уверенно картируется по результатам каротажа [42, 53]. Перекрывается на крайнем западе серовской свитой, на остальной территории более молодыми меловыми отложениями. Мощность свиты изменяется от 10 до 30 м с запада на восток. Возраст стратона, определяемый по руководящим видам фораминифер *Discorbis sibiricus* Dain. и радиолярий *Dictyomitra striata* Lipman, а также по положению в разрезе, принят как позднеконьякский.

Зайковская свита (K_2zk) выделена коллективом авторов (1968 г.) с названием по селу Зайково. Распространена в восточной части Приуральской СФцЗ и повсеместно в Тобольской СФцО, вскрыта многочисленными скважинами. В ее составе выделяются две подсвиты; нижняя образована в мелководных прибрежно-морских условиях, верхняя – в более глубоководных.

В Приуральской зоне зайковская свита представлена только прибрежно-морскими фациями: «узорчатыми» глауконитсодержащими кварцевыми песчаниками с глинистым, кремнисто-глинистым и опоковым цементом,

содержащими прослои зеленых кварц-глауконитовых песчаников и тонколистоватых глин, преобладающих в верхах разреза.

В Тобольской области стратон сложен обеими фациями. Нижняя подсвита представлена там преимущественно опоковидными глинами и опоками серыми и темно-серыми пористыми, участками окремненными, а также песчаниками (часто узорчатыми) глауконит-кварцевыми, кварц-глауконитовыми зеленовато-серыми (до ярко-зеленых), приуроченными к основанию. Песчаники имеют глинистый и опоковый цемент.

В основании нередко наблюдается базальный горизонт, сложенный псаммитами с гравием и галькой кварца и стяжениями фосфорита. Верхняя подсвита представлена слоистыми глинами монтмориллонитовыми аргиллитоподобными плитчатыми серыми и зеленовато-серыми, чередующимися с опоковидными глинами и глинистыми опоками. В глинах наблюдаются прослои глауконит-кварцевых алевритов, чешуйки бесцветной слюды и стяжения марказита. Иногда отмечается узорчатость глин за счет ходов илоедов, заполненных глинистым и песчаным материалом. Залегает стратон с постепенным переходом (иногда с размывом) на камышловской свите, перекрывается осадками фадюшинской или ганькинской свит. Мощность изменяется от 10 м на западе до 50 м на востоке. Возраст зайковской свиты установлен по положению в разрезе и фораминиферам *Spiroplectammina lata* Z a s p., *S. senonana* L a t i c k e r, *Haplophragmoides* spp., характерным для сантона [42, 53].

Ф а д ю ш и н с к а я с в и т а (K_2fd) выделена коллективом авторов в 1956 г. и названа по селу Фадюшино. Развита в Приуральской СФцЗ, где представлена прибрежно-морскими отложениями: глауконит-кварцевыми песчаниками серыми, зеленовато-серыми мелкозернистыми с кремнистым и опалово-кремнистым цементом, массивными, узорчатыми, в верхней части пористыми, в низах разреза содержащими гнезда глинистых песчаников, прослои и линзы грубозернистых песков и гравелитов. Пески по составу аналогичны сцементированным породам. Узорчатость псаммитов обусловлена неравномерным распределением кварца и глауконита, что отражает неспокойную обстановку в бассейне осадконакопления. Иногда наблюдается базальный слой, состоящий из разнозернистых песчаников и кварцевых галечников. Характерным является обилие спикул губок, замещенных опалом. На западе области развития свиты пески разнозернистые, с примесью гравийных зерен кварца, а в основании разреза отмечаются базальные конгломераты с глинисто-опаловым цементом. На Синаро-Теченском междуречье в низах стратона фиксируются песчаники оолитовые, глауконит-гидрогетитовые, гидрогетитовые и гидрогетит-сидеритовые, состоящие из бобовин бурого железняка (50–70 %), зерен кварца (5–15 %), глауконита (1–10 %) и обломков пород, сцементированных лептохлоритовой буровато-зеленой массой с рассеянными в ней зернами сидерита. Мощность этих песчаников от 2 до 5 м. Контакт описываемого подразделения с подстилающей зайковской свитой резкий, что обусловлено их разным литологическим составом. Мощность фадюшинской свиты – до 35 м. Песчаники свиты характеризуются относительно высоким удельным сопротивлением и четко выделяются по каротажу в скважинах. Кремнистые песчаники верхней

части имеют чуть повышенный фон гамма-активности пород относительно низов разреза. Возраст стратона охарактеризован радиоляриями *Histiastrum aster* Lipman, *Amphibrachium sibiricum* Lipman и фораминиферами *Spiroplectammina variabilis* Neck., характерными для кампана.

Ганькинская свита (K_2gn) выделена А. К. Богдановичем со стратотипом в Северо-Казахстанской области. Пользуется наибольшим распространением среди верхнемеловых отложений. Повсеместно развита в центральной и восточной частях Приуральской СФцЗ и в Тобольской СФцО. Осадки свиты вскрыты практически всеми скважинами, а в долинах рек Миасс и Уй они выходят на поверхность у уреза воды. Подразделение представлено мергелями, мергелистыми глинами, песками и песчаниками глауконит-кварцевыми с карбонатным цементом. В целом наблюдается трехчленное его строение, характерное для всех разрезов (с небольшими отклонениями): верхи представлены преимущественно глинистыми мергелями, средняя часть – опоковыми мергелями светло-серыми плотными, с раковистым изломом. Низы сложены песчаными мергелями и песчаниками с карбонатным цементом (в западной части развития свиты) и слоистыми монтмориллонитовыми аргиллитоподобными (иногда опоковидными) глинами. На западе переходы между литологическими разностями постепенные; мергели верхней и средней пачек довольно чистые, почти не содержат алевритовой примеси. На остальной территории контакты между пачками согласные, линейные, иногда резкие; в глинах и мергелях часто присутствуют гнездообразные скопления и линзы глауконит-кварцевых алевритов. В зоне преобладающего развития песков и песчаников (преимущественно вдоль западной границы распространения свиты) наблюдается базальный горизонт, сложенный гравелитами с опоковым или глинистым цементом. К востоку он исчезает, и там резко преобладают мергели и мергелистые глины. Повсеместно в верхней и средней пачках обнаружена многочисленная позднекампанская и маастрихтская [42, 53] макро- и микрофауна. Мергели на 85–99 % состоят из пелитовой фракции, представленной кальцитом (65–80 %), монтмориллонитом и гидрослюдой (15–28 %). Песчаные мергели включают кварц (до 47 %), кальцит (до 34 %), примесь полевых шпатов (до 2 %). В тяжелой фракции преобладают аутигенные пирит, марказит и сидерит [53]. Залегает этот стратон согласно или с размывом на осадках фадюшинской свиты и несогласно на породах фундамента. Мощность ганькинской свиты изменяется с запада на восток от нескольких метров до 185 м.

МЕЗОЗОЙСКИЕ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Изучению кор выветривания посвящены обобщающие работы А. П. Сигова, Л. А. Гузовского, В. С. Шуба. На Урале установлены домезозойские (спорадически), раннетриасово-раннеюрские, юрско-раннемеловые и палеогеновые коры. Триасово-меловой интервал обычно объединяют в одну мезозойскую эпоху корообразования, с которой связаны максимальные проявления процессов физико-химического выветривания. В западной части территории мезозойские коры выветривания выходят на поверхность, в

центральной перекрыты чехлом молодых образований небольшой мощности и вскрыты многочисленными скважинами, а в восточной они изучены слабее, так как вскрываются на больших глубинах одиночными скважинами. Коры других возрастных уровней (в тех случаях, когда время их формирования обосновано) имеют локальное распространение и небольшую мощность, так как в основном уничтожены эрозией в более поздние периоды, поэтому на геологической карте они не показаны.

Коры выветривания относятся к площадному и линейному типам. Площадное распространение их определяется геоморфологическим строением, а тип коры – литологическим и петрографическим составом исходных пород. Наиболее хорошо они сохранились в пределах депрессий, где наблюдается наиболее полный профиль коры выветривания с мощностью до 60–80 м, на их бортах мощность уменьшается до 25–30 м, а на пологих склонах водораздельных увалов и холмов она колеблется от первых метров до 15–20 м. Наименьшая мощность кор устанавливается в глубоко врезанных долинах рек. Линейный тип связан с зонами разрывных нарушений и ослабленных контактов; особенно он характерен для контактово-карстовых кор, приуроченных к тектоническим границам силикатных пород и карстующихся известняков (мраморов). Морфологической особенностью линейных кор является горизонтальная и вертикальная зональность. При этом в верхней части зона корообразования шире, с глубиной она уменьшается, мощность кор этого типа – от нескольких десятков метров до 200–250 м при протяженности – от нескольких десятков до нескольких сот километров.

Независимо от состава исходных материнских пород, в разрезе кор выветривания отчетливо выделяются три зоны, связанные взаимными переходами (снизу вверх): зона дезинтеграции (дресвяно-щебнистых и щебнистых продуктов), промежуточная зона глинисто-дресвяных продуктов и зона гидратации (глинистых продуктов). Первая из них представлена продуктами физического выветривания и отмечена появлением в породах гидрохлорита; в зависимости от состава исходного субстрата мощность зоны колеблется от нескольких метров до 20–25 м.

В зоне промежуточных продуктов увеличивается содержание гипергенных минералов: гидрохлорита, гидрослюды, каолинита. Коры выветривания здесь представлены глинистой массой и разложенным щебнем исходных пород; мощность зоны обычно не превышает 30 м.

Зона конечной гидратации сложена тонкодисперсным материалом – пестроцветным, буроватым, желтоватым, зеленовато-серым или темно-зеленым, часто «структурным». Нередко она представлена глинами гидрослюдисто-каолинитового, гидрослюдисто-монтмориллонитового, каолинит-монтмориллонитового состава, часто с галлуазитом, гидрослюдой, гиббситом. В корах по гранитоидам преобладает каолинит и «кварцевая сыпучка», в корах по ультрамафитам широко развиты нонтронит и флогопит. Минералы тяжелой фракции в основном представлены лимонитом, сидеритом, пиритом, лейкоксеном, мартитом. В зависимости от состава исходных пород выделяются следующие разновидности кор: сиалитные (каолиновые), характерные для осадочных пород, а также кислых и средних интрузий;

ферритно-сиалитные (каолинит, монтмориллонит, гидроокислы железа), развитые по породам основного состава; сифферитные (нонтронитовые, кремнисто-железистые) – по ультраосновным магматитам и, наконец, ферритные (охристые). С корами выветривания связаны месторождения железа, марганца, никеля, бокситов, золота и глинистого сырья.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

На территории листа N-41 представлена всеми системами, отделами и подотделами.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Образования палеогена развиты в Приуральской структурно-фациальной зоне и Тобольской структурно-фациальной области, подразделяются на морские и континентальные. Морские отложения пользуются наибольшим распространением и составляют основную часть разреза системы; сюда относятся талицкая, серовская, ирбитская, чеганская свиты. Континентальные осадки залегают в верхах палеогена и представлены куртамышской и журавской свитами.

ПАЛЕОЦЕН

Талицкая свита ($P_1^{1-2}tl$) выделена З. Т. Алескеровой и Т. И. Осыко в 1955 г. со стратотипом по р. Талица на восточном склоне Среднего Урала. На территории листа N-41 ограниченно развита (в виде отдельных «пятен» и «заливов») в западной части и повсеместно в центральной и восточной частях Приуральской зоны и в Тобольской области. Свита вскрыта скважинами, естественные выходы пород встречены в долине р. Уй у уреза воды. В литологическом отношении она очень своеобразна, сложена глинами темно-зелеными и темно-серыми (до черных) аргиллитоподобными гидрослюдисто-монтмориллонитовыми, а также аргиллитами с прослоями зеленых кварц-глауконитовых песков и песчаников с глинистым цементом. На западе площади распространения свиты преобладают песчаные разности с подчиненными им глинами. В основании часто наблюдается базальный слой мощностью 6–10 см, состоящий из гравийных песчаников с включениями хорошоокатанных галек кварца, окатышей мергелистых глин, желваков фосфорита и марказита. На остальной территории стратон представлен темно-серыми бейделлитовыми и монтмориллонитовыми глинами, часто с примесью глауконит-кварцевых алевритов по плоскостям слоистости, со стяжениями марказита, ходами илоедов и органогенным детритом. В нижней части разреза наблюдаются тонкие прослои и гнезда мелкозернистых песков и песчаников с глинистым и опалово-глинистым цементом. Для всех этих отложений характерно значительное содержание глауконита. Пески сложены кварцем (до 53%) и глауконитом (до 30%) с примесью полевых шпатов и кремней. В тяжелой фракции преобладают

пирит и марказит (до 80%) [42]. На каротажных диаграммах отложения талицкой свиты характеризуются низким удельным сопротивлением и повышенным фоном естественной радиоактивности; контакты подразделения с подстилающими и перекрывающими осадками четко фиксируются: нижний – по методу ГК, верхний – методом КС. Возраст талицкой свиты датируется фораминиферами *Anomalina praeacuta* Vass., *Rhabdammina cylidrica* Glaes., *Globigerina triloculinoides* Plumm. [42], *Verneuilina* ex gr. *paleogenica* Lipman, *Ammodiscus incertus* Orb. (Антохина, 1963), руководящими для палеоцена; он принят в объеме датского и нижней части танетского ярусов.

Серовская свита ($P_1^2 sr$) выделена А. П. Сиговым по г. Серов на восточном склоне Среднего Урала. Развита повсеместно в пределах Приуральской СФцЗ и Тобольской СФцО и лишь в крайней западной и южной частях своего распространения наблюдается локально, на отдельных разрозненных участках. Очень ограниченно она встречается также в Восточно-Уральской СФцЗ. Естественные выходы установлены по рекам Уй, Миасс и в разрезах крупных логов. На западе свита сложена глауконит-кварцевыми песчаниками и алевролитами (с кремнисто-опоковым цементом), содержащими прослои опок и кварцевых песчаников (с опоковым цементом). В низах ее часто отмечается базальный горизонт, представленный грубозернистыми песчаниками с галькой кварца, кремней, фосфоритов и обломками палеозойских пород. В восточной части территории стратон представлен серыми и темно-серыми опоками, глинистыми опоками с прослоями глауконит-кварцевых песчаников. Верхняя часть разреза сложена диатомитами светло-серого цвета с голубоватым оттенком. В основании среди псаммитов встречаются гравий и галька, стяжения фосфоритов. Подошва серовской свиты на каротажных диаграммах характеризуется максимумами от 10 до 20 Ом·м на кривой КС, которые вверх по разрезу уменьшаются до 5–7 Ом·м; контакт с ирбитской свитой фиксируется возрастанием удельного сопротивления до 12 Ом·м. Подразделение залегает несогласно на талицкой свите или более древних образованиях, перекрывается согласно ирбитской свитой или с размывом более молодыми отложениями. Мощность изменяется с запада на восток от 2 до 60 м. Возраст определяется по положению свиты в разрезе, а также по комплексу диатомовых: *Stephanopyxis turris* var. *intermedia* Grun., *Triceratium ventriculosum, Hemialutus hostilis* Grun.; кораллам *Oculina conferta* Edw. et Heim, кремневым жгутиковым водорослям *Dictyocha triakantha* Ehr. [42]. На основании этих данных время формирования серовской свиты принято танетским.

ЭОЦЕН

Ирбитская свита ($P_2^{1-2} ir$) выделена А. П. Сиговым в 1956 г. по р. Ирбит на восточном склоне Среднего Урала. В западной части Приуральской СФцЗ она распространена несколько меньше, чем серовская свита, на остальной площади развита повсеместно. Естественные выходы ее на поверхность иногда устанавливаются на водоразделах в западной части области развития: в долине р. Уй, по его притокам и логам, а также в

долинах рек Миасс и Тобол. Свита представлена диатомитами, трепелами, диатомовыми глинами с прослоями глауконит-кварцевых песчаников с глинистым цементом. На западе значительно увеличивается количество песчаного материала, который рассеян в породах, либо образует линзы и прослои. Изредка встречаются гравийные и грубозернистые разности со стяжениями фосфоритов (восточный берег оз. Уелги).

В южной части свита подразделяется на три пачки: нижняя (12–22 м) сложена светло-серыми с буроватым оттенком глинистыми диатомитами; средняя (до 10 м) характеризуется одним или несколькими прослоями опок и трепелов; верхняя (8–18 м) образована светло-желтыми песчаными диатомитами. Опоки средней части разреза четко выделяются повышенной гамма-активностью по сравнению с подстилающими и перекрывающими диатомитами; удельное электрическое сопротивление их также более высокое [42]. На остальной территории свита делится на две пачки. Нижняя – серые и светло-серые диатомиты с редкими прослоями глинистых опок; иногда среди диатомитов встречаются прослои трепелов и глауконит-кварцевых песчаников с глинистым цементом. Верхняя пачка сложена зеленовато-серыми глинистыми диатомитами и диатомовыми глинами. Залегает стратон согласно на серовской свите, перекрывается согласно (часто с постепенным переходом) отложениями чеганской свиты и с размывом более молодыми образованиями. Мощность свиты меняется от 9 м на западе до 95 м на востоке. Время формирования (ипр–лютет) определяется по положению в разрезе и комплексу диатомовых: в нижней ее части *Coscinodiscus uralensis* Jous., *C. moelleri* Grun., *Hemiaulus mitra* Grun., в верхней пачке: *Coscinodiscus payeri* Grun., *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti, силикофлагеллаты: *Dictyocha rotundat*a var. *rotundat*a Jous., *D. fibul*a var. *fibul*a Ehr.

Саксаульская свита ($P_2^2 sk$) развита очень ограниченно в южной части Восточно-Уральской СФцЗ, на отдельных небольших участках. Представлена континентальными образованиями: серыми и белыми кварцитовидными «дырчатыми» песчаниками, песками с хорошоокатанными зёрнами кварца; встречаются редкие прослои гидрослюдисто-каолинитовых глин. Залегает свита несогласно на корах выветривания или палеозойских породах фундамента Западно-Сибирской платформы, перекрывается осадками неогена или квартера. Мощность стратона здесь 3–8 м. Возраст устанавливается на основании литологического сходства с фаунистически охарактеризованными отложениями смежных районов и (согласно Легенде Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3) принят позднелютетско-раннебартонским.

Чеганская свита ($P_2^{2-3} čg$) завершает разрез морских отложений на территории листа. Имеет сплошное распространение в пределах Приуральской СФцЗ и Тобольской СФцО, исключая северо-западную часть первой из них; вскрыта многими скважинами. Часто выходит на поверхность – в бортах долин рек Миасс и Тобол, в оврагах, по берегам крупных озер и на водоразделах. Представлена характерными желтовато-зеленоватыми листоватыми гидрослюдисто-бейделлитовыми глинами с нитевидными прослоями и линзами тонкозернистых слюдисто-кварцевых алевритов с примесью глауконита по слоистости. Иногда нижняя часть разреза сложена

песчанистыми глинами, содержащими прослои кварц-глауконитовых песков и песчаников с глинистым цементом, вероятно, «переходными» от песчаных диатомитов подстилающей ирбитской свиты, на которой этот стратон залегает согласно.

В южной части территории в верхах свиты глины нередко интенсивно обохрены, иногда содержат тонкие прослои железистых песчаников и кварцевых галечников. Повсеместно в глинах отмечаются стяжения сидерита, марказита, кристаллы гипса. Чеганская свита перекрывается с размывом континентальными отложениями куртамышской или наурзумской свит, реже – четвертичными образованиями. Мощность осадков – от 10 м на западе до 90 м на востоке. Возраст свиты охарактеризован фораминиферами зонального вида *Gaudryina* ex gr. *gracilis* Cushman and Laiming, спорово-пыльцевыми спектрами [42, 53] и принимается позднебартонским–приабонским.

ОЛИГОЦЕН

Куртамышская свита ($₽_3kr$) выделена А. П. Сиговым и В. С. Шубом в 1963 г. на р. Куртамыш. Имеет повсеместное распространение в Тобольской СФцО и Приуральской СФцЗ, кроме северо-западной части последней, а также речных долин и некоторых участков междуречий в обоих таксонах, где отложения свиты были уничтожены последующими денудационными процессами.

В Восточно-Уральской СФцЗ она развита очень ограниченно, преимущественно на востоке. Свита вскрыта многочисленными скважинами, часто выходит на поверхность. Формирование отложений происходило в континентальных и прибрежно-морских условиях. В разрезе выделяются два литолого-фациальных комплекса: верхний (преимущественно песчаный) и нижний (глинистый). Наибольшим распространением пользуются отложения верхнего комплекса; они представлены хорошо отсортированными белыми, светло-серыми, желтовато-серыми мелкозернистыми кварцевыми, реже слюдисто-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми песками и алевритовыми песками, которые покрывают большие пространства на водоразделах Зауралья. Пески обычно слабоглинистые, горизонтально- или волнистослоистые, реже косослоистые. Характерным их признаком являются тонкие и нитевидные пропластки естественного черного шлиха, подчеркивающие слоистость. Нередки маломощные прослои желтовато-серых и зеленовато-серых гидрослюдисто-каолинитовых алевритистых глин.

В западной части области распространения свиты большое значение имеют среднезернистые и разнозернистые пески с примесью гравия и гальки хорошей окатанности. Несколько меньшим развитием пользуются отложения нижнего фациального комплекса: шоколадно-коричневые, коричневато-серые тонкоплитчатые и массивные гидрослюдисто-каолинитовые глины, в различной степени песчанистые и алевритистые. Слоистость обусловлена тонкими (от долей миллиметра до нескольких сантиметров) прослоями кварцево-слюдистых песков и алевритов. Глины часто содержат обугленный растительный детрит, лигнитизированную древесину,

отпечатки листовой флоры. Иногда среди глин и песков наблюдаются маломощные прослои оолитовых железняков.

Характерной особенностью осадков куртамышской свиты является высокое содержание в тяжелой фракции химически устойчивых минералов (почти половину их составляет ильменит): в глинах – до 68%, в песках и алевритах – до 90%. Залегает свита с размывом, реже с постепенным переходом на породах чеганской свиты и несогласно на более древних образованиях. Перекрывается (также с размывом) журавской свитой на востоке, неогеновыми или плиоцен-четвертичными отложениями на остальной территории. Мощность куртамышской свиты – до 35 м. Возраст ее определен по положению в разрезе и спорово-пыльцевым комплексам [53] как олигоценовый, в объеме рюпельского и нижней части хаттского ярусов.

Журавская свита ($₱_3žr$) распространена в восточной части территории листа, на правобережье р. Тобол; вскрыта скважинами, выходит на поверхность в береговых уступах. Сложена чередующимися зеленовато-серыми и серыми каолинит-гидрослюдистыми глинами (часто алевритистыми) и глинистыми алевритами с прослоями мелкозернистых кварцевых, реже глауконит-кварцевых песков и песчаных алевритов. В породах наблюдается тонкая горизонтальная слоистость, обусловленная нитевидными пропластками алевритов. Встречаются прослои, насыщенные диатомовыми водорослями. Залегает это подразделение с размывом на отложениях куртамышской или чеганской свит. Перекрывается несогласно образованиями неогена, реже квартера. Мощность журавской свиты – до 20 м. Возраст устанавливается как позднехаттский по положению в разрезе, литологическому сходству с подобными фаунистически датированными образованиями на смежной территории (в соответствии с Легендой Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3).

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Представлена семью валидными подразделениями, охватывающими оба ее отдела.

МИОЦЕН

Абросимовская свита ($N_1^1 ab$) развита очень ограниченно в восточной части площади, на правобережье р. Тобол и (у северной рамки листа) на левом ее берегу. Вскрыта скважинами, изредка наблюдается в естественных обнажениях (в береговых уступах). Представлена светло-коричневыми глинами каолинит-гидрослюдистыми слоистыми и однородными, переслаивающимися с полевошпат-кварцевыми алевритами, включает прослои и линзы светло-серых кварцевых мелко- и среднезернистых песков с примесью гравийного материала; иногда наблюдается растительный детрит. Залегает с размывом на стратонах олигоцена и эоцена, перекрывается несогласно осадками светлинской свиты, реже четвертичными образованиями. Мощность свиты – до 30 м. Раннемиоценовый возраст подразделения принимается по положению в разрезе, литологическому

сходству с фаунистически охарактеризованными аналогичными образованиями в смежных районах и согласно Легенде Уральской серии Госгеолкарты-1000/3.

Наурзумская свита ($N_1^{1-2}nr$) выделена А. Л. Яншиным в 1953 г. в районе Наурзумского государственного заповедника в Тургайской впадине. Наиболее широко развита в Приуральской СФцЗ и Тобольской СФцО, занимая большие пространства на водоразделах южнее и юго-восточнее пос. Бродокалмак, севернее и северо-восточнее г. Троицк. На остальной территории распространена локально, в виде небольших полос и пятен. Вскрыта задирами, карьерами, часто выходит на поверхность. Сложена белыми и серыми гидрослюдисто-каолинитовыми глинами, в низах разнозернистыми горизонтально- и косослоистыми кварцевыми песками, часто глинистыми, с прослоями и линзами гравийных галечников, приуроченными к основанию разреза. В верхней части свиты белые глины нередко переходят в пестроцветные, содержат линзы и прослои железистых песчаников. В составе легкой фракции преобладает кварц (73–90 %), полевые шпаты составляют 4–12 %, мусковит – до 2 %, встречаются обломки кремнистых пород. В тяжелой фракции характерно доминирование химически устойчивых минералов (до 89 %): ильменита, ставролита, дистена, циркона, рутила, турмалина, хромшпинелидов. Свита залегает всюду с размывом, часто подчеркнутым базальным гравийно-галечным горизонтом. Мощность стратона – от 2 до 20 м. Возраст принят на основании литологического сходства с датированными (пресноводные моллюски, СПК) подобными же отложениями сопредельных листов и в соответствии с легендой Уральской серии Госгеолкарты-1000/3.

Бещеульская свита ($N_1^{1-2}bš$) выделена В. А. Николаевым в 1947 г. в Петропавловском Приишимье с названием по селу Бещеул; распространена локально, в крайней восточной части Тобольской СФцО, у рамки листа. Представлена песчано-алевритовыми глинами, слюдисто-кварцевыми алевритами и разнозернистыми кварцевыми, полевошпат-кварцевыми песками с прослоями гравийников в основании разреза. Характерным для всех литологических разновидностей является ожелезнение и наличие грубой слоистости. Залегает подразделение с размывом на осадках чеганской или журавской свит, мощность его – до 30 м. Возраст принят (по положению в разрезе и литологическому сходству со стратотипом) миоценовым.

Светлинская свита ($N_1^{2-3}sv$) выделена на восточном склоне Урала и в Зауралье в объеме бывшей аральской свиты. В качестве ее стратотипа приняты разрезы, описанные вблизи пос. Светлый на территории, подчиненной г. Пласт Челябинской области. Наиболее распространена в Тобольской СФцО, слагая водораздельные пространства бассейна р. Тобол; в меньшей степени – в Приуральской СФцЗ и весьма ограниченно, в виде мелких разрозненных пятен, в Восточно-Уральской зоне. Свита вскрыта дорожными выемками, задирами, карьерами, иногда выходит на поверхность. Представлена пестроцветными (охристо-желтыми, зеленовато-серыми, красно-бурыми, желто-серыми) плотными неслоистыми монтмориллонитовыми глинами с восковидным блеском, включающими крупные карбонатные конкреции, железистый бобовник, гнезда и желваки мелкокристаллического гипса. Глины в различной степени содержат песчаную

примесь; в них нередко наблюдаются прослои и линзы глинистых песков с гравием и галькой кварца и кремней. Стратон залегает с размывом на более древних подразделениях, иногда с постепенным переходом на отложениях наурзумской свиты. Мощность – до 35 м. Возраст светлинской свиты определяется её положением в разрезе, а также определениями органических остатков (пресноводные двустворки, позднемиоценовый парацератериевый комплекс позвоночных, ксероморфная флора).

Жиландинская свита ($N_1^3 \check{z}l$) выделена А. Л. Яншиным в 1953 г. в Тургайском прогибе на р. Жиланда. Наибольшим распространением пользуется на юго-западе листа, в пределах Восточно-Уральской СФцЗ, на остальной части этой зоны встречается в виде отдельных локальных «пятен» на склонах и понижениях рельефа. Описываемое подрааздение часто пространственно связано с нижележащей светлинской свитой, на которой залегает согласно. Представлено красно-бурыми, кирпично-красными плотными пластичными глинами, часто известковистыми и гипсоносными, с карбонатными конкрециями и железисто-марганцовистым бобовником, иногда с линзами песков в основании, включающими (редко) щебень и гальку кварца и кремней. Соотношения с более древними стратонами несогласные, с размывом. Мощность свиты – до 25 м. Органических остатков в ее отложениях на территории листа не обнаружено; на смежных площадях содержит позднемиоценовые позвоночные *Cervidae, Hipparion* и др.

ПЛИОЦЕН

Кустанайская свита (N_2ks) выделена А. П. Сиговым в 1954 г. в Южном Зауралье и Северном Тургае. Наибольшее распространение имеет в Западно-Сибирской СФцО, часто в виде небольших изолированных площадей, обнаруживающих связь с долинами современных рек; они располагаются гипсометрически выше четвертичных террас или приурочены к современным озерным ваннам. Представлена озерным и аллювиальным генетическими типами (фациями). Подразделение (как и все более молодые стратоны) показано на карте плиоцен-четвертичных образований.

Аллювий кустанайской свиты (aN_2ks) сложен в верхней части серыми, желтовато-серыми и бурыми (ржаво-бурыми) плотными песчанистыми глинами с прослоями и линзами песков, карбонатными стяжениями и обломками раковин. В нижней части залегают слоистые или косослоистые разнозернистые известковистые пески. В основании разреза иногда отмечается базальный горизонт, сложенный крупнозернистыми песками с примесью кварцевого гравия. Мощность аллювия – до 20 м.

Лимний кустанайской свиты (lN_2ks) выполняет древние озерные впадины, часто унаследованные современными озерами, и понижения палеорельефа на водоразделах. Представлен серыми, темно-серыми, зеленовато-серыми (с охристыми «разводами ожелезнения») алевритистыми глинами и алевритами, включающими железисто-марганцовистый бобовник и карбонатные стяжения. По данным литологического анализа озерных глин, пелитовая фракция выполнена гидрослюдой (до 75%) с примесью кальцита (до 20%) и каолинита. Песчаный материал в глинах и

песках представлен в основном кварцем и незначительно полевым шпатом. В составе тяжелой фракции преобладают неустойчивые к химическому выветриванию минералы: эпидот (до 60%), роговая обманка (до 20%), присутствует пироксен (до 3%). Постоянно встречаются лимонит и сидерит [42]. Мощность озерных отложений – до 15 м. Залегает свита несогласно на более древних образованиях, перекрывается лессовидными или делювиальными суглинками. Возраст охарактеризован остракодами, гастроподами и пелециподами [42, 53]; свита отвечает одноименному горизонту плиоцена.

Звериноголовская свита (aN_2zv) формирует эрозионно-аккумулятивную террасу р. Тобол. Стратотипом является разрез в районе пос. Звериноголовское в Курганской области. Стратон сохранился фрагментарно на правобережье р. Тобол, вскрыт карьерами, шурфами, скважинами и имеет естественные обнажения по правому берегу р. Зверинка. Относительная высота террасы 30–45 м, ширина – до 5 км. Представлена свита тремя литологическими пачками. Верхняя сложена разнозернистыми полимиктовыми темно-серыми песками с линзами алевритов и полимиктовых гравийных песков, часто с косой слоистостью; средняя – темно-серыми и зеленовато-серыми слюдистыми алевритами с горизонтальной и волнистой слоистостью, с тонкими прослоями светло-серых кварцевых алевритистых песков, а также зеленовато-серых песков с глиняными катышами и темно-серых каолинит-гидрослюдистых известковистых глин. По всему интервалу развиты известковые стяжения, друзы гипса, железисто-марганцовистые бобовинки. В нижней части залегают пески, преимущественно кварцевые с редким гравием и линзами синевато-серых гидрослюдистых глин. Все породы, кроме верхней пачки, неравномерно ожелезнены. По всему разрезу наблюдаются обломки раковин пресноводных моллюсков. По данным литологического анализа, в тяжелой фракции преобладают устойчивые к химическому выветриванию минералы. Палеогеографический коэффициент варьирует в пределах 0,94–2,40 [32], что позволяет предполагать значительный размыв и переотложение кластического материала из кор выветривания при формировании аллювия. Залегает описываемый стратон с размывом на глинах чеганской свиты, перекрывается делювиальными или лессовидными суглинками верхнего неоплейстоцена. Возраст обосновывается многочисленными находками микротериофауны, раковин пресноводных моллюсков, остракод, спорово-пыльцевыми комплексами [32]. На основании всех биостратиграфических данных, возраст звериноголовского аллювия – верхняя половина среднего плиоцена; по объему свита соответствует аккулаевскому горизонту.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

В пределах листа четвертичные отложения развиты практически повсеместно, представлены различными по генезису и возрасту образованиями. Характер их распределения и мощность зависят от рельефа и гипсометрического положения.

Л и м н и й (lE) относится к Тогузакско-Тавдинскому району, где развит очень ограниченно восточнее г. Троицк. Выполняет древние озерные ванны и представлен зеленовато-серыми гидрослюдистыми глинами (нередко мергелистыми) с линзами песков. Залегает с размывом на подразделениях неогена и палеогена, перекрывается лессовыми суглинками. Мощность – до 25 м. Глины содержат раковины пресноводных моллюсков и ассоциации остракод «кочковского типа» [8]. Предполагается, что эти отложения накапливались в течение всего эоплейстоцена.

У в е л ь с к а я с в и т а (aEI*uv*) формирует одноименную эрозионно-аккумулятивную надпойменную террасу преимущественно на меридиональных отрезках рек Миасс, Уй, Тобол (Западно-Сибирская СФО). Ее стратотип изучен в долине р. Увелька в Челябинской области. Свита в верхах разреза сложена коричневато-бурыми и бурыми глинистыми, сильно известковистыми горизонтально- и волнистослоистыми песками, ожелезненными по напластованию, с редким гравием и галькой опок; в нижней его части – серыми полевошпат-кварцевыми мелко- среднезернистыми косослоистыми песками с линзами и прослоями алевритистых глин. В основании наблюдается базальный гравийно-галечный горизонт. Граница между верхней и нижней пачками резкая эрозионная. По всему интервалу встречаются карбонатные и железисто-марганцовистые стяжения, раковины пресноводных моллюсков. Литолого-минералогический состав свиты характеризуется присутствием в легкой фракции зерен кварца, полевых шпатов, кремня и кальцита; в тяжелой фракции преобладают ильменит (до 34%), эпидот (до 30%) и роговая обманка (до 12%). Палеогеографический коэффициент – 1,3 [32]. Залегает стратон с размывом на отложениях звериноголовской свиты, перекрывается делювиальными суглинками зырянского надгоризонта. Мощность – до 5 м. Возраст аллювия определяется по находкам моллюсков увельского комплекса – *Borysthenia pronaticina* (L i n d h.), B*ithynia kirgisorum* (L i n d.), *Valvata borealis*, *V. klinencis* M i l. – основных для одноименного горизонта на Урале и низов кочковского горизонта Западной Сибири [32].

Ч у м л я к с к а я с в и т а (aEII*čm*), *аллювий переуглубленных палеодолин* (с фациями лимноаллювия). Распространена в Тогузакско-Тавдинском районе. Стратотип свиты изучен в Батуринском угольном карьере [32]. Она выполняет древние эрозионные ложбины и озерные ванны, не выраженные в современном рельефе. В разрезе свиты выделяются две фации: аллювиальная базальная песчано-гравийная и озерная глинистая. Первая представлена светло-серыми преимущественно кварцевыми разнозернистыми песками косо- и волнистослоистостыми с гравием и галькой кварца, кремня; вверх по разрезу она сменяется озерной фацией, сложенной темно-серыми до черных каолинит-гидрослюдистыми иловатыми глинами с погребенной лугово-степной почвой черноземного типа в кровле. В верхних и нижних частях разреза развиты криогенные клинья. По всему интервалу наблюдаются карбонатные стяжения, обломки и раковины пресноводных моллюсков, а в верхах свиты – и остатки костей мелких млекопитающих.

Легкая фракция базальных песков и глин близка по составу и представлена кварцем (69%), альбитизированным полевым шпатом (25–28%), среди которого иногда устанавливается олигоклаз (2–4%). В тяжелой фракции песков преобладают ильменит (23–37%), лейкоксен (31–37%), циркон, рутил, сфен. Из неустойчивых минералов наблюдаются эпидот (7–8%), роговая обманка (6–9%), актинолит (2–3%). Палеогеографический коэффициент (3,0) близок к таковому для континентальных отложений наурзумской свиты миоцена. Вероятно, базальные фации сформировались за счет размыва песков названного стратона, имеющих широкое распространение в Зауралье.

В тяжелой фракции глин доминируют роговая обманка, актинолит, эпидот и цоизит; палеогеографический коэффициент (0,28) характерен для плейстоценовых отложений [32]. Залегает подразделение с размывом на диатомитах ирбитской свиты. Из глин были определены ископаемые остатки микротериофауны: *Sorex* sp., *Sicista* sp., *Cricetulus* sp., *Villanyia* sp., *Mimomys pliocaenicus* Maj., *Allophajomys pliocaenicus* Kormos. Моллюски и остракоды представлены транзитными видами. Спорово-пыльцевые спектры лесостепного типа с холодолюбивыми *Betula nana* L., *B. humilis* Schr., *Alnaster* [32]. Породы чумлякской свиты имеют обратную полярность, сопоставимую с палеомагнитной эпохой Матуяма. В нижней ее части отмечается интервал с прямой полярностью (Чумлякский экскурс), возможно, соответствующий эпизоду Кобб-Маунтин – 1,2 млн лет [32]. На основании приведенных данных, чумлякская свита отвечает средней части кочковского горизонта (на Урале – одноименному горизонту раннего эоплейстоцена).

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН–НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, НИЖНЕЕ ЗВЕНО

Делювий (dE–I) развит локально в западной части листа (в пределах Миасско-Уйского района). Распространен в понижениях, часто заболоченных, и у подножий склонов речных долин. Представлен красновато-коричневатыми глинами, включающими линзы песков с галькой и щебнем местных пород и содержащими железисто-марганцовистые бобовины. Залегает с размывом на отложениях миоцена, перекрывается делювиальными суглинками и глинами кундравинской свиты или североуральского надгоризонта. Мощность подразделения – до 30 м. В отложениях выделен богатый комплекс остракод (Иванов, Батанин, 1965), на основании которого возраст принят эоплейстоцен-ранненеоплейстоценовым.

Сарыкульская свита (aE–I*sk*), *аллювий «мертвых» речных долин* (с фациями лимноаллювия). Выделена В. В. Стефановским в 1993 г., ее стратотип изучен в Батуринском угольном карьере. В низах (базальная фация) свита сложена серыми разнозернистыми полевошпат-кварцевыми песками с гравием, редкой галькой кварца, кремня и известковыми стяжениями. В средней части наблюдается тонкое переслаивание темно-серых известковистых каолинит-гидрослюдистых глин, серых алевритов и светло-серых мелкозернистых кварцевых песков. Во всех разновидностях присутствуют гравий кварца, редкие железисто-марганцовистые бобовинки,

пятна ожелезнения и обломки раковин моллюсков. Завершается разрез погребенной черноземной почвой с мелкими клиньями усыхания. В легкой фракции преобладает кварц (56–59%), присутствуют калиевые полевые шпаты (до 26%), кальцит (до 5%). В тяжелой фракции превалируют роговая обманка, эпидот, цоизит. Палеогеографический коэффициент невысокий (0,08–0,18), что характерно для неоплейстоцена [32]. Стратон с размывом залегает на ирбитских диатомитах или осадках чумлякской свиты. Мощность подразделения – от 3 до 7 м.

В нижней и средней частях свиты определены многочисленные остатки ископаемых грызунов: *Desmana* sp., *Ochotona* sp., *Trogontherium* sp., *Sicista* sp., *Cricetus* ex gr. *cricetus* L., *Prosiphneus* sp., *Clethrionomys* ex gr. *socolovi* Т о р. Эта фауна лесостепного типа, сопоставимая с таманским комплексом Восточной Европы. Спорово-пыльцевые спектры степные (марево-полынные ценозы) установлены в нижней и средней пачках свиты. Низы средней пачки и базальные пески имеют обратную полярность, сопоставляемую с эпохой Матуяма. В первой при этом отмечен интервал с прямой полярностью, соответствующий палеомагнитному эпизоду Харамильо (0,99 млн лет). С верхов средней пачки отложения имеют прямую полярность, отвечающую эпохе Брюнес [32]. Приведенные данные позволяют датировать сарыкульскую свиту окончанием эоплейстоцена–ранним неоплейстоценом; она может быть сопоставлена с сарыкульским и миасским горизонтами Уральской СФцЗ. Первый из них ранее также относился к нижнему неоплейстоцену (Унифицированные схемы Урала, 1995 г.). В 2000 г. (Дополнения к стратиграфическому кодексу) граница эоплейстоцена и нижнего неоплейстоцена была зафиксирована на рубеже эпох Матуяма–Брюнес, а в 2007 г. МСК закрепил ее в новой ОСШ квартера.

Нижний неоплейстоцен

С у е р с к и й а л л ю в и й (a I *sr*) формирует высокую эрозионно-аккумулятивную террасу р. Тобол и прослеживается на меридиональном участке левобережья этой реки; относится к Тоболо-Ишимскому району Западно-Сибирской СФцО. Аллювий сложен светло-серыми разнозернистыми косослоистыми полевошпат-кварцевыми песками с примесью гравийного материала в нижней части (русловая фация), с тонкими прослоями алевритов и глин (с параллельно-волнистой слоистостью) в верхах (пойменная фация). Стратоген залегает с размывом на породах олигоцена, реже эоцена; перекрывается делювиальными суглинками. Мощность аллювия – до 15 м. Возраст устанавливается по положению в разрезе и литологическому сходству с аналогичными образованиями, охарактеризованными флористически на смежной территории. Объем таксона отвечает большей, нижней части талагайкинского горизонта (на Урале этот интервал охватывается миасским и тыньинским горизонтами).

Батуринская свита выделяется в Южно-Горноуральском и Миасско-Уйском районах Уральской СФцЗ, а также в Западно-Сибирской области. Стратотип изучен В. В. Стефановским в Батуринском угольном карьере [32]. Свита представлена двумя генетическими типами.

Аллювий батуринской свиты (с фациями лимноаллювия) (aI*bt*) выполняет погребенные палеодолины на междуречьях; они обычно не выражены в современном рельефе, имеют субмеридиональное простирание и нередко наследуются малыми притоками рек. Наибольшим распространением данные фации пользуются в северо-восточной части Миасско-Уйского района (междуречье Миасс–Теча–Караболка) и в Западно-Сибирской СФцО. Аллювий сложен преимущественно кварцевыми гравийными песками (в нижней части разреза), темно-серыми алевритами и зеленовато-серыми глинами в верхней. Залегает с размывом на морских осадках палеогена, перекрывается более молодыми озерными отложениями или лессовидными суглинками; мощность его 5–10 м.

В северо-западной части площади (Южно-Горноуральский район), к западу от Вишневых Гор наблюдается несколько иной разрез. Здесь аллювий залегает в широкой межгорной долине, хорошо выраженной в рельефе. Представлен желтовато-серыми разнозернистыми, часто глинистыми песками с галькой (а в основании с редкими линзами крупнозернистых песков, гравийников и галечников с единичными валунами), а также бурыми, желтовато-бурыми песчанистыми глинами с разноокатанными обломками и галькой. Подстилается корами выветривания или породами палеозоя, перекрывается песчано-глинистыми образованиями более молодого возраста. Мощность аллювия батуринской свиты – до 12 м.

В западной части Тогузакско-Тавдинского района (Батуринский, Коркинский карьеры и район оз. Селезян) в его строении наблюдаются фации лимноаллювия. В разрезе участвуют три литологические пачки. Базальный слой сложен полевошпат-кварцевыми песками с полимиктовым гравием. Средняя пачка представлена тонким переслаиванием светло-серых кварцевых песков, темно-серых и черных супесей и зеленовато-серых гидрослюдистых глин, мощность слоев 0,5–7 см; во всему интервалу наблюдаются редкий гравий и галька кварца, карбонатные стяжения, обломки и целые раковины пресноводных моллюсков. Завершают разрез массивные зеленовато-серые известковистые гидрослюдистые и каолинит-гидрослюдистые глины, участками песчаные, под которыми фрагментарно установлена погребенная почва лугового («батуринского») типа. Нижняя граница глин осложнена мелкими криогенными клиньями. Отложения со слабым размывом залегают на сарыкульской погребенной почве или породах ирбитской свиты; мощность их – до 10 м. В Коркинском карьере подразделение представлено преимущественно глинами: каолинит-гидрослюдистыми и гидрослюдистыми известковистыми зеленовато-серыми, буровато-коричневатыми, грязно-зелеными с линзами и прослоями мелкозернистых и неравномернозернистых песков [32]. В этом разрезе определены остатки крупных и мелких млекопитающих тираспольского комплекса. Фауна пресноводных моллюсков представлена ассоциацией неоплейстоценовых видов умеренных широт. Спорово-пыльцевые спектры – смешанного и лесостепного типов с господством пыльцы ксерофитов; среди древесных определена пыльца березы, ольхи и сосен. Породы имеют прямую намагниченность, сопоставляемую с палеомагнитной эпохой Брюнес. В средней части разреза отмечается незначительный интервал с

обратной полярностью («Батуринский экскурс»), который параллелизуется с экскурсом «Биг Лост» (580 тыс. лет) [32]. На основании магнито- и биостратиграфических данных, отложения батуринской свиты отнесены к нижнему неоплейстоцену (одноименный горизонт на Урале, верхи талагайкинского горизонта в Западной Сибири).

Лимний батуринской свиты (l*Ibt*) выделяется только в Западно-Сибирской области, где выполняет древние озерные ванны и понижения палеорельефа. Представлен зеленовато-серыми и буровато-серыми известковистыми гидрослюдистыми или каолинит-гидрослюдистыми глинами с прослоями пылеватых кварц-полевошпатовых алевритистых песков и алевритов. Глины однородные или тонкослоистые, нередко встречаются растительные остатки и обломки раковин пресноводных моллюсков. Подразделение коррелируется с аллювиальными фациями в тех же элементах районирования, залегает на осадках палеогена или неогена, перекрывается более молодыми озерными образованиями или лессовидными суглинками. Мощность – до 10 м.

Аллювий чернореченской свиты (a*Ičr*). Стратотипом является разрез в долине р. Черная в Чесменском районе Челябинской области [32]. Свита относится к Верхнетобольско-Аятскому району Уральской СФцЗ. Залегает в переуглубленных речных долинах, пересечена скважинами в бассейнах рек Черная, Верхний Тогузак, в верховьях рек Уй, Санарка, Кабанка, Увелька. Сложена полимиктовыми гравийными песками с линзами темно-серых известковистых глин с растительными остатками и обломками раковин пресноводных моллюсков. В тяжелой фракции пород преобладают химически неустойчивые минералы, что свойственно осадкам неоплейстоцена. Палеогеографический коэффициент – 0,18, обычно характеризующий неоплейстоценовые осадки. Стратон залегает с размывом на палеозойских породах, перекрывается более молодыми образованиями. Мощность – от 5 до 15 м. Комплекс пресноводных моллюсков (по заключению Л. И. Крыловой) отличается присутствием термофильных видов *Transversalis caperata* (Mart.), *Valvata sibirica* (Midd.), а также относительно редко встречаемых форм *Valvata (Cincinna)* sp., *Acroloxus lacustre* (L.), *Euglesa henslovana* (Shepp.) и тем самым вполне отвечает раннему неоплейстоцену. В ассоциации остракод наряду с транзитными формами участвуют древние кочковские виды *Ilyocypris manasensis* Mand., *Limnocythere sharapovae* Schw. Спорово-пыльцевые комплексы реконструируют лесные хвойные (сосново-еловые) массивы. Радиоизотопный возраст пород свиты по аутигенному урану составляет 400–500 тыс. лет (данные Г. А. Шагалова) [32]. На основании приведенных сведений, возраст чернореченской свиты отвечает заключительным фазам кундравинского времени; объем стратона – в пределах одноименного горизонта.

Черноскутовский аллювий (a^{č}I) формирует эрозионно-аккумулятивную террасу на широтных участках рек Теча и Миасс в пределах Тогузакско-Тавдинского района Западно-Сибирской СФцО. Представлен двумя пачками: нижняя сложена косослоистыми полимиктовыми гравийными песками с прослоями зеленовато-серых и темно-серых алевритистых

каолинит-гидрослюдистых глин; верхняя выполнена горизонтально- и волнистослоистыми разнозернистыми полимиктовыми песками с редкими валунами палеозойских пород. Подразделение залегает с размывом на породах эоцена, перекрывается делювиальными суглинками; мощность его – до 15 м. Ранненеоплейстоценовый возраст устанавливается по находкам микротериофауны тираспольского типа в карьерах Мирный и Степной на правом берегу р. Миасс; объем стратона отвечает чернореченскому и карпийскому горизонтам.

Делювий кундравинской свиты (dI*kn*). В этих фациях стратон развит ограниченно в южной части Верхнетобольско-Аятского района, а также в верховьях р. Увелька (Миасско-Уйский район). Свита выделена В. В. Стефановским в 1990 г., ее стратотип изучен у пос. Кундравинский [32]. Залегает делювий в эрозионно-структурных депрессиях, в понижениях палеорельефа, в древних меридиональных логах. Представлен коричневыми, буровато-коричневыми плотными песчаными глинами (с редкой галькой кварца и кремней), включающими линзы бурых песков, железисто-марганцовистый бобовник и известковые стяжения. Перекрывает глины эоплейстоцена или же коры выветривания и породы субстрата; на нем залегают делювиальные суглинки североуральского надгоризонта. Мощность свиты – до 40 м. Возраст ее устанавливается по определениям спорово-пыльцевых спектров и остракод [32], ассоциации которых характерны для перигляциальных условий ранненеоплейстоценовых похолоданий. По биостратиграфическим данным и положению в разрезе, кундравинская свита полностью отвечает одноименному надгоризонту.

Средний неоплейстоцен

Аллювий уфимской террасы (a^{u}II) слагает IV надпойменный уровень. Эрозионно-аккумулятивная терраса плохо выражена в современном рельефе; развита локально в бассейнах рек Миасс, Увелька, Уй и др. Абсолютные отметки ее поверхности составляют 180–185 м, ширина – от первых сотен метров до 4 км. В Миасско-Уйском районе, на правобережье р. Миасс она сложена желтовато- и серовато-бурыми глинистыми песками с галькой и гравием кварца, кремней, с прослоями гравийников; мощность – до 20 м. В равнинном Зауралье (Тогузакско-Тавдинский район) поверхность террасы, представленной здесь русловой фацией, значительно шире, чем на западе. В верхней части она выполнена желтыми и желто-бурыми, мелко- среднезернистыми полимиктовыми песками (часто глинистыми) горизонтальнослоистыми (тонкие прослои крупнозернистых песков) с пятнами мучнистого карбоната.

В нижней части пески мелкогравийные косослоистые с пропластками зеленовато-серых глин, часто обохренных, и удлиненными линзами гравийников и галечников полимиктового состава. В основании иногда встречаются валуны преимущественно жильного кварца. Скважинами, пробуренными у тылового шва террасы на левом берегу р. Миасс у пос. Окунево, вскрыты старичные фации, представленные темно-серыми иловатыми

алевритистыми гидрослюдистыми глинами, нередко известковистыми, с гнездами песка и обломками раковин моллюсков, а также пылеватыми песками; мощность – до 20 м. Аллювий залегает с несогласием на дочетвертичных породах, сам в значительной степени размыт и представлен в основном корнями русловой фации, перекрывается делювием североуральского (или зырянского) надгоризонтов. Возраст определяют находки ископаемой фауны крупных млекопитающих хазарского комплекса: зуба *Mammuthus primigenius* (ранний тип), а также сходного с «черноярской формой» трогонтериевого слона *Mammuthus chosaricus* (определение Л. И. Алексеевой). Палинологический комплекс лесного типа с термофильными породами отвечает фазам межледниковий и соответствует сылвицкому оптимуму. На этом основании время накопления террасы принято средненеоплейстоценовым (сылвицко-вильгортовским).

Аллювий исетской террасы ($a^{i}II$) формирует третий надпойменный эрозионно-аккумулятивный уровень в Миасско-Уйском и Тогузакско-Тавдинском районах. Терраса широко развита в долинах крупных рек, высота ее поверхности варьирует от 12–15 м в верховьях водотоков, увеличиваясь до 20–30 м вниз по течению; ширина меняется от первых сотен метров до 2 км. В зоне пенеплена аллювий сложен плотными суглинками, супесями, крупнозернистыми песками (часто глинистыми) с примесью гравия и гальки кварца, кремней и редкими валунами; наблюдаются прослои песчаных глин, а в основании – песчаных галечников. Палеогеографический коэффициент – 0,1–0,3, что указывает на доминирующий привнос кластического материала. На равнинном Зауралье аллювий представлен разнозернистыми полевошпат-кварцевыми песками с гравием и галькой кварца, кремней, опок, которые вверх по разрезу сменяются алевритистыми глинами. Залегает подразделение с размывом на дочетвертичных образованиях, перекрывается делювием североуральского (зырянского) надгоризонтов; мощность – до 20 м. В Миасско-Уйском районе исетский аллювий содержит остатки позвоночных *Cervus* sp., *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta* cf. *antiquitatis* и берцовой кости крупного быка *Bison* sp. (Юрецкий, 1982). По данным В. В. Стефановского [32], в этом же таксоне на территории листа содержатся остатки млекопитающих ранней стадии мамонтового комплекса, а также фауна пресноводных моллюсков и остракод, на основании которых объем его соответствует ницинскому и леплинскому горизонтам.

Лессопалюстрий и лимний сузгунской толщи (Lpl, lIIsz) относится к Тоболо-Ишимскому району Западно-Сибирской СФцО. Имеет очень ограниченное распространение в долине р. Тобол (в северо-восточной части территории листа) и представлен однообразными серыми алевритами с прослоями песков и глин, олессованных в верхней части разреза. Толща залегает с размывом на более древних образованиях; мощность ее – до 7 м. Биостратиграфически подразделение не изучено. По положению в разрезе и литологическому сходству с аналогичными отложениями на смежной территории стратон относится к бахтинскому надгоризонту среднего неоплейстоцена. Сузгунская толща синхронна уйско-убоганской свите более западных районов Западной Сибири.

Лимноаллювий уйско-убоганской свиты (laIII*uu*) развит в западной части Тогузакско-Тавдинского и в Тоболо-Ишимском районах. В первом из них он распространен на междуречьях, выполняя меридиональные ложбины и понижения палеорельефа, и имеет фациальные переходы с уйско-убоганским лимнием (см. ниже). Свита сложена песками с гравием, а также переслаивающимися алевритами и глинами серого или буровато-серого цвета. Залегает с размывом на более древних четвертичных или дочетвертичных образованиях, перекрывается более молодыми озерными осадками или лессовидными суглинками. В Тоболо-Ишимском районе свита широко распространена в низовьях р. Уй и на р. Тобол, выполняет крупную меридиональную ложбину и приурочена в основном к левому борту долин этих рек.

На широте г. Курган она пересечена серией скважин. Здесь разрез преимущественно глинистый и представлен известковистыми суглинками, а также зеленовато-серыми, темно-серыми песчаными и алевритистыми гидрослюдистыми глинами с известковистой составляющей. В верхней части разреза глины содержат гнезда мелкозернистых кварцевых песков, в низах они тонкослоистые, с линзами и прослоями серых алевритов. Залегают эти фации с размывом на породах палеогена, перекрываются делювием зырянского надгоризонта. Мощность – до 36 м. По данным литологического анализа, в пелитовой фракции преобладает каолинит (до 87%). Легкая фракция состоит из кварца (до 63%), полевых шпатов (до 55%), в верхах разреза повышается роль кальцита (до 16%). В тяжелой фракции преобладают эпидот, цоизит, роговая обманка; из устойчивых минералов присутствуют ильменит, лейкоксен, циркон, рутил; из аутигенных – лимонит, пирит, сидерит [32]. Бахтинский возраст свиты в отложениях долины р. Тобол определен по характерному комплексу остракод и палинологическим спектрам ксерофитных марево-полынных степей [32].

Лимний уйско-убоганской свиты (lIII*uu*) выполняет древние озерные ванны и понижения палеорельефа в междуречьях Зауралья, локально – на востоке Уральской СФцЗ. В этих фациях свита сложена плотными зеленовато-серыми, голубовато-серыми известковистыми алевритистыми глинами гидрослюдистого состава с линзами и прослоями кварцевых мелкозернистых песков, с обломками раковин тонкостенных моллюсков. В основании часто наблюдаются разнозернистые пески с редким гравием кварца. В легкой фракции преобладает кварц (до 80%); в тяжелой основную часть составляют химически неустойчивые минералы (до 76%): эпидот и цоизит, роговая обманка, пироксен; устойчивые представлены ильменитом, лейкоксеном, цирконом и рутилом. Палеогеографический коэффициент (0,12–0,37) свойственен отложениям, формирование которых происходило за счет размыва подстилающих пород (в данном случае – песчаных толщ олигоцена) [32]. Залегает стратон без видимого перерыва на отложениях батуринской свиты и с размывом на более древних образованиях; мощность – до 15 м. Возраст охарактеризован остракодами уйско-убоганского комплекса и спорово-пыльцевыми спектрами степного типа (марево-полынные фитоценозы) как североуральский (бахтинский), отвечающий по времени большей, верхней части среднего неоплейстоцена.

Лимноаллювий и аллювий среднеуральского надгоризонта (la,aII**sr**) распространен на пенеплене в Верхнетобольско-Аятском и Миасско-Уйском районах Уральской СФцЗ (в Архангельской и Редутовской депрессиях, а также на крайнем западе Зауральской равнины). Полосы и изометричные «пятна» отложений уверенно дешифрируются на аэрофотоснимках. На востоке эти образования часто приурочены к остаточным озерным котловинам и представлены слоистыми глинами и суглинками (с маломощными линзами и прослоями глинистых песков) мощностью до 5 м. На правобережье р. Черная они сложены зеленовато-серыми, участками пестроцветными, гидрослюдисто-монтмориллонитовыми глинами с линзами глинистых песков, которые А. Г. Баранников и И. З. Шуб датировали средним неоплейстоценом. В южной части области своего развития выполнены буровато-серыми и бежевыми глинистыми песками и песчанистыми глинами. В целом восточные разрезы более глинистые; максимальная мощность подразделения достигает 7 м. Отложения отнесены к среднеуральскому надгоризонту достаточно условно, так как фаунистически они не охарактеризованы, породы разнообразны по составу и содержат неоднозначные спорово-пыльцевые комплексы [95]. Во многих случаях осадки визуально сходны как с более древними (вплоть до куртамышской свиты), так и с более молодыми комплексами. Перекрыто описываемое подразделение делювиальными суглинками североуральского надгоризонта.

Делювий среднеуральского надгоризонта (dII**sr**) развит локально в Южно-Горноуральском районе, в понижениях склона долины р. Уфалейка. Он сложен бурыми и коричнево-бурыми суглинками, глинами с примесью песка, включающими мелкую щебенку подстилающих пород, а также гравий кварца и кремней. Палеогеографический коэффициент – 0,25–0,3. Отложения залегают на глинах кундравинской свиты, перекрываются делювием североуральского надгоризонта; их мощность – до 3 м. Из них были определены комплексы остракод: *Ilyocypris bella* Sharapova, *Candoniella schubinae* Mand., *Limnocythere* cf. *grinfeldi* Liepin, *Candoniella subellipsoida* (Sharapova), *Limnocythere* sp. и спорово-пыльцевые спектры [85], на основании которых и по положению в разрезе образования датированы средним неоплейстоценом и отнесены к среднеуральскому надгоризонту.

Аллювий среднего неоплейстоцена (aII) широко распространен в долинах рек в Уральской СФцЗ и (у северной рамки листа) в Тогузакско-Тавдинском районе. В связи с невозможностью показать отдельно в масштабе карты комплексы уфимской и исетской эрозионно-аккумулятивных надпойменных террас они объединены в единый таксон. Аллювий представлен разнозернистыми полимиктовыми гравийными песками, часто глинистыми, с примесью галек кварца; они включают прослои песчаных глин и полимиктовых галечников в основании разреза. Залегает аллювий либо на корах выветривания, либо на коренных породах; мощность – до 5 м. Возраст принимается как средний неоплейстоцен по положению в разрезе и согласно легенде Уральской серии Госгеолкарты-1000/3.

Средний–верхний неоплейстоцен

Элювий (eII–III) распространен на денудационных поверхностях междуречий Уральского кряжа, Зауральского пенеплена и Западно-Сибирской равнины; приурочен обычно к вершинам холмов и возвышенностей вблизи выходов дочетвертичных образований. Представляет собой сильно разрушенный коренной субстрат, измененный до глинистого состояния и вмещающий щебень и дресву выветрелых нижележащих пород; нижняя граница нерезкая. В верхних частях склонов элювий замещается нерасчлененными элювиальными и делювиальными отложениями. Вещественный состав элювия очень разнообразен и тесно связан с литологией подстилающих пород; мощность – до 3,5 м.

Элювий и делювий (e,dII–III) как нерасчленяемые в масштабе карты образования широко распространены во всех элементах районирования: на выположенных вершинах гряд и холмов в увалистой полосе, пологих склонах междуречий Зауральского пенеплена и Западно-Сибирской равнины. Представлены бурыми и коричневато-бурыми глинами и суглинками со щебнем, а также дресвяными песками и дресвяниками со щебнем, содержание которого увеличивается к низам разреза. Вниз по склону это подразделение фациально замещается одновозрастным делювием или отложениями только верхнего неоплейстоцена. Налегают образования со стратиграфическим перерывом на любые нижележащие породы; мощность их – до 5 м.

Делювий (dII–III) выделяется в Верхнетобольско-Аятском и Миасско-Уйском районах в понижениях палеорельефа. Представлен песчаными глинами и суглинками с редким щебнем выветрелых подстилающих пород, с гравием кварца и кремней. Он имеет четкий контакт с нижележащими отложениями различного генезиса и возраста; нижняя граница часто сопровождается карбонатизацией. Мощность этого делювия не более 5 м. Делювиальные отложения не имеют ископаемых остатков. По положению в разрезе и геоморфологической позиции, а также в соответствии с Легендой Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3, они отнесены к среднему–верхнему неоплейстоцену.

Верхний неоплейстоцен

Десерпций полярноуральского горизонта (drIII**pu**) развит в Южно-Горноуральском районе, покрывает склоны хребтов. Представлен гравитационно перемещенными глыбами, щебнем местных пород, редко валунами, сцементированными бурыми песчаными глинами. Содержание крупнообломочного материала – 50–80 %. Образования подстилаются коренными докайнозойскими породами; мощность их – до 5 м. По положению в разрезе и в соответствии с легендой Уральской серии Госгеолкарты-1000/3 возраст десерпция принят поздненеоплейстоценовым; по объему он отвечает полярноуральскому горизонту.

Аллювий камышловской террасы (a^kIII) распространен в Миасско-Уйском районе Западно-Сибирской СФцО. Широко развит в

крупных речных долинах и формирует II надпойменную аккумулятивную террасу, хорошо выраженную в рельефе, с относительной высотой поверхности от 6–8 м в верхнем течении рек до 15–25 м внизу. Строение террасы двучленное: нижняя часть сложена русловыми и пойменными фациями: мелко- и среднезернистыми слоистыми и косослоистыми, преимущественно кварцевыми, песками с прослоями крупнозернистых песков, включающих в основании гравийно-галечный материал; верхняя представлена суглинками и супесями. Общая мощность аллювия – до 20 м. В легкой фракции песков преобладает кварц (72%). В тяжелой три четверти объема составляют химически неустойчивые минералы: эпидот и цоизит (45%), роговая обманка (24%), пироксен (5,6%). В аллювии найдены крупные млекопитающие шкурлатовского и верхнепалеолитического комплексов, многочисленная фауна мелких млекопитающих, моллюсков, остракод и спорово-пыльцевые комплексы, позволяющие относить отложения камышловской террасы к стрелецкому и ханмейскому горизонтам верхнего неоплейстоцена [32].

Аллювий режевской террасы (a^{r}III) выделяется в тех же районах, что и вышеописанное подразделение. Формирует I надпойменный террасовый уровень в долинах рек и их крупных притоков. Терраса является аккумулятивной с ровной поверхностью и относительной высотой от 2 до 7 м. В долине р. Тобол аллювий сложен желтовато-серыми разнозернистыми алевритовыми полевошпат-кварцевыми песками (с редким гравием кварца), которые включают тонкие прослои синевато-серых алевритистых глин. В долине р. Уй эти отложения сохранились либо в бортовых ее частях, где причленены к камышловской террасе, либо в виде «реликтовых островов» среди размывающих ее более молодых пойменных комплексов [42]. В видимой части разреза режевская терраса сложена пойменной и старичной фациями: алевритистыми песками и глинами с прослоями ожелезненных песков, а также погребенными почвами и илами. В основании иногда наблюдаются галечники, принадлежащие к верхней части русловой фации. Мощность подразделения – до 6 м. Для осадков характерна темная окраска – от серой до черной. По стратиграфическому и геоморфологическому положению, возраст аллювия принят позднеоплейстоценовым (подразделение отвечает невьянскому и полярноуральскому горизонтам).

Лессоиды зырянского надгоризонта (LIII**zr**) перекрывают почти все более древние образования на междуречьях в Западно-Сибирской СФцО. Они представлены бурыми, буровато-коричневыми макропористыми известковистыми суглинками и супесями лессовидного облика с вертикальной столбчатой отдельностью. Контакт с подстилающими породами постепенный или резкий, причудливо-клиновидный, осложненный криогенезом. По гранулометрическому составу преобладают пылеватые частицы кварцевого и полевошпатового состава (60%), многочисленны и чешуйки гидрослюд (30%). В тяжелой фракции доминируют эпидот и цоизит (24–26%), роговая обманка (34–40%), встречаются пироксены (2–4%) [7]. Залегают лессоиды на более древних образованиях; имеют фациальные переходы с верхней частью нерасчлененных элювиальных и делювиальных образований среднего–верхнего неоплейстоцена, а также с

субсинхронным делювием склонов; мощность – от 2 до 5 м. В покровных суглинках, вскрытых на Коркинском углеразрезе, В. В. Стефановским найдены остатки костей, зуб и бивень мамонта карликовой формы (определение Л. И. Алексеевой). Возраст вмещающих пород отвечает зырянскому времени позднего неоплейстоцена.

Коллювий и делювий североуральского надгоризонта (c,dIII**sv**) развиты в привершинной и средней частях высоких крутых склонов гор и в крутых бортах речных долин Южно-Горноуральского района. Подразделение представлено суглинками и глинами со щебнем и мелкими глыбами местных пород. Данные образования связаны переходами в верхней части с полярноуральским десерпцием, в нижней – с делювием североуральского горизонта; подстилаются коренными докайнозойскими породами. Мощность – до 10 м, в межгорных понижениях (редко) – до 20 м.

Делювий североуральского надгоризонта (dIII**sv**) имеет широкое распространение в Уральской СФцЗ, покрывает подножия гор и хребтов, склоны холмов и речных долин. Он представлен коричневыми, бурыми глинами и суглинками с выветрелым щебнем подстилающих пород и редким гравием. Для горной области характерно значительное количество щебня и дресвы. Особенность образований – наличие карбонатных конкреций, иногда карбонатизацией охвачена вся масса пород. Мощность отложений – до 6 м. Делювий с размывом залегает на более древних стратонах. Южнее дер. Айбатова обнаружены спорово-пыльцевые спектры, включающие *Artemisia* sp., *Chenopodiaceae,* единичные зерна березы, сосны, ели, а из спор – папоротники и сфагновые мхи (В. В. Караганов, 1985), характерные для холодных интервалов позднего неоплейстоцена. На основании этих данных и фациального сочленения делювия с фаунистически охарактеризованным аллювием, возраст подразделения – поздний неоплейстоцен.

Делювий зырянского надгоризонта (dIII**zr**) развит на склонах речных долин и покрывает аллювии высоких эрозионно-аккумулятивных террас в Западно-Сибирской СФцО. Представлен бурыми, коричневато-бурыми суглинками, супесями и глинами, часто макропористыми, с известковистыми «журавчиками», с редкой галькой кварца и мелким щебнем коренных пород. В естественных обнажениях иногда наблюдаются слоистость, параллельная склону, криогенные текстуры. Подразделение залегает на породах палеогена и древнем аллювии плейстоцена; мощность его – от 2 до 6 м. Возраст устанавливается по наличию криогенных текстур и по сочленению с аллювием поздненеоплейстоценовых террас.

Аллювий верхнего неоплейстоцена (aIII) распространен в Уральской СФцЗ и в Тогузакско-Тавдинском районе Западно-Сибирской СФцО; объединяет комплексы камышловской и режевской аккумулятивных террас. Ранее эти отложения нередко описывались как камышловские, однако отдельные песчаные разрезы могут быть сопоставлены с режевским аллювием. Трудности возникают при геоморфологическом выделении террасовых уровней и отсутствии биостратиграфических критериев

расчленения их по возрасту. Данный аллювий показан преимущественно в верхних и средних течениях рек и по их притокам. Представлен полимиктовыми гравийными песками, алевритами (с прослоями глин), суглинками, супесями; мощность его – до 15 м.

Лимний кумлякской свиты (lIII*km*) выполняет древние озерные ванны и понижения палеорельефа, слабо выраженные в современной морфоструктуре; имеет распространение на востоке Миасско-Уйского района и в Западно-Сибирской СФО. Стратотипический разрез изучен в угольном карьере Южный недалеко от оз. Кумляк [32]. Отложения представлены горизонтальнослоистыми алевритистыми каолинит-гидрослюдистыми глинами, а также мелко- и среднезернистыми песками, в основании иногда крупнозернистыми, со щебнем и галькой. Глины желтовато- и коричневато-серые, серовато-зеленые, часто известковистые, иногда с примесью гравия и гальки. В составе тяжелой фракции преобладают эпидот и цоизит (28–32%), роговая обманка (30–34%), актинолит-тремолит, апатит, гранаты (3–5%); из устойчивых минералов присутствуют ильменит (13–15%), лейкоксен (5–6%), анатаз, циркон, рутил, силлиманит, ставролит, сфен (до 2%). Залегает свита несогласно на коренных породах палеозоя или палеогена и с размывом (реже – с постепенным переходом) на более древних плиоценовых и четвертичных озерных образованиях. Перекрывается маломощными суглинками лессовидного облика. Мощность отложений – от 3 до 20 м. В карьере Южный в коренном залегании обнаружены крупные млекопитающие верхнепалеолитического комплекса с мамонтом позднего типа. Палеоассоциации моллюсков и остракод многочисленны и разнообразны в видовом отношении. Спорово-пыльцевые спектры реконструируют степные (верхняя часть) и лесостепные (нижняя часть) марево-полынные фитоценозы [32]. По биостратиграфическим данным, нижние слои свиты отнесены к стрелецкому горизонту, верхние – к североуральскому надгоризонту верхнего неоплейстоцена.

Неоплейстоцен нерасчлененный

Элювий и делювий (e,dNP) широко распространены в западной половине площади в пределах Верхнетобольско-Аятского и Миасско-Уйского районов, развиты на возвышенностях и приводораздельных пологих склонах. Представлены в основном глинами, суглинками, супесями со щебнем выветрелых подстилающих пород и редким гравием кварца, иногда включают прослои песков. В большинстве случаев данные образования залегают на мезозойских корах выветривания; мощность подразделения – до 2 м.

Элювий (eNP) развит ограниченно на юге Верхнетобольско-Аятского района, приурочен к верхним частям холмов, увалов, водоразделов, иногда наблюдается на эрозионных врезах склонов речных долин. Представлен щебнем, дресвой подстилающих пород с примесью суглинков, глин. Мощность стратона – от 0,5 до 2 м. Вниз по склону отложения постепенно замещаются нерасчленяемыми элювием и делювием.

Неоплейстоцен, верхнее звено–голоцен

Лимний и палюстрий (l,plIII–H) развиты локально в Верхнетобольско-Аятском и Миасско-Уйском районах. В большинстве случаев данные образования связаны с отмирающими озерными ваннами и представлены разнозернистыми, часто заиленными полевошпат-кварцевыми песками, карбонатизированными глинами, илами, сапропелями и торфом. Цвет глин и песков серый, зеленовато-серый, бурый с зеленоватым оттенком. Захоронение и заболачивание озер происходит и в настоящее время, но начало этого процесса, по-видимому, относится к позднему неоплейстоцену. Мощность отложений – 2–7 м. Они содержат спорово-пыльцевые спектры и комплексы остракод плейстоцен-голоценового возраста. С учетом этих данных и согласно Легенде Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3, возраст подразделения принят поздненеоплейстоцен-голоценовым.

Делювий и аллювий (d,aIII–H) имеют распространение в Уральской структурно-фациальной зоне (исключая Южно-Горноуральский район) и в Тогузакско-Тавдинском районе Западно-Сибирской СФцО. Эти нерасчленяемые образования выстилают долины (русла и склоны) разнопорядковой ложковой сети, сопряженной с режевской террасой и поймами основных водотоков. Сложено подразделение гравийными и глинистыми песками, грубослоистыми супесями и суглинками с дресвой и мелким щебнем, реже окатанным материалом; цвет и структура матрикса зависят от состава пород размываемого субстрата. В большинстве случаев отложения перекрыты бесструктурными суглинками и супесями, часто оторфованными. Общая мощность подразделения – до 2 м. Возраст принят по положению в разрезе и согласно легенде Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3.

Элювий и делювий (e,dIII–H) распространены в Южно-Горноуральском районе, покрывая выположенные поверхности гор. Представлены бурыми суглинками и глинами со слабовыветрелыми дресвой, щебнем и редкими глыбами подстилающих пород, с редкими зернами крупного песка и гравия. Нижняя граница резкая, иногда нарушенная криогенезом. На сравнительно молодой возраст образований косвенно указывают слабовыветрелый щебень коренных пород и малая мощность описываемых образований (1–2 м). Элювий и делювий продолжает формироваться в настоящее время.

Голоцен. Горбуновский горизонт

Боровлянская свита (vH*br*) развита в Западно-Сибирской структурно-фациальной области на междуречье Миасса и Тобола и в долине последней. Эоловые отложения образуют невысокие гряды и дюны, поросшие сосновыми борами. На отдельных участках иногда сохраняется «сплошной» дюнный рельеф. Эолий представлен светло-серыми, желтовато-серыми (до белых) пылеватыми, преимущественно кварцевыми алевритистыми песками. Пески отличаются повышенной окатанностью зерен, часто с матовой корродированной поверхностью. В составе легкой фракции преобладает кварц (до 85%) и полевые шпаты (до 20%). В тяжелой

фракции доминируют химически неустойчивые минералы: эпидот и цоизит (до 30%), роговая обманка (до 40%); из устойчивых присутствуют ильменит (до 15%), лейкоксен, сфен, рутил (до 3%). Эолий залегает несогласно на лессоидах, покрывает низкие аккумулятивные террасы (кроме высокой поймы) и налегает на более древние породы. Мощность эоловых песков – до 10 м. Возраст по комплексу признаков считается голоценовым.

Элювий (eH**gr**) локализован в Южно-Горноуральском районе на вершинах гор и других возвышенностей. Формирование его связано с процессами физического выветривания образований палеозойского и докембрийского субстрата. Элювий представлен дресвяно-щебнистыми развалами с глыбами подстилающих пород, нижние горизонты частично обогащены суглинком; мощность – до 1,5 м. Голоценовый возраст установлен по положению в разрезе и проявлению современных процессов физического выветривания.

Аллювий (aH**gr**) широко развит по всем современным рекам, ручьям, где формирует высокую и низкую пойменные террасы и русла. Аллювий высокой поймы представлен старичной и пойменной фациями, а также подчиненной им русловой, приуроченной к основанию разреза. Сложен песчаными глинами темно-бурого, буровато-коричневого, реже синевато-серого цвета с прослоями серых, темно-серых песков от мелко- до среднезернистых с галькой и гравием полимиктового состава; иногда присутствуют гумусовые прослои. С глубиной количество песка и галечно-гравийного материала увеличивается до 60–70%, в базальном горизонте отмечаются валунно-галечные образования. Мощность аллювия высокой поймы достигает 5 м. Низкая пойма формируется и в настоящее время. В ее разрезах преобладают русловые и пойменные фации, представленные в основном песками и галечниками. Мощность низкопойменного аллювия не более 2 м. Русловые отложения представлены разнозернистыми песками с галечно-валунным и глыбово-щебнистым материалом в Южно-Горноуральском районе и гравийно-глинистым на остальной территории листа. Аллювий залегает на отложениях режевской или камышловской террас, в которые он вложен, или на дочетвертичных образованиях; мощность его – до 10 м. Голоценовый возраст аллювия пойм установлен В. В. Стефановским [32] на основании находок фауны, флоры и радиоуглеродных датировок.

Лимний (lH**gr**) имеет широкое распространение на междуречьях, реже в долинах рек Зауралья, где приурочен к современным озерным ваннам. Сюда отнесены озерные террасы, береговые валы, пляжи, косы, отмели, сложенные галечниками, гравийниками, песками, алевритами, а также донные осадки, представленные иловатыми глинами, илами, сапропелями. Мощность – до 5 м. Отложения включают современную фауну моллюсков и остракод.

Палюстрий (plH**gr**) развит в нижних частях склонов речных долин, в верховьях логов, на поймах водотоков, а также на междуречьях: в низинах и на участках избыточного увлажнения. Отложения представлены темно-серыми до черных илистыми глинами, торфянистыми глинами, торфом, мощность которого в отдельных торфяниках достигает 3 м. Мощность палюстрия – до 8 м. Возраст установлен по спорово-

пыльцевым комплексам голоцена: *Pinus sylvestris* L., *Betula* sect. *Albae, Picea* sect. *Eupiceae; Sparganiaceae, Cyperaceae, Compositae; Artemisia* sp., *Chenopodiaceae; Polypodiaceae* (В. В. Караганов, 1985).

Лимний и палюстрий (l,plH**gr**) тесно связаны с современными озерами, которые при дряхлении зарастают, превращаясь в болота, и в конечном итоге покрываются торфяниками. Представлены илистыми песками, голубовато-серыми иловатыми болотными глинами с пятнистым обохриванием, торфянистыми глинами, илами, сапропелями и торфами. Мощность подразделения – до 8 м. Голоценовый возраст установлен по богатым комплексам остракод и спорово-пыльцевым спектрам [32].

Техногенные образования (tH**gr**^{2}) характерны для промышленных районов. К ним отнесены рыхлые продукты отвалов всевозможных горных выработок (шахт, карьеров и др.), горнодобывающих, обогатительных и металлургических предприятий, золотодобывающих старательских полигонов, а также дорожные насыпи, плотины, дражные намывы и др. Образования представлены глыбами, щебнем, супесями и суглинками со щебнем, дресвой и галькой местных пород, а также отходами металлургического производства. Максимальная их мощность (27 м) – у отвалов Коркинского карьера. Подразделение относится к верхней части голоцена.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади листа N-41 во всех доюрских структурно-формационных зонах широко развиты интрузии. Они приурочены к различным элементам тектонической структуры, нередко трассируют зоны региональных разрывных нарушений разного порядка и глубинности. Магматиты имеют обширный спектр текстур и структур, сформированы в многообразных геодинамических обстановках, образуют на современном эрозионном срезе тела различной формы и размеров. Целый ряд массивов является многофазным, слагающие массивы породы имеют состав от ультраосновного до ультракислого с различным типом щелочности, обладают различной металлогенической специализацией. Разнообразен также возраст интрузивных образований. В разделе охарактеризовано более 80 комплексов (94 картируемых подразделения, включая фазы внедрения); все они утверждены в актуализированной версии Легенды Уральской серии листов Госгеолкарты-1000 (далее – Легенда.., 2010); петротипические массивы обозначены цифрами на тектонической схеме. Этапы магматической деятельности в значительной мере подчинены тектонической эволюции территории. Исходя из этого, выделяются следующие возрастные группы интрузий: раннерифейские, среднерифейские, позднерифейско-вендские, ордовикско-силурийские, девонско-среднекаменноугольные и среднекаменноугольно-триасовые.

РАННЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Шигирский комплекс метаультрамафитовый ($\Sigma'RF_1\check{s}$) представлен пироксенитами, в том числе плагиоклазовыми и оливиновыми, а также серпентинитами и метаперидотитами. Породы слагают группу сближенных массивов с общей площадью 2 × 8 км в районе Шигирских Сопок – в зоне субмеридионального Уфимского разлома на западе Уфалейской СФЗ. Соотношения между породами комплекса из-за плохой обнаженности не установлены. Ультрамафиты фиксируются отрицательной магнитной аномалией интенсивностью 50 нТл на фоне положительного дифференцированного поля и локальной положительной аномалией силы тяжести интенсивностью 0,5 мГал. Пироксениты имеют массивную и полосчатую текстуру, состоят из амфиболизированного диаллага и редких зерен оливина. В плагиоклазовых пироксенитах, кроме оливина, содержится ксеноморфный плагиоклаз (2–3 %) с характерными келифитовыми каймами

бледно-зеленого амфибола на стыке его с оливином («израндиты» по Л. Н. Овчинникову, 1968). Сильно измененные ультрамафиты представляют собой серпентин-тремолит-хлоритовую тонковолокнистую породу с таблитчатыми выделениями бастита и сыпью тонких зерен магнетита. Средняя плотность пироксенитов 3,16 г/см^3, магнитная восприимчивость – 29×10^{-5} ед. СИ, плотность серпентинитов 2,84 г/см^3, магнитная восприимчивость – 56×10^{-5} ед. СИ. По особенностям минерального состава комплекс близок к аналогичным образованиям, участвующим в строении массивов других ультрамафитов [12]. В геохимическом его спектре установлены надкларковые содержания (n $\times 10^{-3}$ %): Ni – 70, Co – 7, Cr – 300, Cu – 30–40, Ag – 0,015–0,02, Sn – 0,5–0,7. В хлорит-актинолитовых породах заметно выше содержания Ni (100–200 $\times 10^{-3}$ %), ниже – Cr (70–200 $\times 10^{-3}$ %) и Cu (5–20 $\times 10^{-3}$ %). График нормированного распределения РЗЭ имеет характерный М-образный вид с отрицательной Eu-аномалией и увеличением концентраций в группе легких элементов от La к Sm и их снижением в группе ТРЗЭ. Подобная конфигурация графиков отмечается (Ферштатер, Беа, 1996) для пироксенитов «Платиноносного пояса Урала». В отдельных телах установлена сульфидная минерализация (с платиноидами). Возраст цирконов из пироксенитов Шигирских Сопок, определенный методом Кобера (устное сообщение А. А. Краснобаева), составляет 1651 млн лет, что позволяет относить формирование комплекса к этапу магматической активизации на рубеже раннего протерозоя и рифея. Другая цифра (1449 млн лет) отвечает, по-видимому, раннерифейским постмагматическим преобразованиям пород. На основании этих данных возраст комплекса принят раннерифейским.

СРЕДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Кусинско-копанский комплекс клинопироксенит-габбродиоритовый ($\nu'RF_2kk$) представлен апогаббровыми амфиболитами, габбро, габброноритами, образующими дайки в метаморфитах таганайской и кувашской свит (RF_2) и будинообразные тела в апогаббровых бластомилонитах западного фланга зоны Уфимского разлома; относится к Башкирской СФЗ. Габброиды сложены (об.%): клинопироксеном (натриевый салит) – 0–20, плагиоклазом (№ 40–55) – 45–50, вторичной роговой обманкой – 20–50, ильменитом – 0–3, магнетитом – 0–3, сфеном – 0–5, апатитом – 0–2, флогопитом (биотитом) 0–3, цоизитом – 0–1, эпидотом – 0–5. При повышенных содержаниях ильменита (3–5%) иногда выделяется «рудное» габбро. В габбронoритах кроме клинопироксена отмечается незначительное присутствие (0,5–1%) буроватого гиперстена, замещаемого зеленой роговой обманкой. Средняя плотность габбро 2,89 г/см^3, апогаббровых амфиболитов – 2,94 г/см^3. Магнитная восприимчивость пород соответственно: 1274×10^{-5} ед. СИ и 39×10^{-5} ед. СИ. Основные магматиты метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций [1]. Химизм минералов и петрохимические особенности позволяют считать их низкобарическими продуктами «водного» метаморфизма авгитового габбро

кусинского типа. Термодинамические условия формирования габброидов отвечали Т = 650–700 °С и Р – не выше 5 кБар [1]. Возраст комплекса принимается согласно Легенде.., 2010 как среднерифейский.

Позднерифейско-вендские интрузии

Чусовской комплекс метагранодиорит-метаплагиогранитовый ($\gamma\delta'RF_3$–$V_1\check{c}$) объединяет гнейсовидные гранодиориты, плагиограниты, а также плагиогранитогнейсы, плагиомигматиты, отмечаемые в Уфалейской и Сысертско-Ильменогорской СФЗ. Они образуют Каслинский массив, а также согласные жилоподобные и пластообразные интрузии в метаморфитах. Размеры тел плагиогранитоидов различны: от нескольких сантиметров до 30 м по мощности и протяженностью от первых метров до нескольких километров. Они часто сопровождаются (особенно в экзоконтактовых зонах) плагиоклазовой порфиробластовой фельдшпатизацией и послойными мигматитами, иногда пегматоидными оторочками и аплитами; преимущественно имеют гнейсовидную структуру, в основном конформную контактам тел. Средняя плотность пород составляет 2,63 г/см^3, магнитная восприимчивость – 17×10^{-5} ед. СИ.

Наличие в плагиогранитах реликтов гнейсового субстрата, в различной степени гранитизированного, отражается на химическом составе пород. Они (в пределах рассматриваемой площади) отвечают в целом плагиогранитам с содержаниями SiO_2 68,85–72 % или лейкоплагиогранитам с SiO_2 72–76,2 % при содержаниях K_2O в них 0,45–2,15 %. Средние суммарные концентрации оксидов железа колеблются от 2,5 до 5,3 %; MgO – 0,6–2,5 %; CaO – 0,9–3,05 %; TiO_2 – 0,2–0,7 %; Rb и Sr (в упомянутых разностях) – 7,3–22 г/т и 150–310 г/т. Породы отличаются надкларковыми значениями Ni, Co, Cu, Zn, W, Sn. Распределение РЗЭ характеризуется двумя типами графиков. Первые из них показывают близкую степень дифференцированности (на уровне K_N4–9) в группе ТРЗЭ и более выраженную, но в целом невысокую – в группе ЛРЗЭ, с отчетливой отрицательной Eu-аномалией. Вторые фиксируют более высокий уровень содержаний ТРЗЭ (K_N12–13) при слабой дифференцированности; последняя ярче выражена в группе ЛРЗЭ (K_N15–80), отмечаются положительная и отрицательная аномалии Eu. Такой характер распределения объясняется различной степенью гомогенизации неосомы в зонах палингенеза при разнородном субстрате. На диаграмме Rb–K_2O точки составов располагаются вблизи тренда, либо на тренде плагиогранитоидов «базальтоидного» происхождения. Наличие секущих тел плагиогранитов с массивной текстурой и мелко- среднезернистой, нередко пегматоидной структурой показывает, что кроме палингенных и ультраметаморфических в становлении комплекса участвовали и интрузивные процессы. Возраст его принят по аналогии с датированными сходными образованиями более северных территорий и в соответствии с Легендой.., 2010 как позднерифейско-ранневендский.

Битимский комплекс метагранитовый ($\gamma'V_1bt$) представлен гранитами, гнейсогранитами, лейкогранитами, пегматитами, развитыми в пределах «мигматитовых полей» в виде согласных и секущих тел среди нижне-

протерозойской слюдяногорской свиты на юге Уфалейской СФЗ (южная часть Никольского массива). Тела гранитоидов имеют различную ширину (от долей метра до десятков метров) и протяженность (от нескольких сот метров до первых километров), участвуя в складчатых структурах. В гранитоидах обычно присутствует роговая обманка. Средняя плотность пород – 2,6 г/см^3, магнитная восприимчивость – 17×10^{-5} ед. СИ. По химическому составу они относятся к умереннощелочным гранитам, умереннощелочным лейкогранитам и лейкогранитам нормальной щелочности. Характеризуются надкларковыми содержаниями Ni, Cr, Cu, Zn, Ba, W, Sn. Распределение РЗЭ близко к таковому в плагиогранитах чусовского комплекса и также обнаруживает два типа дифференциации. Графики содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, характеризуются слабой дифференцированностью средних и тяжелых РЗЭ с близким к хондритовому типу распределением при заметной дифференциации ЛРЗЭ (с K_N 8–60 для La и K_N 0,7–4 для средних и тяжелых РЗЭ). Вторая группа гранитоидов характеризуется более высокой дифференцированностью (и повышенными содержаниями) РЗЭ при близких K_N для всех элементов. Эти особенности указывают на возникновение гранитов в зонах ранней плагиомигматизации и палингенеза; подобный тип распределения характерен для реоморфических гранитов (Геол. картирование.., 1994). Ar-Ar датировка биотитов из гнейсовидных гранитов Никольского массива составляет 579 ± 7,1 млн лет, что отвечает раннему венду.

Синеглазовский комплекс клинопироксенит-габбровый (νV?*s*) образован габбро, клинопироксенитами, серпентинитами апогарцбургитовыми, слагающими небольшие массивы и части крупных плутонов в двух восточных СФЗ: Пластовско-Суундукской (Синеглазовский массив – лист N-41-VIII) и Таборско-Тапской (Треустанский массив – лист N-41-IX). Форма массивов изометричная или вытянутая в северо-восточном направлении. Петротипический Синеглазовский массив представлен группой отдельных тел пироксенитов и габбро с размерами от $0,5 \times 0,6$ км до $1 \times 1,5$ км изометричной и удлиненной формы, образующих на глубине единый массив. Ему отвечает отрицательное магнитное поле интенсивностью 300 нТл, в северо-восточной части наблюдается контрастная положительная аномалия (600 нТл). В поле силы тяжести массив располагается в области положительных аномальных значений. Средняя плотность пироксенитов 3,25 г/см^3, магнитная восприимчивость до $5600 \times 4\pi \times 10^{-6}$ ед. СИ. Изредка они превращены в хлорит-тремолит-антигорит-амфиболовые породы. Габбро – средне- и мелкозернистые, обычно такситовые, мезо- и меланократовые; отмечаются постепенные переходы от них к пироксенитам. Плотность габбро 2,84–3,07 г/см^3, среди них встречаются как немагнитные, так и сильномагнитные разности (до $1100 \times 4\pi \times 10^{-6}$ ед. СИ). Апогарцбургитовые серпентиниты образуют мелкие тела в зоне Алапаевско-Челябинского разлома, фиксируются положительными магнитными аномалиями, в гравитационном поле выделяются локальными отрицательными аномалиями. Их плотность 2,60–2,65 г/см^3, средняя магнитная восприимчивость – $4000 \times 4\pi \times 10^{-6}$ ед. СИ, естественная радиоактивность всех пород 0,6–1,2 мкР/ч. Для химического состава пироксенитов характерны низкие

содержания (вес. %): TiO_2 (0,1–0,4), Na_2O (0,16–0,33), K_2O (0,05–0,06), FeO* (6,9–9,05) и повышенное содержание MgO (13–22). В их нормативном составе установлены гиперстен, оливин, плагиоклаз; среди габбро также отмечаются «нормооливиновые» разности. Наличие оливинсодержащих и магнетитсодержащих основных магматитов, а также особенности распределения их в массиве позволяет отнести последний к концентрически-зональному [12]. Для пород комплекса в целом характерны нижекларковые содержания Ni, Co, Cr, в Синеглазовском массиве в габброидах отмечаются надкларковые содержания Cr, в пироксенитах – Ti, Cu, Zn, Pb, Sn, Y. Распределение РЗЭ в пироксенитах Синеглазовского массива близко к хондритовому с незначительной степенью дифференцированности ЛРЗЭ (La, Ce, Nd, Sm < 1) и ТРЗЭ (Eu-Lu > 1) и обратным характером накопления от легких к тяжелым элементам. Породы комплекса серпентинизированы, амфиболизированы, хлоритизированы. Значительная обедненность мафитов щелочами, оксидами титана, фосфора, известью, глиноземом, весьма низкие содержания рубидия и стронция в пироксенитах указывают на их связь с мантийными источниками. Петрохимические особенности и характер распределения РЗЭ близки к этим же параметрам «Платиноносного пояса». В пироксенитах Синеглазовского массива присутствует платина в количествах 0,05–0,06 г/т, а в шлиховых пробах к юго-востоку от него – невьянскит (167 мг/м^3), в габбро местами отмечены повышенные локальные геохимические аномалии меди и развитие медной минерализации. Возраст пироксенитов Синеглазовского массива, определенный Rb-Sr методом, 500–550 млн лет [70]. Согласно Легенде.., 2010 время становления комплекса условно принято вендским.

ОРДОВИКСКО–СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Представлены в основном ультраосновными и основными магматитами, в том числе метаморфизованными; среднеордовикские тела объединяются в несколько однотипных комплексов, приуроченных к разным элементам районирования. Массивы этой ассоциации образуют несколько поясов, издавна выделяющихся на Южном и Среднем Урале и фиксирующих в большинстве случаев зоны региональных разломов.

Салатимский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma'O_2sl$) сложен преимущественно ультрамафитами, нерасчлененными в данном масштабе (серпентинизированными дунитами, гарцбургитами, пироксенитами, серпентинитами), редко габбро. Породы формируют Шилеинский, Генераловский и более мелкие массивы, расположенные среди выходов куртинской свиты (в пределах Зилаиро-Лемвинской СФЗ), а также группу небольших тел в Кумбинской подзоне Западно-Тагильской СФЗ, тектонически внедренных в нижнесилурийскую павдинскую свиту. Структурно эти «массивы» приурочены к системе локальных надвигов, сопровождающих зону ГУР. Форма их линзовидная, размеры до 1 × 5 км, общее падение восточное под средними углами. Физические поля сложные, что связано как с неоднородностью состава тел, так и с тектонической их нарушенностью. Особенно отчетливо выделяются широтные зоны дислокаций, поперечные к простиранию

массивов. Магнитное поле в целом высокоинтенсивное (до +3000 нТл), с локальными понижениями до –200 нТл над блоками вмещающих пород и телами габброидов.

В гравитационном поле массивы характеризуются локальными аномалиями разного знака и интенсивности. Полнопроявленные серпентиниты в основном антигоритовые, реже лизардитовые; иногда среди них наблюдаются выделения бастита и реликты оливина. Средняя плотность серпентинитов 2,66 г/см^3, магнитная восприимчивость 5900×10^{-5} ед. СИ. Шилеинский массив (или массив горы Высокая) размером $3,5 \times 1,4$ км сложен преимущественно клинопироксенитами. Диопсид замещается сине-зеленой роговой обманкой ряда ферропаргасита. Средняя плотность клинопироксенитов 3,04 г/см^3, магнитная восприимчивость – 1250×10^{-5} ед. СИ. Среди них (на горе Высокая), а также в антигоритовых серпентинитах (в районе оз. Бол. Агардяш), келифит-амфиболитах (на Куртинском, Маукском проявлениях) и в других местах установлены эклогитоподобные породы, образующие субпластовые тела мощностью 1–8 м.

По данным некоторых исследователей [1], первичная ассоциация представлена здесь биминеральным парагенезисом: светло-розовым незональным гранатом гроссуляр-альмандинового состава (24–26 мол. % Ca – компонента) и светло-зеленым мелко-среднезернистым низкохромовым омфацитом. При диафторезе «эклогиты» переходят в келифит-амфиболиты (горнблендиты), состоящие из мелкозернистого агрегата роговой обманки, и (иногда) плагиоклаза; акцессорные минералы – кварц, ильменит, сфен, рутил, магнетит, пирит, халькопирит, борнит, халькозин, пентландит, виоларит, миллерит. Средняя плотность подобных пород 3,27 г/см^3, магнитная восприимчивость – 50×10^{-5} ед. СИ. По химическому составу ультрамафиты «альпинотипные»: содержание в них (%) TiO_2 – 0,01–0,052; Al_2O_3 – 0,23–2,3; Cr_2O_3 – 0,30–0,34; V_2O_5 – 0,01–0,015.

Изучение хромшпинелидов из серпентинитов показало (Г. Г. Кораблев, 2000ф), что содержание хрома в них обратно пропорционально содержанию глинозема при стабильной концентрации железа, что характерно для пород дунит-гарцбургитовой формации. Графики распределения РЗЭ, нормированные по хондриту, у серпентинитов имеют V- и Λ-образную форму с незначительной дифференцированностью групп ЛРЗЭ и ТРЗЭ и тенденцией к увеличению K_N от La к Lu от 0,5 до 2,2, с положительной аномалией Eu. Пироксениты и изредка встречающиеся верлиты отличаются близким характером графиков со слабой положительной Eu-аномалией и большей дифференцированностью РЗЭ в верлитах от Gd к Lu. Эклогитоподобные породы имеют V-образную форму распределения с отрицательной Eu-аномалией и очень слабой дифференцированностью содержаний (K_N = 10) в группе ЛРЗЭ; в других группах K_N составляет 16–18. Характер графиков отвечает породам офиолитовых ассоциаций. Металлогения комплекса разнообразна: железные руды, титан, антофиллитовая минерализация, проявления талькитов. Возраст его принимается среднеордовикским в соответствии с серийной легендой.

Серовский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma O_2 sr$) представлен южной частью Уфалейского массива и Маукским массивом, расположенными

в Красноуральской подзоне Восточно-Тагильской СФЗ. Они приурочены к южному окончанию Серовско-Маукского гипербазитового пояса. В составе комплекса картируются ультрамафиты нерасчлененные: серпентинизированные дуниты, верлиты, гарцбургиты, клинопироксениты, серпентиниты. Уфалейский массив представляет тектоническую пластину мощностью от 200 до 600 м, в некоторых местах распадающуюся на несколько чешуй меньшей мощностью с восточным падением.

Для массива характерно магнитное поле высокой интенсивностью (до +3000 нТл) с локальными понижениями до –200 нТл; в гравитационном поле ему отвечают локальные аномалии разного знака и интенсивности. Маукский массив характеризуется сложным магнитным полем интенсивностью от –100 до +6000 нТл, в поле силы тяжести выделяется минимумом до 2 мГал.

В строении массивов участвуют в основном апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты, в восточных частях отмечаются габбро. Первые состоят из антигорита (до 75%), бастита (5–7%), оливина (в среднем 10%), хромшпинелидов (1–2%), встречается пылевидный магнетит (до 10%). Аподунитовые серпентиниты сложены серпофитом, β-лизардитом, хризотилом, антигоритом, пылевидным магнетитом, а также хромшпинелидами (до 20%). Габбро состоят из соссюритизированного плагиоклаза и уралитизированного пироксена примерно в равных содержаниях; в акцессорных количествах присутствуют апатит и магнетит. Плотность серпентинитов – 2,55–3,26 г/см^3, магнитная восприимчивость в среднем 35×10^{-3} ед. СИ. Для гарцбургитов характерны низкие содержания TiO_2 (0,02–0,08%), Al_2O_3 (0,15–1,5%), CaO (0,3–1,9%), повышенные концентрации MgO (в среднем около 40%), хрома (в среднем 2100 г/т), никеля (1762 г/т). В пироксенитах резко возрастает CaO (до 28%), снижается концентрация хрома и никеля.

На диаграмме $CaO+Na_2O+K_2O-FeO+Fe_2O_3-MgO$ гипербазиты Уфалейского массива соответствуют потенциально хромитоносным (Е. А. Бажин, 2010). На диаграммах TiO_2–FeO* и TiO_2–Fпор. точки составов оливин-антигоритовых пород располагаются в поле альпинотипных ультрамафитов. Отдельные графики габброидов этого же массива располагаются в поле основных магматитов платиноносной формации. Графики содержания РЗЭ, нормированных по хондриту, для ультрамафитов отражают различный характер их дифференцированности; они имеют Λ- и V-образную форму, а K_N ниже и выше хондритового уровня. Для дунитов и их серпентинизированных разностей K_N обычно ниже хондритового уровня со снижением его в группе ЛРЗЭ от La к Sm и ростом для ТРЗЭ от Gd к Lu. Дуниты и габбро характеризуются положительной Eu-аномалией, пироксениты и гарцбургиты – отрицательной. Все типы распределения РЗЭ отмечаются и в офиолитовых сериях СОХ. По перечисленным выше признакам, ультрамафиты комплекса относятся к дунит-гарцбургитовой формации. В Уфалейском массиве известны многочисленные малые месторождения и проявления хромитов. Возраст серовского комплекса принимается среднеордовикским согласно серийной легенде.

Сакмарский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый ($\upsilon\sigma O_2 s$) представлен серпентинизированными гарцбургитами, дунитами, реже габбро,

клинопироксенитами, а также тальк-карбонатными породами, талькитами, родингитами. Они слагают Сугомакский, Карабашский и восточную часть Таловского массивов в Вознесенско-Присакмарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ. На севере и юге массивы располагаются согласно со структурным планом, в средней части иногда занимают кососекущее положение. Все тела комплекса однотипны по строению.

Характерны конгломератовидные серпентиниты (особенно в Карабашском массиве). Величина обломочного ультрамафитового материала в них колеблется от псаммитовой до валунной, форма обломков от округло-изометричной до эллипсоидальной и удлиненно-линзовидной. Ширина подобных зон – до 70 м, падение крутое. Вероятно, их происхождение связано с локальными сдвигами в блоках ультрабазитов, испытавших ранее всестороннее сжатие. Это фиксируется сохранившимся в крупных обломках пород полигонально-объемным рисунком трещин, выполненных серпофитом. Массивы комплекса характеризуются небольшой мощностью (0,3–0,8 км), линзообразной формой с падением на восток (углы 45–80°), разноориентированными зонами меланжа. Преобладающий состав комплекса дунит-гарцбургитовый, тип наложенных дислокаций сбросовый, взбросовый, сдвиговый и надвиговый. Характерными породами являются и родингиты; в северо-западной части Карабашского массива они слагают дайкообразные тела протяженностью в первые сотни метров и мощностью до первых метров с крутым восточным падением. По мнению ряда исследователей, они сформированы по более ранним дайкам габброидов и оливиновых клинопироксенитов.

Ультрамафиты характеризуются стандартными для офиолитовых ассоциаций петро- и геохимическими особенностями: высокими содержаниями MgO (38–43 %), Ni (1070–2180 г/т) и Cr (до 3400 г/т), низкими – TiO_2 (<0,1 %), Na_2O и K_2O (до десятых долей %), CaO (0,2–0,56 %), умеренными концентрациями Co (54–144 г/т), Al_2O_3 (0,5–1,8 %) и суммарного железа (5,5–10 %). Метаморфизованные разновидности отличаются надкларковыми содержаниями Ni, Ti, Cu, Zn, Pb, Ba, Ga. Отмечается положительная корреляция Ni, Co, Mn, а также V, Ti, Cu, свойственных гипербазит-базитовым ассоциациям, и Ti-Pb-Zn-Ba-Sr-Zr, характерных для пород кислого ряда. Это свидетельствует о значительном преобразовании ультрамафитов в ходе их становления и последующей эволюции в земной коре. Для Карабашского массива характерна группа положительно связанных халькофилов Cu, As, Pb, что обусловлено поздними рудными процессами. На диаграммах TiO_2–FeO* и TiO_2–Fпор. точки составов антигоритовых серпентинитов Сугомакского массива также располагаются в поле альпинотипных ультрамафитов, а графики распределения РЗЭ имеют Λ-, V- и W-образную форму с пониженными их содержаниями по отношению к хондритовому уровню. Для дунитов и серпентинитов характерны K_N ниже хондритового уровня со снижением его в группе ЛРЗЭ от La к Sm и ростом для ТРЗЭ от Gd к Lu. Габброиды характеризуются отрицательной аномалией Eu, для дунитов и серпентинитов она как положительная, так и отрицательная. Такие типы распределения РЗЭ отмечаются в офиолитовых сериях СОХ. С комплексом связаны месторождения и проявления хромитов, хризотил-

асбеста, талька и золота. Возраст его, согласно серийной легенде, среднеордовикский.

Куликовский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый ($\upsilon\sigma O_2 kl$) представлен серпентинитами апогарцбургитовыми, аполерцолитовыми (преимущественно антигоритовыми), редко – габбро и долеритами, а также нерасчлененными метаультрамафитами (Σ'), метасоматитами (лиственитами и родингитами). Они слагают Куликовский, Каганский, Баикский, Байрамгуловский, Беспаловский, Аминевский массивы, Беловскую и Магадеевскую группы тел, образующие субмеридиональный «Куликовский пояс» общей протяженностью около 200 км в Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. Петротипический Куликовский массив имеет сложное строение и состоит из тектонически совмещенных блоков вышеупомянутых серпентинитов и габброидов с фрагментами девонских и нижнекаменноугольных толщ. Размер массива 20×10 км, ему соответствует положительное магнитное поле от 200 до 3000 нТл. Во всех породах хромшпинелиды по составу относятся к алюмохромиту, реже к хромпикотиту.

Почти в каждом из ультрамафитовых тел в подчиненном количестве встречаются клинопироксениты. По данным [34], габброиды местами замещаются родингитами, сложенными гроссуляром, диопсидом и везувианом. Кроме лиственитов метасоматические образования представлены тальковыми, тальк-карбонатными и кварц-карбонат-тальковыми породами. Плотность ультрамафитов – 2,58–2,63 г/см^3, магнитная восприимчивость – $(3358–6288) \times 10^{-5}$ ед. СИ, средняя плотность габбро – 2,91 г/см^3, магнитная восприимчивость – 38×10^{-5} ед. СИ; тальково-карбонатных пород – 2,79 г/см^3 и 2314×10^{-5} ед. СИ соответственно [86]. В Баикском массиве на западном берегу оз. Увильды широко развиты своеобразные энстатит-оливиновые породы и серпентиниты по ним (преимущественно лизардит-серпофитовые); они имеют ленточно-петельчатую и изометрично-петельчатую структуру. Кроме реликтовых оливина и энстатита присутствуют тремолит, хризотил, магнетит (0,5–1 %), хроммагнетит, зеленая шпинель, клинохлор, тальк и карбонат. Средняя плотность слабо серпентинизированных энстатит-оливиновых пород 3,08 г/см^3, магнитная восприимчивость – 54×10^{-5} ед. СИ.

Ультрамафиты комплекса по химическому составу подобны классическим породам офиолитовой ассоциации; в аполерцолитовых серпентинитах отмечаются повышенные содержания Al_2O_3 и CaO. Габбро с низким содержанием TiO_2 (0,1–0,2 %) близки к офиолитовым габброидам. Энстатит-оливиновые породы имеют надкларковые концентрации Ni, Cr, Ti, Cu, Zn, Pb, Ga.

Графики содержаний РЗЭ, нормированных по хондриту, характеризуются сходной степенью дифференцированности ЛРЗЭ и ТРЗЭ и Eu-минимумом. Гарцбургиты отличаются близким к М-образному графиком со снижением K_N от Sm к La и постоянным низким уровнем дифференцированности с K_N 2–3 в группе ТРЗЭ. Пироксениты при той же слабой отрицательной Eu-аномалии имеют близкую степень дифференцированности в группе ЛРЗЭ и незначительный рост содержаний от Gd до Lu. Составы ультраосновных пород из Каганского, Баикского, Байрамгуловского и Беспаловского массивов

на диаграммах TiO_2–FeO*, TiO_2–Fпор. располагаются в полях краевых зон альпинотипных комплексов; по А. С. Варлакову и др. [3], они относятся к рифтогенным офиолитам. По данным А. В. Сначева с соавторами [31], ультрамафиты куликовского комплекса обладают различной истощенностью. При этом наименьшей степенью деплетирования характеризуются породы северной части области развития комплекса (Байрамгуловский массив). В южных массивах (Аминевский, Куликовский) отмечается увеличение концентрации Cr, уменьшение Ni и минимальные значения РЗЭ (нормированных по хондриту). С комплексом пространственно и генетически связаны проявления хромита, талька, антофиллит-асбеста (Баикский массив); коры выветривания по серпентинитам никеленосны (Беловская группа тел) [83]. Возраст комплекса определяется находками обломков и галек серпентинитов среди осадочных пород верхнеордовикской шеметовской толщи [83], что соответствует серийной легенде.

Чебаркульско-казбаевский комплекс габбро-дунит-гарцбургитовый ($\upsilon\sigma O_2 \check{c}k$) объединяет гарцбургиты, дуниты, габбро, верлиты, клинопироксениты, тальк-карбонатные породы, слагающие ряд массивов в Верхотурско-Новооренбургской и Алапаевско-Адамовской СФЗ. В последней комплекс делится на две фазы: ультрамафиты относятся к первой ($\upsilon\sigma O_2 \check{c}k_1$), а более широко развитые здесь габбро и долериты – ко второй ($\nu O_2 \check{c}k_2$). Тела приурочены к зонам разломов различной глубинности и морфокинематического типа: Казбаевскому, Алапаевско-Челябинскому, Варшавскому. Многие из них участвуют в строении относительно крупных аллохтонов (Татищевский, Успеновский, Верблюжегорский, Южно-Варшавский и другие массивы). Породы комплекса отмечаются положительными магнитными аномалиями в 500–2900 нТл, интенсивность которых уменьшается при отальковании и карбонатизации. В гравитационном поле они либо не проявляются, либо сопровождаются понижением силы тяжести на 0,5–1 мГал.

Массивы сложены преимущественно апогарцбургитовыми существенно антигоритовыми серпентинитами. Менее распространены их аподунитовые и апопироксенитовые разности. Габбро образованы (об. %) соссюритизированным лабрадором (40–50), авгитом (10–25), уралитовой роговой обманкой (25–50), акцессорным титаномагнетитом (до 2), сфеном, апатитом, лейкоксеном.

Метасоматиты по ультрамафитам представлены тальк-актинолитовыми, тальк-тремолитовыми, тальк-хлоритовыми, тальк-карбонатными, актинолит-тремолитовыми (также часто карбонатизированными) породами и родингитами. Образования комплекса в основном метаморфизованы (в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций). Плотность серпентинитов 2,56–2,62 г/см^3, магнитная восприимчивость – $(3852–8700)\times10^{-5}$ ед. СИ, тальково-карбонатных пород – 2,66–2,91 г/см^3 и $(45–82)\times10^{-5}$ ед. СИ, габбро – 2,94–3,12 г/см^3 и 46×10^{-5} ед. СИ. По составу и петрогеохимическим особенностям они отвечают дунит-гарцбургитовой альпинотипной ассоциации, характеризуются низкими содержаниями оксидов титана, щелочей, фосфора и малой железистостью (6,62–10,94 %), повышающейся лишь у пироксенитов (13,82 %).

Габброиды также низкожелезистые (3,17–9,86 %), низкотитанистые (0,14–1,04 %). Породам свойственны надкларковые содержания Cu, Zn, Pb, As, Mo, Ba, Sr и Ti, нижекларковые Ni, Co, Cr, Mn. Распределение РЗЭ близко к хондритовому. Для серпентинитов отмечается очень незначительная дифференциация ЛРЗЭ и слабая степень накопления в группе ТРЗЭ с положительной и отрицательной Eu-аномалиями. Для габброидов при K_N, равном 1,91 (для La) и 1,24 (для Lu), график почти прямолинейный, что указывает на отсутствие значительного взаимодействия их с коровым материалом. С комплексом связана хромитовая минерализация, проявления золото-серпентинитовой формации, талька, хризотил-асбеста и лиственитов; в корах выветривания – кобальт-никелевое оруденение остаточного типа [86]. Возраст комплекса в соответствии с серийной легендой принят среднеордовикским.

Дружнинский комплекс габбро-гарцбургитовый ($\upsilon\sigma O_2 d$) представлен апогарцбургитовыми антигоритовыми серпентинитами, нередко ультрамафитами нерасчлененными (Σ'), а также отдельными телами мелкозернистых габбро и метасоматитами – тальковыми, тальк-магнезитовыми породами. Они образуют пояс линзовидных и полосовидных в плане крутопадающих «массивов» (тектонических блоков), приуроченных к структурам Красногвардейско-Светлинской, Урайско-Денисовской и Тюменско-Кустанайской СФЗ (в двух последних перекрыты мезозойско-кайнозойскими осадками чехла Западно-Сибирской платформы), иногда встречаются в виде протрузий во вмещающих породах, участвуют в пликативных деформациях. Часто тела сильно перемяты и содержат будины массивных серпентинитов и хромититов размером 0,2–0,5 м. Наиболее крупными из них являются Дружнинский и Тарутинский «массивы» вблизи одноименных поселков в зоне Тарутинско-Наследницкого разлома. Им отвечает интенсивное положительное магнитное поле (до 700 гамм).

В гравитационном поле отдельные массивы на фоне вмещающих пород не различаются. Среди полнопроявленных серпентинитов выделяются лизардитовые, бастит-лизардитовые и антигоритовые разности с петельчатой, решетчатой, пластинчато-секториальной и волокнисто-петельчатой структурой. Ксеноморфные зерна хромшпинелидов (1–2 %) нередко почти полностью замещены вторичным магнетитом. В антигоритовых серпентинитах отмечаются прожилки, агрегаты и отдельные зерна граната, везувиана, хлорита, сохраняются иногда реликты оливина и энстатита. Габброиды содержат полностью соссюритизированный плагиоклаз и уралитизированный клинопироксен.

Магнитная восприимчивость ультрамафитов – $2000–4000 \times 10^{-6}$ СГС, средняя плотность – 2,62 г/см^3, остаточная намагниченность – $500–1000 \times 10^{-6}$ СГС. Их средний окисный состав характеризуется низкой титанистостью (0,04 %) и высокой магнезиальностью (44 %), что вместе с типом хромшпинелида (алюмохромит) свидетельствует о принадлежности к офиолитовой ассоциации. Распределение РЗЭ в серпентинитах комплекса отличается низкой степенью их дифференцированности, снижением содержаний в группе ЛРЗЭ от La к Sm и незначительным ростом ТРЗЭ от Gd к Lu со слабой отрицательной аномалией Eu. Местами в лиственитизированных

серпентинитах отмечаются мелкие проявления хромитов. Возраст комплекса, в соответствии с серийной легендой, принят среднеордовикским.

Каргапольский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma' O_2 kg$) ограниченно распространен у северной границы территории листа N-41 в Тюменско-Кустанайской СФЗ. В комплекс входят ультрамафиты нерасчлененные (серпентиниты, серпентинизированные дуниты, перидотиты, пироксениты, тальк-карбонатные породы), полностью перекрытые чехлом мезозойско-кайнозойских осадков. Они картируются на территории по геофизическим данным и единичным глубоким скважинам. Предполагается принадлежность комплекса к альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации и сходство его состава и возраста с распространенными в пределах «открытого» Урала серовским, салатимским и дружнинским комплексами.

Козлиногорский комплекс граносиенит-щелочногранитовый гипабиссальный ($\gamma\xi O_{2-3} kg$) представлен граносиенитами, щелочными гранитами, нефелиновыми сиенитами, реже умереннощелочными габбро. Эти породы образуют серию малых тел в зоне Уфимского разлома, локализованы в Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Размеры габброидных интрузий до 100 м в ширину и до первых сотен метров по протяженности, площадь тел – до 0,5 км^2, падение контактов северо-восточное под средними углами. Дайкообразные тела сиенитов и гранитоидов имеют меньшие мощности (десятки, реже сотни метров) при длине до 3 км. Вмещающими являются метаморфиты среднерифейских кувашской и таганайской свит.

Умереннощелочные габброиды у плотины Долгобродского водохранилища мелано- и мезократовые биотитсодержащие, такситовые мелко- и крупнозернистые. В тектонизированных зонах мощностью до 7 м породы имеют вид брекчий, сцементированных сиенитоидным биотит-полевошпатовым материалом и сульфидизированных по краям. В их составе (в об.%) основной плагиоклаз (50–60), арфведсонит (1–2), актинолит (25–30), биотит (5–7), альбит (3–5), акцессорные минералы: апатит, магнетит. Сиениты – средне-крупнозернистые породы с полосчатой текстурой; состоят (%) из олигоклаза (35–60), микроклина (15–30), гроссуляр-альмандина (0–5), феррогастингсита (3–10), акцессорные: циркон, ортит, сфен, эпидот, флюорит, апатит, магнетит, ильменит, пирит.

Щелочные и нефелиновые сиениты – массивные порфировидные первично однополевошпатовые породы с идиоморфным нефелином. Они, как правило, микроклинизированы, альбитизированы, серицитизированы, иногда окварцованы; нефелин замещается канкринитом, содалитом, анальцимом.

Среди акцессорных минералов доминируют циркон, циртолит, плюмбопирохлор. Цветные породообразующие минералы в обеих разновидностях сиенитов – высокожелезистый эгирин–салит, гастингсит, лепидомелан. В экзоконтактах щелочных сиенитов отмечаются гранат-роговообманковые полосчатые и теневые мигматитоподобные породы. В них содержатся участки, обогащенные роговой обманкой и гранатом (реликты субстрата гранатовых амфиболитов). Граниты и граносиениты лейкократовые от мелко- до крупнозернистых с массивной или (редко) гнейсовидной текстурой. Порфировые разности содержат крупные выделения калиевого полевого

шпата, а базис состоит из кварца, калиевого полевого шпата, серицитизированного альбит-олигоклаза, небольшого количества биотита и мусковита. Для гранитов характерна вкрапленность флюорита в агрегатных скоплениях и микропрожилках кварца и альбита, изредка отмечается гранат.

Цветные минералы в щелочных гранитах представлены эгирином, астрофиллитом, лепидомеланом; акцессорные: метамиктный циркон, циртолит, флюорит, ортит, сфен, рутил, апатит, гематит, ильменит, бурый турмалин (дравит), лимонит по пириту, магнетит. Средняя плотность гранитов 2,54 г/см^3, магнитная восприимчивость 430×10^{-5} ед. СИ. Все породы комплекса относятся к умереннощелочной и щелочной сериям с калиево-натриевым типом щелочности при преобладании Na_2O над K_2O в габброидах, граносиенитах и близком соотношении щелочей в нефелиновых и щелочных сиенитах. Графики нормированных содержаний РЗЭ для граносиенитов и умереннощелочных габбро имеют сходные формы и степень фракционирования содержаний в группах ЛРЗЭ и ТРЗЭ (K_N от 1 до 300 и 8–1000), что характерно для щелочных пород. В габброидах отмечается разная степень дифференцированности ТРЗЭ, выражающаяся в различном наклоне графиков от Gd к Lu, а также положительные Eu-аномалии, обусловленные, вероятно, метасоматическими изменениями.

Для граносиенитов характер распределения РЗЭ аналогичен таковому в сиенитах Вишневогорского массива (см. ниже); отмечается низкая дифференцированность содержаний ТРЗЭ при близких K_N (от 15 до 25) с понижением от Gd к Lu, а также более ярко выраженный рост содержаний ЛРЗЭ от Sm к La с K_N от 31 до 200. Это может свидетельствовать о генетическом единстве козлиногорского и ильмено-вишневогорского комплексов. Для субщелочных габброидов весьма характерны аномальные содержания легких РЗЭ, составляющие для Ce 30–100, для La – 3–13 кларков. Отмечаются надкларковые (в 3 раза) содержания Ta в габброидах и граносиенитах. На диаграмме Rb–K_2O точки составов кислых магматитов располагаются вблизи тренда гранитов «базальтоидного» происхождения. С метасоматически измененными (фенитизированными) вмещающими породами связаны повышенные концентрации Nb. В сульфидизированных габброидах отмечается золото-палладиевая минерализация. Возраст комплекса, определенный Ar-Ar методом по биотиту из умереннощелочных габброидов, равен 457,8 ± 5,8 млн лет, а по циркону (Pb–Pb метод) из гранитов – 449 ± 2,6 млн лет и 480 ± 4 млн лет [71]. На основании этих данных время формирования пород принято средне-позднеордовикским.

Таловский комплекс дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый сложен породами двух фаз: первая – дуниты серпентинизированные, клинопироксениты, верлиты ($\sigma O_3 tl_1$); вторая – габбро, апогаббровые амфиболиты ($\nu O_3 tl_2$). Петротип представлен одноименным массивом, расположенным в Вознесенско-Присакмарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ и фиксирующим Главный Уральский разлом. С востока массив тектонически соприкасается с палеозойскими образованиями, на западе и северо-западе – с метаморфитами протерозоя. Длина его 25 км, ширина – до 7 км. Он имеет нечеткое концентрически-зональное строение, которое проявляется в приуроченности дунитов (и серпентинитов по ним) к центральной

области, а габброидов – как к периферии, так и к внутренним частям тела. Массиву отвечает максимум поля силы тяжести интенсивностью 18 мГал, что связано с большой долей пироксенитов в его составе. Мощность его оценивается в 3–4 км, форма клиновидная с падением контактов под массив. Магнитное поле положительное дифференцированное: на фоне значений 1000–2000 нТл наблюдаются аномалии до 6000 нТл, а также участки с пониженной интенсивностью (0–200 нТл), которые отвечают габброидам.

Строение массива сложное, так как в нем присутствуют парагенезы, характерные как для альпинотипной (хромитоносной), так и концентрически-зональной (платиноносной) формаций.

К первой из них относятся магнезиальные ультрамафиты и метаультрамафиты дунит-гарцбургитовой ассоциации, ко второй – верлит-клинопироксенит-габбровой. Кроме перечисленных пород присутствуют габбродиориты и диориты более молодых комплексов, ещё более усложняющие структуру массива. Количество α-лизардита в дунитах первой фазы колеблется от 10 до 80%, железистость их составляет в среднем 10%. Клинопироксениты обычно оконтуривают габброидные тела (мощность таких зон – до 1,5 км). В них часто содержится примесь оливина, реже – ортопироксена, присутствие которых в заметных количествах приводит к появлению оливиновых клинопироксенитов, верлитов и вебстеритов.

Габброиды второй фазы, составляющие значительную часть массива, обычно уралитизированы, местами превращены в эпидот-цоизитовые амфиболиты и эпидот-альбит-актинолитовые породы; в наименее измененных разностях отмечаются реликты клинопироксена. Меланократовые габбро имеют переходы к горнблендитам. Средняя плотность габброидов 3,04 г/см^3, пироксенитов – 3,02 г/см^3; магнитная восприимчивость пород соответственно 191×10^{-5} и 54×10^{-5} ед. СИ. Для ультрамафитов дунит-гарцбургитовой ассоциации характерны очень низкие концентрации CaO, TiO_2 (не более 0,09%), суммарного железа (6–15%), Al_2O_3 и щелочей – это характерные признаки пород альпинотипной формации; на диаграмме TiO_2–FeO* составы располагаются в соответствующем поле.

Некоторые фигуративные точки пироксенсодержащих ультрамафитов попадают в поле верлитов «Платиноносного пояса». Габбро характеризуются невысоким содержанием двуокиси титана (0,5–1%) и железистостью на уровне 35–36%. Для полнопроявленных серпентинитов отмечаются надкларковые концентрации Cu, Pb, Mo, Ba, Sr, Sn, Ga; обогащенность халькофильными элементами может быть связана с влиянием на породы более поздних диоритоидов. В альпинотипных гипербазитах массива фиксируются высокие концентрации Cr (в среднем 2833 г/т), в верлитах и пироксенитах содержание его 384–770 г/т, в габброидах – 38–180 г/т.

Содержание РЗЭ в альпинотипных ультраосновных породах близко к хондритовому. Графики их распределения относительно хондрита для дунитов имеют W- и V-образную форму, а для клинопироксенитов и габбро параллельны хондритовому с более высоким содержанием названных элементов в габбро. Они характеризуются слабой дифференциацией легких и тяжелых РЗЭ с незначительным Eu минимумом или максимумом. Распределение РЗЭ для лерцолитов и пироксенитов конформно; графики

имеют М-образную форму с отрицательной Eu-аномалией и более заметную, чем в группе ТРЗЭ, дифференциацию с увеличением K_N от La к Sm. Графики пироксенитов при этом располагаются практически полностью в поле пород «Платиноносного пояса». С комплексом связаны проявления хромита и талька. В Таловском массиве [27] содержание Au в сульфидизированных пироксенитах от 200 до 600 мг/т, что на два порядка выше кларковых (5 мг/т) значений для ультраосновных пород; концентрации Ag (800–1400 мг/т) на порядок выше кларка. В хромитах из ряда проявлений содержания Pt составляют 10–20 мг/т, Pd – 10–60 мг/т. Позднеордовикский возраст комплекса принят на основании общегеологических данных и в соответствии с серийной легендой.

Ильмено-вишневогорский комплекс карбонатит-миаскитовый ($\varphi\xi O_3 iv$) представлен миаскитами биотитовыми и биотит-амфиболовыми, сиенитами (биотитовыми, пироксеновыми, амфиболовыми, корундовыми), жильными образованиями – карбонатитами, нефелин-полевошпатовыми пегматитами, а также связанными с ними метасоматитами – фенитами, альбититами. Он длительное время изучался многими исследователями, результаты использованы в данной записке. Комплекс развит в Верхотурско-Новооренбургской зоне, его породы приурочены к ядерной части Сысертско-Ильменогорского антиклинория и прослеживаются на протяжении примерно 150 км. На северном окончании выделяемой здесь «Центральной щелочной полосы» (ЦЩП) находится Вишневогорский миаскитовый массив, на южном – Ильменогорский массив, которые по особенностям структуры относятся к паравтохтонным. Вмещающими являются метаморфиты селянкинской свиты архея и нижнепротерозойского ильменогорского комплекса. С запада и востока они сопровождаются зонами контактовых фенитов. Размеры Вишневогорского массива 26×4 км, вертикальная мощность – 5 км. В гравитационном поле он отмечается отрицательной аномалией с амплитудой до 4 мГал; магнитное поле положительное со значениями 1000–2500 нТл, особенно интенсивное у его западной границы. Ильменогорский массив имеет площадь 50 км^2 при максимальной ширине 4,5 км и протяженности 18 км. Западный контакт – крутой с падением на восток; восточный падает в том же направлении под углами 35–80º; южная граница (согласная с гнейсовидностью миаскитов и вмещающих пород) погружается на юг под углом 15–20°; северный контакт пилообразный. Массиву отвечает отрицательная гравитационная аномалия амплитудой до 6 мГал.

Двуполевошпатовые биотитовые миаскиты ведущей интрузивной фации составляют 38%, остальная часть приходится на эндоконтактовые амфиболовые и биотит-амфиболовые миаскиты (18%), перемежающиеся с ними амфиболовые плагиосиениты (10%), биотитовые сиениты (14%), миаскитоподобные обедненные нефелином сиениты (20%). Среди метасоматитов доминируют меланократовые амфиболовые фениты с нефелином – сандыиты, встречаются скиалиты биотитовых (апогнейсовых) и биотит-амфиболовых (апоамфиболитовых) фенитов. Плотность миаскитов – 2,65 г/см^3, магнитная восприимчивость – $(34–2130) \times 10^{-5}$ ед. СИ,

радиоактивность 20 мкР/ч; для фенитов те же параметры – 2,62–2,65 г/см^3, (39–2350)$\times 10^{-5}$ ед. СИ, 35 (максимум до 125) мкР/ч. У сиенитов, биотитовых и биотит-амфиболовых фенитов, щелочных мигматитов, биотит-полевошпатовых пород плотность 2,62–2,65 г/см^3, для пироксеновых фенитов и сиенитов она составляет 2,70–2,75 г/см^3, наибольшие ее значения у карбонатно-силикатных пород – 2,81–2,86 г/см^3. Всем этим щелочным породам свойственна высокая магнитная восприимчивость – (18–23)$\times 10^{-3}$ ед. СИ. Строение массивов похоже на сильно сжатую структуру центрального типа с щелочными карбонатитовыми метасоматитами, карбонатитами в ядре и интрузиями миаскитов по периферии. Структура комплекса в целом является пологим сводом с погружением его апикальных частей на север в Вишневых горах, а в Ильменских горах на юг. Постмагматические изменения трех стадий проявлены альбитизацией, карбонатизацией, цеолитизацией. Под воздействием более поздних гранитов миаскиты подвергаются серицитизации с образованием либенеритовых сиенитов, обычно в зонах субширотных разломов.

Среди карбонатитов выделяются три разновидности: флогопитовые, биотитовые, пироксеновые. Это мелкозернистые существенно кальцитовые породы с эгирин-салитом, катафоритом и маложелезистым биотитом; акцессорные минералы: светло-красный и малиновый пирохлор, гатчеттолит, апатит, сфен, ильменит, магнетит, пирротин и пирит. Карбонатиты в ультрамафитах ближнего экзоконтакта содержат тетраферрифлогопит и рихтерит, обогащены монацитом, а доломит и кальцит в них – стронцием (несколько %) и легкими редкими землями. Установлено два генетических типа карбонатитов: первый – мантийный (интрузивный), второй – производный миаскитового расплава. В миаскитах содержатся (г/т): Nb – 161–240; Ta – 7–10; Zr – 520–770; TR – 260; Li – 6,9–15; Rb – 130–210; Cs – 5; Sn – 7,8–15; Sr – 1400–1500; Ba – 1300–1600; V – 30–80; Ni – 63–150; Cr – 160–250; Co – 48–40; Pb – 40–53; Mo – 9,4–35; Cu – 94; Zn – 62. Внешние зоны щелочных пород (фениты) отличаются повышенными содержаниями сидерофильных и халькофильных элементов, а также Sn, Be, Mo и РЗЭ. Во внутренних зонах происходит накопление литофилов: Sr, Ba, Yb, Zr. Карбонатиты отличаются повышенными концентрациями P, Yb, Mn, Co, типоморфными элементами являются Sr, P, Mn. Графики нормированного распределения РЗЭ в щелочных породах характеризуются отчетливым накоплением в группе ЛРЗЭ (K_N 30–310 для La) и весьма незначительной дифференцированностью в группе ТРЗЭ (при различных содержаниях) с колебаниями K_N от 2–3 до 10–25.

На графиках отмечаются положительные и отрицательные аномалии Eu, что связано, вероятно, с особенностями генезиса (метасоматоз и палингенез). Один из графиков (для сиенитов) идентичен козлиногорским граносиенитам. Последнее обстоятельство также может указывать на генетическое единство козлиногорского и ильмено-вишневогорского комплексов. Описываемое подразделение относится к карбонатит-нефелин-сиенитовой (миаскитовой) формации. С ним связаны рудные объекты U, Nb, Ti, Mo, Zr, а также месторождения вермикулита, полевого шпата, нефелина.

Потенциальный интерес представляют обогащенный стронцием кальцит карбонатитов и сфен меланократовых карбонатно-силикатных пород. Возраст комплекса определен изохронным Rb-Sr методом (В. Я. Левин, 1997) и составляет 446±13 млн лет, отношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70329 \pm 0,00023$.

Бирсуатский комплекс диоритовый ($\delta O_3 b$) образован диоритами и кварцевыми диоритами, слагающими одноименный массив в Красногвардейско-Светлинской СФЗ. На описываемой площади он представлен своим северным окончанием. Массиву отвечает отрицательное магнитное поле интенсивностью минус 200–300 нТл. Он сложен здесь преимущественно средне-крупнозернистыми кварцевыми диоритами. Породы состоят из биотитизированной роговой обманки (30–40 %), плагиоклаза (50–60 %) и кварца (10–15 %). При увеличении количества кварца они отвечают уже составу тоналитов, в которых темноцветные минералы представлены биотитом и роговой обманкой. Химизм пород характеризуется калиево-натриевым типом щелочности ($Na_2O/K_2O = 1,4–1,7$). В их геохимическом спектре отмечаются надкларковые содержания Ni, Cu, Co, Cr, V, Zn, Pb, Mo. Для графиков нормированного распределения РЗЭ характерны слабая дифференцированность ТРЗЭ на уровне $K_N = 5–6$, повышение содержаний ЛРЗЭ от Sm (6,9–8,8) к La (23,43–29,16) и слабая отрицательная Eu-аномалия. Возраст комплекса определялся авторами U-Pb методом по цирконам из одной пробы кварцевых диоритов и составляет 462±3 млн лет, по совокупности данных таксон отнесен к позднеордовикскому.

Большаковский комплекс габбро-норитовый ($\nu S_1 b$) представлен габбро, габброноритами, норитами, долеритами, слагающими одноименный массив (лист N-41-XIII), а также небольшие тела в Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. В плане Большаковский массив имеет округлую форму, площадь около 50 км^2, залегает среди вулканогенно-осадочных образований шеметовской толщи верхнего ордовика. Ему соответствует изометричная положительная аномалия силы тяжести (25 мГал), мощность тела 5–7 км. Кроме того, массив выделяется сложным магнитным полем; южная часть состоит из двух концентрических положительных аномалий интенсивностью до +2000 нТл, разделенных дугообразной полосой пониженных значений, отражающих зональность южной половины тела. В этих зонах преобладающие мезократовые габбро чередуются с лейкократовыми и меланократовыми, реже встречаются такситовые разновидности – от мелко- до крупнозернистых и пегматоидных; расположение их в целом конформно контактам массива.

Поясное распространение имеют и ксенолиты вмещающих пород – ороговикованных базальтов и фтанитов. Габбро состоят из андезина–лабрадора (№ 50–52), реже лабрадора (№ 52–62) или битовнита (№ 80); ромбического и моноклинного пироксена (30–40 %), бурой роговой обманки (до 15 %). Встречаются разности с повышенным содержанием магнетита и титаномагнетита (10–12 %), наличием оливина (5–8 %), который в различной степени замещается иддингситом или серпентином. Плотность габбро колеблется от 2,86 г/см^3 для лейкократовых до 3,03 г/см^3 для меланократовых пород. Они обнаруживают повышенные концентрации Cr, пониженные – Ni, Co,

Sr; содержания остальных элементов близки к кларковым. Часть габброидов, видимо, комагматична базальтам шеметовской толщи, с которыми их объединяет тесная пространственная связь и сходство химического состава: отмечаются разности с повышенным содержанием TiO_2, P_2O_5 и натриевым типом щелочности. Для них характерно два типа графиков нормированного распределения РЗЭ. Значительной части габбро отвечают Λ- или V-образные графики, характерные для офиолитовых ассоциаций, а также слабая дифференцированность легких и тяжелых РЗЭ (K_N 6–9 и 1,7–2,4 соответственно), положительная и отрицательная Eu-аномалия. Другой тип графиков характеризуется более высокими содержаниями группы ЛРЗЭ (K_N 22–48,2) и ТРЗЭ (K_N 6–10) и также разнознаковыми аномалиями Eu. Возможно, в комплексе присутствуют как явно офиолитовые габбро, так и габброиды корового генезиса. Возраст большаковского комплекса принят раннесилурийским согласно серийной легенде.

Рефтинский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый на описываемой площади представлен плагиогранитами и (редко) тоналитами третьей фазы ($\rho\gamma S_2 r_3$), слагающими южную часть полихронного и полиформационного Тюбукского массива (лист N-41-II) в Алапаевско-Адамовской СФЗ. Магнитное поле здесь отрицательное, сменяющееся слабоположительным вблизи южного контакта. Приконтактовые зоны массива недоизучены. Тоналиты и плагиограниты – мезократовые породы, состоящие из плагиоклаза, биотита, кварца и калиевого полевого шпата в переменных количествах. Плагиоклаз (45–55 %) зональный, отвечает андезину (№ 31–33), в краевых зонах – олигоклазу № 22; калиевый полевой шпат (3–16 %) нерешетчатый, кварц составляет от 19 до 25 %, биотит (до 7 %) частично хлоритизирован. Иногда отмечается роговая обманка – до 5 %. Акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит. Плотность пород составляет 2,65–2,76 г/см^3, магнитная восприимчивость – $(21–135)\times10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность – 12–17 мкР/ч. В южном эндоконтакте массива отмечается замещение плагиоклаза мусковитом (серицитом) и альбитом, увеличение содержания калиевого полевого шпата – до 20 %, биотитизация роговой обманки, перекристаллизация кварца (вероятно, под влиянием более поздних гранитов). Породы подвергнуты позднейшим дислокациям, часто имеют гнейсовидный облик, участками эпидотизированы. Здесь же отмечаются развалы кварцевых жил, иногда с пирит-халькопиритовой минерализацией, которые также, вероятно, связаны с более молодыми гранитоидами. Для химических составов характерно преобладание Na_2O над K_2O (отношение их равно 1,57–3,1), из геохимических особенностей можно указать на появление (в слабо аномальных количествах) W, что объяснимо влиянием поздних кислых интрузий. По данным А. В. Коровко (2000 г.), плагиограниты секут «малорефтинскую толщу», возраст которой определен севернее территории листа как позднеордовикско-раннесилурийский. Время становления пород комплекса в Аверинском массиве датировано Е. В. Лобовым, В. Н. Смирновым (Екатеринбург, 2010 г.) 419±4 млн лет (U-Sb метод по цирконам), что отвечает позднему силуру.

Отвечают наиболее мобильным этапам развития палео-Урала. Сложены породами широкого спектра основности и щелочности, образующими преимущественно гипабиссальные комплексы.

Бриентский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\Sigma D_1 br$) представлен апогарцбургитовыми, аподунитовыми серпентинитами (лизардитовыми и антигоритовыми), реже тальковыми, антофиллит-тальковыми, тальк-карбонатными породами. Они располагаются в Уйско-Домбаровской подзоне Восточно-Магнитогорской СФЗ, где приурочены к одной из систем надвиговых дислокаций (к северу от пос. Куликовский, территория листа N-41-XIX); форма тел обусловлена морфологией разрывных зон. Здесь серпентиниты слагают небольшие пологопадающие уплощенные массивы сложной конфигурации, обычно удлиненные (до 8 км). Мощность этих тел относительно небольшая, не превышает сотен метров, реже – первых километров.

Серпентиниты выделяются положительными магнитными аномалиями, в поле силы тяжести им отвечают небольшие относительные понижения. Наибольшим распространением пользуются массивные или сланцеватые аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, преимущественно антигоритовые. До 5% их объема составляют зерна магнетита и измененного хромшпинелида, очень редко наблюдаются незамещенные реликты гиперстена. Магнитная восприимчивость ультрамафитов достигает $10\ 000 \times 10^{-5}$ ед. СИ. В зависимости от содержания магнетита и хромита плотность пород колеблется от 2,3 до 2,9 г/см^3, во вкрапленных хромитах она достигает 3,82 г/см^3.

Для их химического состава характерно высокое содержание Cr (0,1–0,5%), Ni (0,2–0,3%), Co (сотые доли %), очень низкое Ti (менее 0,1%), крайне низкое редких элементов. Среди метасоматитов по ультрабазитам различаются тальковые, тальк-карбонатные, тальк-хлорит-карбонатные, кварц-карбонат-тальковые, реже хлорит-тремолит-(актинолит)-тальковые, тальк-хлоритовые, кварц-хлорит-тальковые, тальк-карбонат-кварц-хлоритовые, антофиллит-тальковые, кварц-карбонатные и существенно кварцевые с карбонатом и фукситом (лиственитты). С комплексом связана хромитоносность, в метасоматитах – проявления золота, в корах выветривания по гипербазитам – силикатные руды никеля, «легированные» бурые железняки, минеральные краски, платиноиды. Возраст бриентского комплекса, в соответствии с серийной легендой, принят раннедевонским.

Канзафаровский комплекс габбро-диоритовый ($\nu D_1 kn$) представлен габбро, реже габбродиоритами, микрогаббро, редко пироксенитами и диоритами; развит в Алапаевско-Адамовской СФЗ под мезозойско-кайнозойскими осадками. Бурением выходы его пород установлены на юго-западном берегу оз. Уелги (небольшой одноименный массив); они слагают также северную часть массива оз. Сайгерлы, восточную часть Буринского массива, силлоподобные залежи установлены в крупном останце гнейсов на севере Калдинского массива [72]. Габбро представлены разнозернистыми, нередко порфировидными такситовыми разностями – от

мелано- до лейкократовых. В них отмечаются дайки микрогаббро, по составу аналогичных вмещающим габброидам, а также тектонизированные ксенолиты габбропироксенитов. Средняя плотность габброидов – 3,0 г/см^3, магнитная восприимчивость – $(45–1775)\times10^{-5}$ ед. СИ. Химический состав пород отвечает нормальным габбро, реже – габбродиоритам; для них характерны повышенные содержания TiO_2, P_2O_5, частое присутствие высокожелезистых разностей (FeO* – 7,9–16,30 %), натриевый тип щелочности (Na_2O/K_2O – 3,38–38,42 при сумме щелочей 2,86–4,66 %). По нормосоставу основные магматиты соответствуют габброноритам, оливиновым габброноритам, габбро. На востоке Буринского массива в меланогаббро известны проявления титаномагнетитовых руд. Определения изотопного возраста (Sm-Nd метод), проведенные авторами по монофракциям из габброидов, дают широкий разброс значений: 396±28, 418±96, 428±170 и 444±120 млн лет. Время становления комплекса согласно серийной легенде принято раннедевонским.

Подольский комплекс дунит-гарцбургитовый ($\upsilon\sigma D_1p$) образован серпентинизированными гарцбургитами, лерцолитами, дунитами, оливинитами, а также вебстеритами и талькитами. На рассматриваемой площади к нему отнесен небольшой Каменнодольский массив, расположенный в зоне Алапаевско-Челябинского разлома в пределах Красногвардейско-Светлинской СФЗ (лист N-41-XXXI). С запада массив окружают образования нижнепротерозойской мариинской свиты, с которой он имеет тектонические контакты. Форма его неправильная (вытянутая заливообразная), площадь около 10 км^2. Массив сложен апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами и тальк-хлоритовыми породами. Серпентиниты преимущественно антигоритовые или хризотил-антигоритовые с листоватой и решетчато-листоватой структурой. Кроме названных минералов и бастита в них довольно часто наблюдаются карбонат, хлорит, тальк, уваровит, а также магнетит и хромит. С корами выветривания по породам комплекса связаны проявления силикатных никелевых руд. Возраст таксона (согласно серийной легенде) раннедевонский.

Колубайский комплекс клинопироксенит-габбровый (υ-νD_1kl) представлен клинопироксенитами, габбро, габбродиоритами, горнблендитами. Ими сложены два массива в Красногвардейско-Светлинской СФЗ (лист N-41-IX): Яковлевский и Тулунгуйский, а также ряд мелких тел к юго-западу от последнего, приуроченных к зоне Сафакулевского разлома [53]. В Яковлевском массиве присутствуют и мафиты, и ультрамафиты, в Тулунгуйском преобладают габброиды. Массивам соответствуют отрицательные магнитные аномалии интенсивностью 200–350 гамм, сопровождаемые локальными максимумами в экзоконтактовых зонах; в гравитационном поле – положительные аномалии интенсивностью до 18 мГал. Тулунгуйский массив вытянут субширотно, Яковлевский имеет более сложную форму; размеры: Яковлевского – 8×4 км (по геофизическим данным его мощность свыше 4 км), Тулунгуйского – 5×3 км, мощность – до 800 м.

Габброиды состоят из соссюритизированного плагиоклаза (40–60 %) и амфиболизированного пироксена; акцессорные минералы – апатит, магнетит, ильменит, гематит. Габбро нередко чередуются с клинопироксенитами,

последние иногда образуют самостоятельные маломощные согласные тела среди вмещающих образований. Обычно это мелкозернистые породы с сидеронитовой структурой, обусловленной вкрапленностью (гнезда и прожилки) магнетита в количестве до 20%. Габбро характеризуются повышенными содержаниями TiO_2 и P_2O_5, по соотношению щелочей относятся к калиево-натриевой серии. Пироксениты содержат повышенное количество оксидов Fe (в среднем 25%) и P_2O_5 (0,74%) при невысоких концентрациях TiO_2 (0,67%). Эти особенности химизма отличают габброиды и пироксениты комплекса от альпинотипных. В первых иногда фиксируются повышенные содержания Cu и Zn. Возраст комплекса принят раннедевонским по серийной легенде.

Салаватский комплекс диорит-плагиогранитовый ($\delta D_2 s$) представляют диориты, кварцевые диориты и (редко) плагиограниты, образующие Кысыкульский массив и мелкие дайкообразные тела в Вознесенско-Присакмарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ (листы N-41-I, VII). Массив в плане имеет линзовидную форму и размеры $1{,}3 \times 6$ км, вертикальная его мощность 2 км. Вмещающими являются породы сакмарского комплекса, с которыми массив имеет интрузивные контакты и содержит их ксенолиты. В составе диоритов (об.%): олигоклаз-андезин (60–70), амфибол (20–30), биотит (0–5), кварц (0–3), акцессорные: апатит, циркон, сфен, пирит. В кварцевых диоритах содержание кварца увеличивается до 10–15%. Средняя плотность диоритов 2,66 г/см^3, магнитная восприимчивость 20×10^{-5} ед. СИ. Диориты нередко подвержены катаклазу, рассланцеванию и гидротермальной переработке. Катаклазированные породы приобретают планпараллельную текстуру за счет ориентировки хлорита; в некоторых участках катаклаз сопровождается появлением кварцевых жил различной мощностью. Химический состав средних пород характеризуется натриевым типом щелочности с соотношением Na_2O/K_2O около 3. По содержанию TiO_2, CaO, сумме оксидов железа, K_2O диориты относятся к «базальтоидному» типу.

По данным нейтронно-активационного анализа, кварцевые диориты содержат в среднем (г/т): Rb – 16,3, Sr – 490, Ba – 87, Sc – 13, Cr – 27,4, Co – 21,1, Ni – 160, As – 3,13, Sb – 0,41, Se – 5,82, Th – 0,71, U – 2,5, Hf – 3,16, Ta – 0,041 [86]. Породы характеризуются нижекларковыми содержаниями большинства элементов, кроме Co (на уровне кларка). По концентрациям Cr, Co, Zr, отношению Ni/Co они отвечают габбро-диорит-плагиогранитовой формации, а по соотношению Rb/Sr – производным глубинных (мантийных) пород, завершающих формирование офиолитовых зон в островных дугах [86]. Связь с ультрамафитами проявляется и в конфигурации графика нормированного распределения РЗЭ в кварцевых диоритах: он имеет М-образную форму. При общей слабой дифференцированности редкоземельных элементов отмечается обратный их рост (от La к Sm при отчетливом Eu-минимуме) в группе ЛРЗЭ (K_N = 6,4–10,3) и снижение содержаний в группе ТРЗЭ, K_N которых колеблется от 10 до 15. Такой характер распределения обычен для альпинотипных ассоциаций. Комплекс в зонах пропилитизации вмещает проявления золото-сульфидно-кварцевой и медно-порфировой формаций. Возраст его обоснован геологически – наличием

галек диоритов в туфоконгломератах улутауской свиты среднего–позднего ордовика [86].

Касаргинско-тептяргинский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый ($\rho\gamma D_2 kt$) представлен здесь плагиогранитами, тоналитами, редко плагиогранит-порфирами и габбродиоритами, слагающими Кузяшевский, Тептяргинский массивы и части более мелких массивов (Кульмяковского, Татарско-Карабольского, Тюбукского); все они располагаются в Алапаевско-Адамовской СФЗ (листы N-41-I, II, VII). В гравитационном поле габбродиоритам Кузяшевского массива отвечает локальная положительная аномалия интенсивностью до 0,75 мГал, а участкам развития кислых пород – отрицательные аномалии (до 1 мГал). Магнитное поле над Тептяргинским массивом слабоотрицательное, с дугообразным рисунком; плагиограниты располагаются в области знакопеременных, слабых положительных и отрицательных аномалий. В поле силы тяжести массив выделяется отрицательной локальной аномалией интенсивностью 6 мГал. Описываемое тело имеет активные интрузивные границы с частыми ксенолитами вмещающих вулканитов вблизи эндоконтактов и их ороговикованием (окварцеванием, амфиболизацией), реже – скарнированием в зонах экзоконтактов. Иногда фиксируются средне- и крупнозернистые амфиболовые габбро (во внутренних частях массива) и порфировидные кварцсодержащие их разновидности (в краевых частях). Средняя плотность габбро – 2,95 г/см^3, магнитная восприимчивость – 26×10^{-5} ед. СИ. Тоналиты и кварцевые диориты – средне- и крупнозернистые с массивной или полосчатой текстурой. Состоят (%) из плагиоклаза (№ 8–35) – до 61, кварца – до 27, роговой обманки – до 11; микроклина (иногда решетчатого) – до 13 и вторичных минералов: актинолита, соссюрита, хлорита, эпидота; акцессорные – сфен, апатит, ильменит. Плагиограниты крупно- и среднезернистые, иногда порфировидные, состоят (%) из кварца – 38–42, ортоклаза – 6–19, плагиоклаза (№ 12–30) – 50–60, биотита – до 4; рудные минералы – до 1,5. Радиоактивность плагиогранитов – 2–6 мкР/ч, у малокалиевых гранитов – до 20 мкР/ч.

Плагиограниты характеризуются калиево-натриевым типом щелочности; при содержаниях TiO_2 от 0,2 до 0,4 %, Al_2O_3 – 13,5–15 % и K_2O – 0,9–3,2 % часть пород приближается к собственно гранитным разностям. График нормированных содержаний РЗЭ характеризуется слабой их дифференцированностью и конфигурацией, близкой к хондритовому типу с K_N 6,5 (La) и 5,9 (Lu). Возраст комплекса (U-Pb-метод, А. А. Краснобаев, 2009) определен в 392–393 ± 4 млн лет и в соответствии с серийной легендой принят среднедевонским.

Баклановский комплекс габбро-диорит-гранодиоритовый ($\nu\text{-}\gamma\delta D_2 b$) образуют габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, гранодиориты. Ими сложены наиболее крупные Баклановский (преимущественно габброиды), Нижнепетропавловский, Симоновский, Соколовский и другие массивы (лист N-41-III) в Ильиновско-Марииновской подзоне Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Петротипический Баклановский массив имеет близкую к изометричной форму с размером (на поверхности доюрского основания) 10 × 10 км; сложен пироксен-роговобманковыми габбро, диоритами и кварцевыми диоритами. В гравитационном поле тело

отражается положительными аномалиями до 6 мГал и сложно дифференцированным магнитным полем. Нижнепетропавловский массив характеризуется положительной гравиметрической аномалией и повышенным дифференцированным магнитным полем (до 400 нТл). Кроме нормальных габбро присутствуют мелко- среднезернистые пироксен-роговообманковые габбродиориты. Диориты, кварцевые диориты и гранодиориты слагают преимущественно малые тела баклановского комплекса. В целом породы этого таксона имеют довольно широкий разброс составов: содержание SiO_2 колеблется от 48,4 до 53,8%, Na_2O – 2,2–3,3%, K_2O – 1,3–4,2%. Иногда они характеризуются повышенной щелочностью, которая имеет вторичный характер за счет наложенной калишпатизации и биотитизации под влиянием более поздних гранитов. Породы баклановского комплекса метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации динамо-термального метаморфизма. Средняя плотность габброидов – 2,95 г/см^3, кварцевых диоритов и гранодиоритов 2,65 г/см^3. Магнитная восприимчивость меняется от $5{,}27 \times 10^{-3}$ ед. СИ в габбро до нулевой в кислых породах. По петрографическим и петрохимическим особенностям магматиты близки к габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Значения изотопного возраста комплекса составляют 315–355 (K-Ar-метод, Баклановский массив, М. Б. Малютин и др., 1997) и 387 млн лет (K-Ar-метод, Ереминская интрузия [54]). Согласно серийной легенде, время его становления принимается среднедевонским.

Черкасовский комплекс диоритовый ($\delta D_3 čr$) представлен малыми телами диоритов и кварцевых диоритов в Алапаевско-Адамовской и Красногвардейско-Светлинской СФЗ (листы N-41-II, VIII), приуроченными к субмеридиональным разрывным нарушениям или находящимися в аллохтонном залегании среди отложений раннего карбона. Площадь массивов 3–12 км^2, им отвечает спокойное (отрицательное или положительное) магнитное поле, в гравитационном поле отдельные массивы отмечаются слабоположительными локальными аномалиями. Диориты и кварцевые диориты иногда имеют порфировидную структуру. Породы состоят из переменного количества среднего плагиоклаза, роговой обманки, кварца и (редко) микроклина (3–10%); акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит. Плотность пород 2,79–2,84 г/см^3, магнитная восприимчивость $(27–104) \times 4\pi \times 10^{-6}$ ед. СИ. Геохимическая характеристика их изучена слабо. Радиоизотопный возраст комплекса (K-Ar метод, дайки в базальтах саргазинской толщи, урочище Ягузак) составляет 372 ± 10 млн лет и принят позднедевонским в серийной легенде.

Астафьевский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый (γ'-$\gamma\delta' D_3 a$) характеризуется мелко- и среднезернистыми метагранитами, метагранодиоритами, кварцевыми метадиоритами, реже метадиоритами, метагаббродиоритами, метагаббро; анатектит-гнейсами. Они слагают одноименный массив в Алапаевско-Адамовской СФЗ к запад-северо-западу от Джабыкского плутона (листы N-41-XIX, XXV). Вмещающими породами служат метаморфиты нижнепротерозойской кожубаевской толщи и отложения чулаксайской свиты нижнего кембрия. Массиву отвечает сложное магнитное поле с отдельными значительными положительными аномалиями, магнитная восприимчивость пород – $(50–1800) \times 10^{-5}$ ед. СИ.

Среди диоритов и габброидов иногда встречаются порфировидные разности. Гранитоиды локально окварцованы, превращены в кварц-мусковитовые метасоматиты, с ними ассоциируют кварцевые жилы. Породы комплекса часто имеют полосчатую, гнейсовидную текстуру, нередко бластокатаклазированы и бластомилонитизированы. Метасоматиты содержат шахматный альбит (по первичному калиевому полевому шпату), решетчатый микроклин (по плагиоклазу и новообразованному шахматному альбиту) в количестве до 70%. Химический состав характеризуется низкими содержаниями K_2O в кварцевых диоритах и гранодиоритах, фиксируется переход последних к тоналитам. Повышенные содержания CaO характерны для габбродиоритов. Среди кислых пород отмечаются плагиогранитовые разности. Все образования массива метаморфизованы в условиях высокотемпературной зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций. Графики распределения РЗЭ показывают низкую степень дифференцированности ТРЗЭ (K_N 11–19 для Gd и 7–11 для Lu) и конформны «хондритовому» тренду распределения. Группа легких РЗЭ характеризуется более выраженной дифференцированностью содержаний (K_N 45–127 для La и 15–38 для Sm) с незначительной отрицательной аномалией Eu. С корами выветривания по зонам метаморфогенной биотитизации связано вермикулитовое оруденение. Комплекс принадлежит к габбро-диорит-плагиогранитовой формации.

Имеется несколько радиоизотопных датировок, которые малонадежны по причине их сильного разброса вследствие наложенных динамометаморфических и метасоматических процессов. Авторами выполнено определение возраста по цирконам из гранодиоритов U-Pb-методом – 367±3 млн лет, что отвечает фаменскому времени.

Надыровомостовский комплекс монцогаббро-граносиенитовый распространен в Алапаевско-Адамовской СФЗ, его породы слагают Буринский, Куяшский, Калдинский, Надыровомостовский массивы (лист N-41-II). Их расположение контролируется системой разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного простирания. Комплекс трехфазный: первая фаза ($\mu\nu D_3 nm_1$) – монцогаббро, габбро; вторая ($\mu\delta D_3 nm_2$) – монцодиориты, диориты, кварцевые диориты; третья ($\gamma\xi D_3 nm_3$) – граносиениты, гранодиориты. Из перечисленных массивов наиболее изучены два последних, в строении которых отмечаются общие особенности.

Калдинский массив имеет форму овала размером 10×15 км, строение его зональное: в краевых частях развиты габброиды, образующие тела дугообразной формы и блоки различной величины среди пород поздних фаз, отчетливо выделяющиеся магнитным полем высокой интенсивности. К внутренним частям они последовательно сменяются монцодиоритами и диоритами второй фазы. Ближе к центру, а также на севере массива располагаются удлиненные, дугообразные и сложной формы тела гранодиоритов, граносиенитов 3-й фазы, подчеркивающие общую конфигурацию плутона.

Надыровомостовский массив имеет размеры 7×8 км и неотчетливо зональное строение; содержит останцы кровли вмещающих ороговикованных базальтоидов. В его южной и северной частях отмечаются небольшие тела

граносиенитов 3-й фазы. Морфология магнитного поля сложная и лишь на юге и юго-востоке массива можно реконструировать первоначально кольцевое его строение. Названные массивы разделены полосой выходов теченской толщи шириной до 4–6 км. Габброиды первой фазы нередко кварцсодержащие и имеют переходы к габбродиоритам, такситовое строение (чередование лейкократовых и меланократовых разностей), местами гнейсовидность. В породах плагиоклаз (иногда зональный – лабрадор в центральных зонах, андезин в краевых) составляет 35–45 %, клинопироксен – 20–25 %, роговая обманка – 12–20 %, биотит – до 5 %, кварц – до 10 %. Калиевый полевой шпат образует самостоятельные зерна или обрастает плагиоклаз; его количество – 5–18 %. Кроме первичных выделений этого минерала, вдоль микротрещин наблюдается наложенная калишпатизация.

По нормосоставу основные породы отвечают габбро, оливиновому габбронориту, габбронориту. Количество нормооливина составляет в них от 3 до 15 %; состав нормативного плагиоклаза (№ 61–77) отвечает модальному; количество нормативного кварца в безоливиновых габброидах – до 5 %. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон, магнетит, титаномагнетит. Плотность этих пород 2,85–2,98 г/см^3, магнитная восприимчивость – (0–1200) $\times 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность по сравнению с габброидами более древних комплексов повышенная – 11–18 мкР/ч.

Породы второй фазы имеют отчетливые интрузивные контакты с габброидами, содержат их ксенолиты, иногда имеют облик интрузивных брекчий, в которых выполняют роль цемента; строение их также неоднородное, такситовое. Структура гипидиоморфнозернистая, монцонитоидная. В составе (%) пород: плагиоклаз (45–50), преимущественно андезиновый (31–43 An), роговая обманка (до 30), кварц (3–15), микроклин (10–25), биотит (5). Они отличаются большей лейкократовостью и содержат калиевый полевой шпат. Преобладающий цветной минерал – роговая обманка, по которой развивается поздний биотит (совместно с магнетитом и сфеном). Плотность пород 2,68–2,76 г/см^3, магнитная восприимчивость – (10–150) $\times 10^{-5}$ ед. СИ, радиоактивность – 10–16 мкР/ч.

Кислые магматиты третьей фазы имеют постепенные переходы между разновидностями и характеризуются небольшим (2–5 %) содержанием темноцветных; иногда они несут следы микропегматитовой структуры. Характерной особенностью является зональность плагиоклазов: олигоклаз в центре и калинатриевый полевой шпат в краевой части. В экзоконтактовых зонах этих пород отмечается калишпатизация образований ранних фаз. Петрофизические характеристики близки к таковым для диоритоидов второй фазы, хотя плотность несколько ниже – 2,65–2,75 г/см^3. Особенности химического состава подтверждают принадлежность пород к единому последовательно дифференцированному субщелочному комплексу с постепенным увеличением K_2O и суммы щелочей с ростом кремнекислотности. Содержания Rb, Sr и K_2O в гранодиоритах – 132,1 г/т – 590 г/т – 3,45 % и граносиенитах 79,4 г/т – 435 г/т – 2,2 % соответственно. На диаграмме Rb–K_2O они располагаются вблизи тренда гранитов корового происхождения. На диаграмме Rb–Sr [36] точки составов гранитоидов 3-й фазы

находятся в полях производных орогенных магм, в том числе толеитовой повышенной щелочности. График распределения РЗЭ для граносиенитов показывает достаточно высокую степень фракционирования ЛРЗЭ и незначительную – ТРЗЭ с характерной отрицательной аномалией Eu; кривые подобного вида характерны для гранитоидов коллизионных обстановок. На диаграмме Hf–Rb/30–Ta·3 граносиениты располагаются в поле островодужных образований [72]. Анализ расплавных включений в породах 3-й фазы дает температуру гомогенизации 920–950 °С, что вместе с особенностями структур указывает на мезоабиссальный уровень их становления и относительную маловодность. С надыровомостовским комплексом связано скарново-магнетитовое оруденение. Установлено, что кластогенный материал граносиенитов встречается в гравелитах и песчаниках раннего карбона. K-Ar датировки из габбродиоритов комплекса составляют 360 млн лет (Л. Н. Овчинников, 1963), диоритов – 395 млн лет, 347±9 млн лет. Возраст комплекса принят позднедевонским.

Урускискенский комплекс монцонит-граносиенит-лейкогранитовый ($\mu\delta D_3 u$) представлен здесь монцодиоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, лампрофирами, слагающими Толстинский массив и серию более мелких тел в зоне Челябинского разлома (лист N-41-XIX); относится к Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Субмеридиональный Толстинский массив имеет размер 30×5 км; он четко выражен в магнитном поле положительными аномалиями интенсивностью 200–800 нТл, в гравитационном поле проявлен слабо.

По геофизическим данным, интрузия имеет неправильную воронкообразную форму, в центральной части ее вертикальная мощность составляет 2 км при ширине 4,5 км. Монцодиориты – мелкозернистые, большей частью разгнейсованные, сохранились в виде небольших (до 2×50 м) ксенолитов среди более поздних гранитоидов. Состоят (%) из роговой обманки (15–20), моноклинного пироксена (до 5), олигоклаз-андезина (40–45) и калинатриевого полевого шпата (5–10), а также редких зерен кварца и акцессорных минералов – апатита, сфена, магнетита. Гранодиориты среднезернистые полосчатые, сложены роговой обманкой (10–15%), олигоклаз-андезином (до 30%), биотитом (5–10%), редкими зернами калинатриевого полевого шпата, кварцем (до 20%); акцессорные – апатит, циркон, сфен, магнетит. Все породы комплекса метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Для них характерна высокая щелочность с отрицательной корреляцией K_2O–Na_2O и Na_2O–SiO_2, четкой положительной корреляцией K_2O–SiO_2, MgO–TiO_2. Распределение РЗЭ представлено линиями с довольно крутыми наклонами, что отвечает весьма высокой степени их фракционирования. В группе ЛРЗЭ отмечается рост K_N от Sm к La, для ТРЗЭ постепенное снижение K_N от Gd к Lu [33, 34].

На классификационных диаграммах составы гранодиоритов комплекса локализуются в полях кислых гипабиссальных образований островных дуг и активных континентальных окраин. Содержание Rb и Sr в них 60 и 374 г/т соответственно [33]. Радиологические датировки – от 342±15 до 308±15 млн лет (K-Ar метод, Б. А. Янкелевич, 1971). Согласно серийной легенде, возраст комплекса принят позднедевонским.

Джабыгасайский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый (ν-pγD_3*dž*) на площади листа выполнен плагиогранитами, тоналитами, кварцевыми диоритами, габбродиоритами, диорит-порфиритами, плагиогранит-порфирами, лампрофирами, слагающими массив Горько-Соленого озера и Елизаветпольский массив в западной части Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Первый из них приурочен к Тарутинско-Наследницкому, второй – к Алапаевско-Челябинскому (занимая там кососекущее положение) разломам (листы N-41-XIX, XX, XXV). Все интрузии интенсивно тектонизированы, форма массивов в плане удлиненно-полигональная и линзовидная. Контакты с вмещающими породами четкие. В физических полях массивы выражены плохо. При среднемасштабной съемке картируются все три фазы комплекса: 1-я – габброиды, 2-я – тоналиты, кварцевые диориты, гранодиориты, 3-я – плагиограниты. Магматиты основного состава представлены роговообманковыми такситовыми габбро с примерно равным соотношением амфибола и плагиоклаза (лабрадора в центре зерен, андезина в краевых зонах). Породы второй фазы – мелко- и среднезернистые, нередко порфировидные, биотитсодержащие, состоят из плагиоклаза и хлоритизированной роговой обманки. Основной объем джабыгасайского комплекса выполнен плагиогранитами – гнейсовидными (динамометаморфическая полосчатость) или брекчиевидными с очковой, сланцеватой текстурой. Они состоят (%) из кварца (10–25), плагиоклаза (75–80), слюд (до 10). В них отмечаются ксенолиты кварц-биотит-андалузитовых сланцев.

Петрохимической особенностью всех пород комплекса является натриевый тип щелочности при низких содержаниях K_2O (0,67–0,92 %). Концентрации Rb и Sr составляют (г/т): в габброидах 22 и 203, в тоналитах 39 и 125, в плагиогранитах 30 и 71 соответственно. Отношение Rb/Sr колеблется в пределах 0,05–0,5, что характерно для магматитов, связанных с материалом океанической коры [34]. Распределение РЗЭ в габброидах и диоритоидах сходное и характеризуется незначительной дифференциацией в группе ЛРЗЭ и ТРЗЭ. Для плагиогранитов отмечается значительная степень дифференцированности в группе ЛРЗЭ и почти идентичная габброидам и диоритоидам – для ТРЗЭ. Отношение La/Yb в габбро и плагиогранитах близки и составляют 2,35 и 2,75 соответственно [34]. Все породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Комплекс относится к габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Изотопные датировки K-Ar методом (Ф. А. Пискунов и др., 1966) дают значения 353–384 млн лет, что в целом соответствует позднему девону.

Коскольский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый (ν-pγD_3*ks*) выполнен плагиогранитами, тоналитами, кварцевыми диоритами, диоритами, редко габбродиоритами, габбро, малокалиевыми гранитами. Они образуют ряд массивов в Урайско-Денисовской СФЗ, протягивающихся цепочкой в зоне Ливановского разлома (листы N-41-IV, V, XV, XXVI, XXVII). Размер тел – от 2 × 6 до 7 × 15 км, форма – штоко- и силлообразная.

Массивам (Каракульский и др.), где преобладают габброиды, отвечают положительные аномалии силы тяжести и магнитного поля. Породы представлены нормальными габбро и габбродиоритами, состоящими из андезин-лабрадора, пироксена (замещающегося амфиболом и хлоритом) и

характерных микрографических сростков кварца с калиевым полевым шпатом; акцессорные минералы – магнетит, апатит, сфен. Кварцевые диориты – массивные среднезернистые, в составе имеют зональный плагиоклаз (от лабрадора до олигоклаза), роговую обманку, кварц, биотит. Акцессорные минералы – магнетит, сфен, апатит, пирит; вторичные – хлорит, карбонат. В кварцевых диоритах установлены ксенолиты габбро; сами они имеют постепенные переходы в тоналиты. Последние в Каракульском массиве образуют автономные тела длиной 4–6 км при ширине 0,6–1 км с падением контактов, близким к вертикальному. Это массивные, крупнозернистые породы с порфировидной гранитовой структурой, состоящие из плагиоклаза (иногда зонального), кварца, калиевого полевого шпата, биотита, роговой обманки; акцессорные минералы – магнетит, сфен, апатит, циркон (редко), вторичные – хлорит, соссюрит, карбонат. Средняя плотность габброидов 2,97 г/см^3, магнитная восприимчивость 3400×10^{-6} СГС; плотность тоналитов 2,62–2,79 г/см^3, магнитная восприимчивость – $(40–1470) \times 10^{-6}$ СГС. Для комплекса характерны повышенные содержания Cu, Co, Mo, Zn, Pb, Ni, Be, Zr, V. Он принадлежит к габбро-диорит-плагиогранитовой формации; возраст, согласно серийной легенде, позднедевонский.

Краснокаменский комплекс габбро-сиенитовый (ν-$\xi D_3 kk$) представлен габбро и сиенитами, образующими одноименный и Соколовский массивы, а также многочисленные небольшие тела в Верхотурско-Новооренбургской СФЗ (лист N-41-XIII). Краснокаменский массив имеет изометричную в плане форму, диаметр его около 3 км. По его периферии располагаются малые тела сиенитов, кварцевых монцонитов и монцодиоритов, которые вместе с окружающими вулканитами и центральной частью массива слагают кольцевую вулкано-интрузивную структуру диаметром около 8 км, представляя, по-видимому, эродированную часть более крупной постройки. Массив прорывает верхнедевонскую краснокаменскую толщу, а на востоке тектонически сочленяется с булатовской толщей. В обоих массивах наиболее развиты сиениты (около 60 %), менее распространены кварцевые монциониты (35 %) и габброиды (7 %) [83]. Монцодиориты, кварцевые монциониты и сиениты связаны постепенными переходами. Сиениты – массивные средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные породы. В их составе (об.%): калиевый полевой шпат (40–60), плагиоклаз (30–50), биотит (5–10), роговая обманка, кварц (до 5); вторичные минералы – эпидот (5–20) и серицит (до 10); акцессорные – апатит, сфен; рудные – магнетит, лейкоксенизированный титаномагнетит. Монцодиориты отличаются повышенным содержанием темноцветных минералов и более основным плагиоклазом, а кварцевые монциониты – большим содержанием кварца. Габбро состоят (%) из эпидотизированного плагиоклаза (50), амфибола (45), хлорита (2), апатита и рудных минералов (до 2). В химическом составе монцодиоритов отмечается повышенное содержание P_2O_5 (в среднем 0,37 %) и K_2O (4,9 %) с преобладанием его над Na_2O, пониженное содержание MgO (2,6 %). Для комплекса характерны надкларковые концентрации Ni, Ag, Cr и Co, у отдельных элементов оно близко к кларковому. По содержанию щелочей сиениты краснокаменского комплекса занимают промежуточное положение между умереннощелочными и щелочными разностями. С комплексом

пространственно и генетически связано скарново-магнетитовое оруденение. Время формирования таксона принято позднедевонским (в соответствии с серийной легендой). Радиоизотопный возраст (323 ± 16 млн лет), полученный для кварцевого монцонита из Соколовского массива K-Ar методом, отражает скорее всего этап вторичных изменений.

Биргильдинско-томинский комплекс диоритовый (δD_3–C_1bt) образован диоритами, кварцевыми диоритами и кварцевыми диорит-порфиритами. Породы слагают несколько массивов и малых тел гипабиссального уровня становления в Алапаевско-Адамовской СФЗ (листы N-41-II, VIII, XIII, XIX). Их размещение контролируется разрывными нарушениями северо-восточного и северо-северо-западного направлений. Размеры тел различные: от даек мощностью 1–2 м до массивов площадью в несколько квадратных километров. Форма массивов в плане обычно изометричная со сложной конфигурацией контактов. В разрезе они представляют собой сужающиеся книзу штоки. На фоне вмещающих пород фиксируются локальными отрицательными аномалиями силы тяжести и сложным магнитным полем. Между всеми породами комплекса существуют постепенные переходы как в структуре, так и в минеральном составе. В кварцевых диоритах кварц составляет 7–15 %, андезин – до 55 %, амфибол – до 20 %. Порфировидные диориты содержат во вкрапленниках кварц (1–3 %), хлоритизированную роговую обманку (10–20 %) и плагиоклаз (15–25 %), замещенный карбонатом и слюдистыми агрегатами. Акцессорные минералы – сфен, турмалин, гранат, циркон, рутил, анатаз; рудные – ильменит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит. Породы немагнитны, средняя плотность – 2,73 г/см^3, радиоактивность – 4–7 мкР/ч. По химизму они отвечают диоритам и кварцевым диоритам нормального ряда. При этом первые относятся к натриевой серии, а вторые к калиево-натриевой. Содержание большинства элементов в диоритах находится на уровне кларковых и нижекларковых за исключением повышенных концентраций меди, серебра и висмута.

Гипабиссальные массивы сопровождаются ореолами пропилитов, вмещают медно-порфировые руды. С комплексом парагенетически связаны проявления полиметаллов. Малоизмененные диориты содержат Rb и Sr (г/т) соответственно: <3 и 204; интенсивно ослюденелые – 11–24 и 188–245. На диаграмме Rb–Sr их составы располагаются на границе полей океанических и континентальных толеитов. Содержания РЗЭ и характер их дифференциации указывают на связь магматитов с мантийными источниками и участием в их формировании корового материала.

Соотношение изотопов стронция в диоритах (0,70693 ± 0,00015) указывает на гибридный, смешанный состав исходной андезитовой магмы. По условиям кристаллизации диориты относятся к порфировому типу гипабиссальной и субвулканической фаций (T = 730–760 °C, глубина – 0,5–1,5 км). На основании некоторых общих черт химизма, а также характера изменений комплекс можно сопоставить с редуцированной габбро-диорит-плагиогранитовой формацией, проявленной в условиях рифта на активной континентальной окраине и имеющей признаки смешивания разнородного глубинного материала. Радиологический возраст (K-Ar метод) диоритов

составляет от 336±10 до 359±9 млн лет, белых слюд в аподиоритовых метасоматитах – 321–330 млн лет. Изохронным Rb-Sr методом для порфировых диоритов установлено время становления – 341±6 млн лет. Приведенные данные позволяют считать биргильдинско-томинский комплекс позднедевонско-раннекаменноугольным [70].

Мариинovский комплекс диорит-плагиогранитовый (δ-pγD_3–C_1m) представлен диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, плагиогранитами, плагиогранит-порфирами, которые слагают Смолинский массив в восточной и небольшие тела в западной частях полиформационного Челябинского плутона (в Алапаевско-Адамовской СФЗ), а также Азбаевский, Нижнесанарский, Мариинovский массивы в Красногвардейско-Светлинской зоне. Первый из них на востоке срезан Алапаевско-Челябинским разломом, с запада прорван гранитоидами полетаевского комплекса. С юга к Смолинскому массиву примыкают базальтоиды саргазинской толщи ордовика, часто имеющие тектонизированные контакты.

Азбаевский массив (листы N-41-VIII, IX, XIV, XV) располагается вблизи пос. Белоусово среди метаморфитов городищенской свиты. Мариинovский массив (лист N-41-XXXI) вмещают кусоканская свита и кокпектинская толща, перекрывается он потаповской толщей нижнего карбона. Краевые части массивов состоят из роговообманковых разновидностей диоритов и кварцевых диоритов с многочисленными ксенолитами амфиболитов. Далее к центру наблюдаются биотитовые и биотит-роговообманковые кварцевые диориты, переходящие в тоналиты. Самым крупным является Нижнесанарский массив (лист N-41-XIV), протягивающийся в субмеридиональном и северо-восточном направлении на 85 км при ширине до 13 км. Образованиям комплекса отвечает отрицательное магнитное поле различной интенсивности. В южной части Смолинского массива оно знакопеременное, обусловленное присутствием большого количества реликтов субстрата и обогащением пород магнетитом в зонах разрывных нарушений. На фоне общего отрицательного гравитационного поля над Челябинским плутоном магматиты мариинovского комплекса фиксируются повышением силы тяжести. В зоне Челябинского разлома породы Смолинского массива катаклазированы, местами – с появлением тектонической полосчатости. Иногда выделяются гнейсодиориты с порфиробластовой очковой структурой, полосчатой и агматитоподобной текстурами. Наличие в породах калиевого полевого шпата связано с позднейшей гранитизацией, преимущественно в зоне Челябинско-Карталинского разлома. В Нижнесанарском массиве преобладают слабомагнитные породы (минус 50–200 гамм); лишь в северо-западном эндоконтакте интенсивность поля возрастает до +500, реже до +1000 гамм, что, вероятно, связано с разрывными нарушениями. Средняя плотность пород комплекса 2,73 г/см^3, магнитная восприимчивость составляет $50 \times 4\pi \times 10^{-6}$ ед. СИ, естественная радиоактивность – 11–13 мкР/ч.

Химические составы отвечают ряду диорит-плагиогранит с калиево-натриевым типом щелочности (Na_2O/K_2O 1,1–2,9). В породах отмечаются надкларковые концентрации Ni, Cr, Ti, Zn, Pb, Ba, W, Sn, Be. По содержанию (г/т) Rb (82,6), Sr (580,6) и Ba (836) они близки к средним и кислым

палингенным магматитам. На спайдер-диаграмме их тренды сходны с таковыми для интрузий внутренних частей континентов.

Жильные образования представлены мелкозернистыми диоритами и плагиогранитами, а также плагиогранит-порфирами. Графики нормированного распределения РЗЭ характеризуются слабой дифференцированностью ТРЗЭ (на уровне K_N 3–7) в кварцевых диоритах и еще более низкой (K_N 1,5–3) – в плагиогранитах. Концентрации ЛРЗЭ увеличиваются до $K_N = 49$ в кварцевых диоритах и до $K_N = 94$ в диоритах и плагиогранитах. Судя по распределению редкоземельных элементов, формирование комплекса связано с базитовыми источниками магмы. Постепенное линейное снижение степени дифференцированности содержаний от La к Lu, вероятно, характеризует палингенное происхождение пород. Время формирования тоналитов Мариинovского массива, определявшееся ранее K-Ar методом, выражается цифрой 450 млн лет. Данные по возрасту пород Смолинского массива, полученные тем же методом, имеют разброс от 415 до 239 млн лет, что, вероятно, обусловлено неравномерной примесью материала субстрата и более поздней калишпатизацией. Изотопный возраст Нижнесанарского массива (K-Ar метод) укладывается в интервал 410–436 млн лет [88]. Последние датировки по цирконам из диоритов и плагиогранитов (U-Pb метод), выполненные в рамках данной работы, составляют 368±6, 358±3 и 342±5 млн лет соответственно. Возраст комплекса принят позднедевонско-раннекаменноугольным (фаменско-турнейским).

Катенинский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый образован в основном перечисленными в названии породами. Они выполняют несколько массивов, протягивающихся меридиональной полосой более чем на 70 км в пределах Красногвардейско-Светлинской СФЗ. Наиболее крупные из них – Новокатенинские Северный и Южный, Новониколаевский, Гражданский. В магнитном поле габброиды выделяются интенсивными положительными аномалиями (до 500 нТл), средние породы и гранитоиды – отрицательным магнитным полем; в гравитационном поле габброидам соответствуют локальные максимумы. Комплекс сложен породами трех фаз внедрения: 1-я – габбро, габбронориты, нориты, габбродолериты ($\nu C_1 kt_1$); 2-я – диориты, кварцевые диориты ($\delta C_1 kt_2$); 3-я – плагиограниты ($p\gamma C_1 kt_3$). Породы 1-й фазы – меланократовые и лейкократовые габбро – слагают Новокатенинскую группу массивов, которые протягиваются субмеридионально почти на 40 км при максимальной ширине около 7 км (на широте пос. Новокатенино). Небольшие интрузии габбро и габбродолеритов (апофизы или обособленные тела) встречаются к западу, востоку и югу от главных массивов; площадь их в среднем 0,5–0,7 км^2. Среди габбро различаются пироксеновые и роговообманковые; в краевых частях массивов встречаются их кварцсодержащие разновидности. Породы в основном немагнитны или слабомагнитны (менее 300×10^{-5} ед. СИ); в связи с этим массивы плохо выделяются среди вмещающих пород. В гравитационном поле Новокатенинскому массиву соответствуют положительные аномалии силы тяжести интенсивностью до 5 мГал, ориентированные меридионально; восточный и западный контакты отмечаются гравитационными ступенями.

По геолого-геофизическим данным, форма массива – асимметричный лополит с размерами по вертикали 3 км, по горизонтали до 6 км. Породы 2-й фазы слагают небольшие изометричные тела общей площадью около 15 км^2 в центральной части Южного Новокатенинского массива. Они часто содержат разного размера ксенолиты габброидов 1-й фазы. Кроме мелко- и среднезернистых диоритов распространены дайки диорит-порфиритов и кварцевых диорит-порфиритов. Средняя магнитная восприимчивость диоритов $(37–150)\times10^{-5}$ ед. СИ, плотность 2,8 г/см^3. Плагиограниты 3-й фазы имеют плотность 2,67 г/см^3, их магнитная восприимчивость – $(12–25)\times10^{-5}$ ед. СИ. Они слагают Новониколаевский массив и серию небольших тел к востоку и югу от него. Массив вытянут в меридиональном направлении почти на 20 км при ширине 2–3 км, имеет линзовидную форму. С запада он контактирует с основными магматитами Новокатенинского массива, а также с вмещающими вулканитами, контакты с которыми отмечены зонами ороговикования. В плагиогранитах установлены ксенолиты габброидов 1-й фазы; жильные породы представлены плагиогранит-порфирами. Мощность тела – около 1,8 км, к востоку она постепенно уменьшается.

В геофизических полях массив не выделяется. По химическому составу катенинский комплекс относится к дифференцированным низкокалиевым нормальной щелочности (натриевого, реже калиево-натриевого типа). Отмечается увеличение суммы щелочей, железистости, глиноземистости и уменьшение оксида титана с ростом содержаний кремнезема. Концентрации K_2O практически не меняются по всему интервалу кислотности.

Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, для габбро и диоритов имеют почти линейный вид с K_N 6–19 для La и K_N 5–14 для Lu при отсутствии Eu-аномалии. Для плагиогранитов отмечается более высокий уровень содержаний РЗЭ (K_N 11–25), слабое накопление ЛРЗЭ (от Sm к La) и ТРЗЭ (от Gd к Lu), небольшая отрицательная Eu-аномалия. Классификационные диаграммы Дж. Пирса свидетельствуют о принадлежности магматитов к обстановкам островных дуг и активных континентальных окраин, некоторая часть точек приурочена к полям срединно-океанических хребтов. На диаграмме $K_2O–SiO_2$ кислые породы располагаются в области океанических плагиогранитов, что может свидетельствовать об участии в формировании комплекса материала океанической коры [33]. Возраст габброидов первой фазы, определенный авторами Sm-Nd-методом, составляет 333 ± 31 млн лет, что соответствует визейскому веку.

Вознесенский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый (ν-p$\gamma C_1 vz$) сложен диоритами, плагиогранитами, реже кварцевыми диоритами, габбродиоритами, габбро, образующими небольшие массивы и дайки, тяготеющие к зонам разломов субмеридионального простирания в Алапаевско-Адамовской СФЗ (листы N-41-II, VIII, XIII). Наиболее крупный Вознесенский массив представляет собой крутопадающее тело размером в плане $2,6\times12$ км; протяженность даек – от нескольких метров до первых сотен метров. Западная часть массива (преимущественно плагиограниты) характеризуется слабоотрицательным спокойным магнитным полем, восточная – положительным, с северо-западными линейными аномалиями

разного знака. Сближенные тела среднего и кислого состава фиксируются локальной отрицательной аномалией силы тяжести, в магнитном поле не выделяются. Габброидам отвечает локальная положительная гравитационная аномалия и отрицательное магнитное поле с локальными положительными значениями. Породы имеют отчетливые интрузивные контакты с саргазинской толщей ордовика, термальные изменения соответствуют роговообманково-роговиковой и эпидот-роговиковой фациям. Дайки плагиогранитов встречаются в Смолинском массиве (лист N-41-VIII). Южнее магматиты прорывают нижнесилурийскую кособродскую толщу. Характерными для описываемого подразделения являются взаимопереходы между родственными породами, такситовое строение всех тел. Габброиды комплекса имеют среднюю плотность 2,82 г/см^3, кварцевые диориты – 2,69 г/см^3, плагиограниты – 2,66 г/см^3. Все породы практически немагнитны (иногда магнитная восприимчивость измененных диоритов и плагиогранитов достигает $380 \times 4\pi \times 10^{-6}$ ед. СИ); радиоактивность низкая – 1–4 мкР/ч, что является их отличительной особенностью. Анализ химического состава показывает единый тренд его изменения при близком уровне щелочности. Фоновые содержания большинства элементов обычно ниже кларковых. В кварцевых диоритах отмечаются повышенные концентрации Cr, в плагиогранитах – Cr, V, Ti и халькофилов Cu, Zn, As. Кроме того, характерной особенностью последних является редкоземельная геохимическая специализация со средними содержаниями (г/т): диспрозия – 9,84; гольмия – 1,40; эрбия – 4,11; тулия – 0,61; иттербия – 4,48, а также иттрия – 84,13. Соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в плагиогранитах составляет 0,70536, что характеризует их мантийную природу [70].

Графики распределения РЗЭ для габброидов выделяются отчетливо выраженным накоплением содержаний от Lu (K_N 2–5) к La (K_N 25). Для плагиогранитов при общей слабой дифференцированности РЗЭ отмечается рост ЛРЗЭ (от La к Sm) и ТРЗЭ (от Gd к Lu). Всем графикам свойственна отрицательная аномалия Eu. Такое распределение может указывать на генетическую связь габброидов с базитовым материалом океанической коры. Габброиды обычно амфиболизированы, участками биотитизированы; гранитоиды неравномерно пропилитизированы, по ним локально развиты карбонат-серицитовые метасоматиты. Вблизи разломов магматиты катаклазированы, здесь же более интенсивно проявлена биотитизация. Комплекс относится к габбро-диорит-плагиогранитовой формации, его кислые составляющие вмещают золотоносные кварцевые жилы. В корах выветривания плагиогранитов установлены высокие содержания редких земель. Значения возраста, определенные авторами по цирконам из диоритов (U-Pb метод), составляют 328±4 и 326±3,5 млн лет.

Летягинский комплекс монцодиоритовый ($\mu\delta C_1 lt$) является мономородным: представлен монцодиоритами массивными и гнейсовидными, слагающими одноименный массив (3,6 × 0,6 км) в Алапаевско-Адамовской СФЗ (лист N-41-XIV) среди образований березняковской толщи фамена–турне. Массив сопровождается интенсивной положительной магнитной аномалией (около 1000 нТл), площадь которой превышает размеры интрузии. Она состоит из двух штокообразных вертикальных тел, которые

в гравитационном поле не выражаются. Контактовые зоны массива имеют множество апофиз и содержат ксенолиты вмещающих пород. Монцодиориты – мелко- и среднезернистые, иногда порфировидные породы; состоят из андезин-лабрадора (с олигоклазом в промежутках зерен), ортоклаза (нерешетчатого) или микроклина (отмечаются мирмекиты), кварца (0–5 %), пироксена (замещаемого актинолитом и хлоритом с включениями магнетита), биотита первичного и вторичного (развитого по амфиболу и замещаемого хлоритом). Акцессорные минералы – сфен, апатит, магнетит. Экзоконтакты сопровождаются амфиболизацией, эпидотизацией и окварцеванием. В зонах разрывных нарушений фиксируются тонкополосчатые серицит-карбонат-хлоритовые породы. Средний химический состав комплекса отвечает кварцевым монцодиоритам с повышенным содержанием щелочей (Na_2O+K_2O = 8,76 %). Возраст его принят, в соответствии с серийной легендой, раннекаменноугольным.

Кособродский комплекс габбро-тоналит-плагиогранитовый (δ-p$\gamma C_1 kb$) образован тоналитами, роговообманково-биотитовыми гранодиоритами, плагиогранитами; биотитовыми гранитами (часто малокалиевыми), реже кварцевыми диоритами, габбродиоритами, гнейсовидными мелкозернистыми габбро и габбродолеритами, плагиогранит-порфирами. Они слагают несколько массивов на востоке Алапаевско-Адамовской СФЗ, образующих субмеридиональную цепочку протяженностью более 50 км в краевой части регионального Алапаевско-Челябинского разлома: Кособродский, Портнягинский, Каменский, Новоукраинский, Павловский (Синешиханский). Размеры наиболее крупных из них: Каменского – 14 × 9 км, Новоукраинского – 21 × 7 км; форма тел каплевидная, вытянутая к северо-западу, реже овальная. Кособродский и Портнягинский массивы являются петротипическими для комплекса.

По геофизическим данным, они составляют единое тело, с поверхности разделенное провесом кровли, содержат большое количество ксенолитов вмещающей кособродской толщи. В экзоконтактах и зонах дизъюнктивов гранитоиды катаклазированы, местами превращены в кварц-серицит-хлоритовые сланцы с будинами слабо измененных пород. Массивам соответствует спокойное магнитное поле, по которому они хорошо выделяются среди вмещающих вулканитов; они же четко фиксируются пониженными значениями поля силы тяжести: так, Кособродскому массиву соответствует минимум интенсивностью до 4 мГал и низкие значения напряженности магнитного поля (от –100 до +100 гамм). Наибольший объем «легких» магматитов сосредоточен в Каменском массиве.

Более основные породы представлены там габбро, диоритами и габбродиоритами, сохранившимися в виде мелких тел среди тоналитов и плагиогранитов. Количество вкрапленников в жильных плагиогранит-порфирах составляет от 5 до 90 % объема породы. Плотность габброидов 2,97–3,15 г/см^3, гранодиоритов в среднем 2,65 г/см^3, плагиогранитов – 2,59 г/см^3; магнитная восприимчивость габброидов (20–3750) × 10^{-5} ед. СИ, гранитоидов – (0–100) × 10^{-5} ед. СИ. Химический состав пород характеризуется преобладанием Na_2O над K_2O, калиево-натриевым типом щелочности для габброидов и диоритов (Na_2O/K_2O = 1,69–2) и натриевым для

плагиогранитов (Na_2O/K_2O = 1,8–2,9). Последние отличаются повышенным содержанием Al_2O_3 и пониженным – CaO, в гранодиоритах повышено содержание Na_2O. Для гранитоидов свойственно два типа распределения РЗЭ: 1) V-образный график с весьма слабой дифференциацией ТРЗЭ, более выраженной дифференцированностью ЛРЗЭ и характерной отрицательной аномалией Eu; 2) близкий к линейному график с постепенным снижением содержаний от легких к тяжелым РЗЭ и слабо выраженной положительной Eu-аномалией. Возможно, графики второго типа связаны с изменением содержаний элементов при катаклазе. В целом распределение РЗЭ близко к таковому для вознесенского комплекса. Таксон относится к габбро-диорит-плагиогранитовой формации, с ним связана минерализация золото-сульфидно-кварцевой формации. Многочисленные определения изотопного возраста комплекса K-Ar-методом дают значения от 285 ± 25 до 371 ± 18 млн лет. Раннекаменноугольное время его становления принято в соответствии с серийной легендой.

Каменский комплекс гранодиорит-гранитовый на площади листа представлен преимущественно гранодиоритами первой фазы ($\gamma\delta C_1 km_1$), иногда гнейсовидными, порфировидными. Они слагают части полиформационного полихронного Тюбукского плутона в Сосьвинско-Теченской подзоне Алапаевско-Адамовской СФЗ (листы N-41-I, II). Среди них отмечаются редкие мелкие тела гранитов, не изображенные на карте. В плане выходы гранодиоритов образуют два сближенных вытянутых овала меридионального и северо-восточного простирания (размером 1–2,5 × 8,5 и 1,6×6 км), представляющих апикальные части единого тела. Магматитам отвечают отрицательные магнитное и гравитационное поля, фиксирующие Тюбукский плутон в целом. Не выходящие на поверхность гранодиориты комплекса установлены южнее под отложениями нижнекаменноугольных соболевской и баязитовской толщ; там же они термально метаморфизуют вулканиты межевской толщи (S_1) и полого погружаются на восток.

Гранодиориты комплекса – лейко- и мезократовые среднезернистые, реже порфировидные. Плотность их 2,61–2,68 г/см^3, радиоактивность – 16–18 мкР/ч. Магнитная восприимчивость гранодиоритов в Тюбукском массиве составляет обычно (20–37) × 10^{-5} ед. СИ, в юго-восточном эндоконтакте она меняется в широких пределах: от (10–40) × 10^{-5} до 1648 × 10^{-5} ед. СИ. Редко встречающиеся биотитовые и двуслюдяные граниты – средне- и крупнозернистые, нередко порфировидные. Вероятно, к каменскому комплексу принадлежат также дайки мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров среди гранитоидов аверинского комплекса в упомянутом полихронном плутоне. Химизм пород характеризуется некоторым превышением Na_2O над K_2O при суммарной щелочности в среднем 7,3 %, по составу они отвечают умереннощелочным гранитам. Их радиоактивность 24–26 мкР/ч; отмечается повышенный фон Ni, V, Ag (приближенно-количественный спектральный анализ).

Севернее описываемой площади с кислыми породами комплекса связаны проявления золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций. Изотопно-геохронологические определения возраста гранодиоритов (K-Ar

метод): по валовому составу – 317±3 млн лет, по биотиту – 344±15 млн лет, это соответствует раннекаменноугольному времени.

Маминский комплекс плагиогранитовый ($p\gamma C_1 mm$) образуют плагиограниты биотитовые мезо- и лейкократовые, иногда гнейсовидные, а также лейкоплагиограниты, малокалиевые граниты. Они развиты в Алапаевско-Адамовской СФЗ (лист N-41-II), где участвуют в строении полиформационных плутонов (Тюбукского, Куяшского, Калдинского), образуя в них тела различного размера. В виде останцов кровли, не выражающихся в масштабе карты, установлены в Татарско-Карабольском массиве. Наибольшую площадь породы комплекса занимают в центре Калдинского плутона, где имеют отчетливые интрузивные контакты с более основными магматитами позднедевонского надыровомостовского комплекса. Им отвечают пониженные значения магнитного поля и отрицательная аномалия поля силы тяжести (до 9 мГал). Плагиограниты – среднезернистые породы, состоящие (%) из серицитизированного альбит-плагиоклаза (54–63), кварца (до 25), пертитового калиевого полевого шпата (4–15), биотита и амфибола (в сумме до 8), замещающихся эпидотом и хлоритом. Акцессорные минералы – магнетит, ильменит, пирит, апатит, циркон, сфен, рутил. Плотность пород 2,56–2,60 г/см^3, магнитная восприимчивость $(17–32)\times10^{-6}$ ед. СИ, радиоактивность 8–12 мкР/ч. В зонах разрывных нарушений плагиограниты подвергнуты катаклазу. Среди них по содержанию K_2O выделяются собственно плагиограниты (1,5–1,94%) и разновидности, переходные к малокалиевым гранитам (2,15–2,50%). Гранитоиды Калдинского массива имеют надкларковые содержания Cr, V, Cu. Их K-Ar-датировки там же (Ю. Н. Афанасьев, 1967) составляют 352 и 345 млн лет. Раннекаменноугольный возраст комплекса принят и в серийной легенде.

Пластовский комплекс тоналит-плагиогранитовый ($p\gamma C_1 p$) представлен тоналитами гнейсовидными и массивными, плагиогранитами мезо- и лейкократовыми, также нередко гнейсовидными. Породы слагают Пластовский, Коелгинский, Западно-Чернореченский, Чернореченский массивы в Алапаевско-Адамовской СФЗ, прослеживающиеся субмеридионально в восточном крыле Сысертско-Ильменогорского антиклинория (листы N-41-XIII, XIX). Интрузии характеризуются отрицательными значениями поля силы тяжести. Магнитное поле в их пределах отрицательное и однородное, нарушаемое на участках массивов со значительным количеством останцов рамы. Петротипом комплекса является одноименный массив, который на западе прорывает метаморфиты еремкинской толщи, а на востоке имеет тектонические контакты. В большинстве интрузий преобладают гранитоиды «реоморфической зоны», представленные гомогенными такситовыми среднезернистыми тоналитами и плагиогранитами с взаимными фациальными переходами. В их составе присутствуют плагиоклаз – 40–70% (в тоналитах олигоклаз-андезин, в плагиогранитах – олигоклаз), кварц, калиевый полевой шпат (до 5%), биотит, реже роговая обманка; вторичные – альбит, эпидот, серицит.

В «мигматитовых» зонах палеосома представлена биотит-амфиболовыми сланцами, а неосома – послойными жилоподобными телами плагиогранитов различной мощностью; в гибридных плагиогранитогнейсах и

тоналитогнейсах присутствуют меланократовые реститы. Жильные образования выполнены мелкозернистыми плагиогранитами, тоналит-порфирами, плагиогранит-порфирами, диорит-порфиритами и керсантитами, реже плагиоаплитами, плагиопегматитами. Характерными «жильными» метасоматическими образованиями являются «табашки» переменного состава. В тоналитах (SiO_2 – 62,2–67,4 %) и плагиогранитах (SiO_2 – 70,2–73 %) Na_2O незначительно преобладает над K_2O; по соотношению щелочей они нередко ближе к малокалиевым гранитам, чем к плагиогранитам. С ростом кремнекислотности содержания CaO, MgO, FeO закономерно снижаются. Сравнительно высокое содержание калия в гомогенных плагиогранитах обусловлено, по-видимому, широко проявленными процессами микроклинизации и мусковитизации.

В гранитоидах отмечаются надкларковые содержания Ni, Cr, Cu, Pb, Ag, As и (в большинстве тел) Co и Zn. Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту, для плагиогранитов и тоналитов характеризуются линейным типом с постепенным снижением содержаний от ЛРЗЭ к ТРЗЭ и слабой Eu-аномалией (или ее отсутствием). Подобный характер распределения, а также полный набор магмато-фациальных зон (от мигматитовых до собственно магматических) в массивах свидетельствует об их коровом палингенном происхождении. Комплекс относится к гранодиорит-тоналитовой формации; с ним связано золото-кварцевое и золото-сульфидно-кварцевое оруденение. Согласно серийной легенде, возраст пластовского комплекса раннекаменноугольный.

Михеевский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый (ν-p$\gamma C_1 mh$) представлен малоглубинными дифференцированными магматитами различной основности. Они образуют штоки, дайки, реже небольшие массивы, расположенные в Красногвардейско-Светлинской СФЗ (листы N-41-XX, XXV). К таким массивам относится Карамысовский в районе пос. Тарутино. В составе комплекса выделяют две фазы (здесь по условиям масштаба они раздельно не картируются): 1-я – габбро, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, диорит-порфириты; 2-я – гранодиориты и плагиограниты. Габбродиориты и диориты первой фазы обычно порфировидные с «вкрапленниками» плагиоклаза и роговой обманки. В наиболее распространенных сериально-порфировых диорит-порфиритах фенокристы занимают до 40 % объема породы, преобладают зональные зерна плагиоклаза (до 60–70 %). Акцессорные минералы – апатит, лейкоксен, магнетит, пирит, халькопирит. Гранодиориты второй фазы – также порфировидные, относительно крупные кристаллы, сложены на 60 % зональным плагиоклазом, а также роговой обманкой (до 15 %) и более редким кварцем на фоне мелкозернистой основной массы существенно плагиоклазового состава с зернами темноцветных минералов; петрографически они близки к кварцевым диоритам. Акцессорные минералы – апатит, реже циркон. Наиболее кислые разности комплекса представлены гранит-порфирами и плагиогранит-порфирами, слагающими серии мелких даек. Характерными его образованиями являются и интрузивные брекчии. Они сложены обломками диоритов, диорит-порфиритов, гранодиоритов, сцементированных дробленым материалом тех же пород. Во всех вмещающих образованиях на контактах

с гранитоидами михеевского комплекса развиваются альбитизация, серицитизация, карбонатизация, эпидотизация, скарнирование, широкие зоны карбонат-серицит-кварцевых, серицит-кварцевых, карбонат-кварц-серицитовых, карбонат-серицит-парагонит-кварцевых и других метасоматитов.

Анализ петрохимических особенностей магматитов показывает [33], что они образуют единый тренд составов от габбро до плагиогранитов. Преобладающим распространением пользуются породы гранодиоритового состава, достаточно широко развиты кварцевые диориты и плагиограниты с K_2O порядка 1–2%. Породы принадлежат к единой натриевой ассоциации, содержания Na_2O на уровне 3–4,5% характерны для всего интервала кислотности. Петрохимические и геохимические особенности позволяют относить их к известково-щелочному ряду. Для них фиксируются пониженные концентрации оксидов Ti, Ca, Fe и несколько повышенное содержание Mg. Распределение РЗЭ неодинаково для разных типов пород: для габбро и диоритов отмечается слабое накопление ЛРЗЭ и невысокий уровень дифференциации ТРЗЭ (K_N 8–12) с накоплением от Dy к Lu; наиболее сильно обогащены легкими РЗЭ плагиограниты с графиком распределения, близким к линейному.

На классификационных диаграммах точки их составов ложатся в поле гранитов островных дуг и активных континентальных окраин [33]. По содержаниям Rb (28 г/т) и Sr (559 г/т) гранитоиды Карамысовского массива относятся к «раннеорогенным» [10]. С кислыми образованиями михеевского комплекса связано медно-порфировое и скарново-магнетитовое оруденение. Комплекс относится к габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Изотопный возраст диорит-порфиритов по двум пробам (K-Ar метод) –368±12 и 320 млн лет [10]. В серийной легенде время его становления принято раннекаменноугольным.

Соколовско-сарбайский комплекс габбро-диоритовый ($\nu\delta C_1 s$) представлен габбро, габбродиоритами, диоритами, габбродолеритами и долеритами. Распространен в Тюменско-Кустанайской и Демьяновской СФЗ (листы N-41-V, VI, X–XII, XVI), где полностью перекрыт мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской платформы. Значительная часть массивов тяготеет к зоне Глубоченского разлома северо-восточного направления. Интрузивные тела ассоциируют с вулканитами валерьяновской толщи, а на северо-востоке территории прорывают вулканогенно-осадочную толщу среднего–верхнего девона.

К комплексу относятся Южно-Чашинский, Окуневский, Медвежьеозерский, Глубоченский, Гавриловский и другие массивы. Последний, наиболее крупный из перечисленных, имеет протяженность до 20 км при ширине до 7 км. Ему, как и другим массивам, отвечают положительное магнитное поле интенсивностью от +50 до +100 гамм (средняя остаточная намагниченность пород 100×10^{-6} ед. СГС), а также положительная аномалия силы тяжести. Малые тела имеют форму штоков или согласных межпластовых интрузий, они нередко характеризуются сложным составом: от биотит-амфиболовых диоритов до гранодиоритов. Габбро и габбродиориты комплекса среднезернистые или порфировидные; плотность их 2,72–2,80 г/см^3.

По химизму основные породы относятся к габбро нормального ряда, характеризуются повышенным содержанием TiO_2, Fe_2O_3, FeO, MnO, Na_2O и значительно сниженным MgO, CaO и K_2O. Для габброидов фиксируются пониженные концентрации Cu (кроме Гавриловского массива), Ba, Ni, Cr. Характерной особенностью распределения РЗЭ в них является отчетливо выраженная положительная Ce-аномалия (т. е. более высокие нормированные к хондриту содержания Ce по сравнению с La). В них же отмечается преобладание легких РЗЭ над тяжелыми и отрицательная аномалия Eu. Среди габбродолеритов и долеритов, являющихся менее глубинными образованиями, выделяются магнитные и немагнитные разности. Средняя магнитная восприимчивость первых – $(1000–4000)\times10^{-6}$ ед. СГС, остаточная намагниченность – $(10–1000)\times10^{-6}$ ед. СГС. Породы характеризуются надкларковыми содержаниями Cu, Pb, Sr. Комплекс относится к габбро-диорит-плагиогранитовой формации. С ним связано скарново-магнетитовое оруденение, в Гавриловском массиве встречаются точечные включения самородной меди. Изотопный возраст (K-Ar метод) долеритов (Березовское месторождение) и габбродолеритов (Южно-Чашинская магнитная аномалия) составляет 335 и 340±29 млн лет, габбро – 314 млн лет (Гавриловский массив) и 288±26 млн лет в Медвежеозерском массиве (А. М. Пумпянский и др., 1998). В соответствии с серийной легендой, время формирования комплекса принимается раннекаменноугольным.

Неплюевский комплекс габбро-диорит-гранитовый ($\gamma\delta$-$\gamma C_1 n$) представлен здесь нерасчленяемыми на фазы (их три) гранодиоритами, биотитовыми гранитами нормально- и низкощелочными, диоритами, реже лейкогранитами, кварцевыми диоритами, кварцевыми диорит-порфиритами, габбро, плагиогранитами, гранит-порфирами, а также жильными пегматитами и аплитами. Распространен в Верхотурско-Новоорenбургской и Алапаевско-Адамовской СФЗ, слагает Ключевский, Куртмакский, Камбулатовский, Пустозеровский (лист N-41-VII), Неплюевский, Великопетровский (лист N-41-XXV) массивы, восточную часть Суундукского плутона (лист N-41-XXXI).

Петротипический Неплюевский массив выполнен амфиболовыми габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами и лейкогранитами. Размеры массива 18–20×12–14 км; он имеет форму сглаженного параллелограмма, прорывает породы рымникской свиты нижнего ордовика, вдоль восточного контакта развиты кордиерит-биотитовые роговики. Массиву отвечает отрицательное магнитное поле интенсивностью $(1–2)\times10^2$ нТл, а в восточной контактовой зоне фиксируется пояс положительных магнитных аномалий, вероятно, связанных с неглубоко залегающими телами габбро. Гравитационное поле пониженное. Амфиболовые габбро и близкие по составу диориты образуют «останцы» среди кварцевых диоритов и гранодиоритов, которые занимают центральную часть массива. Гранодиориты отличаются большим количеством салических минералов: плагиоклаз – 60–65 %, кварц – до 20 %, щелочной полевой шпат – 5–7 % и меньшим содержанием биотита (7–10 %) и амфибола (3–5 %). Биотитовые граниты близки к монцогранитам («адамеллитам»), состоят (%) из плагиоклаза (45–50), кварца (20–25), щелочного полевого шпата (~ 20) и биотита

(до 7). В лейкогранитах альбит-олигоклаз и щелочной полевой шпат находятся примерно в равных количествах, а содержание биотита <1 %.

На севере массивы комплекса представлены в основном диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранитами нормального ряда; они сопровождаются ореолами ороговикованных пород, реже скарнами. Отмечаются надкларковые концентрации Ni, Zn, Mo, Cr, а в диоритах, кроме того, – Ti и Au [86]. В химических составах всех семейств пород отчетливо выражена дискретность по содержанию SiO_2 в интервале 50–78 %. По данным А. В. Тевелева и др. [33], на диаграмме TAS фигуративные точки группируются вдоль границы низкощелочных магматитов, пересыщенных кремнеземом, и умереннощелочных пород, насыщенных SiO_2. Содержание Rb и Sr составляют (г/т): в габбро 73 и 500, в диоритах – 47 и 540, в гранитах – 80 и 281 соответственно. Начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в нормальных гранитоидах – 0,70491–0,70504, в лейкогранитах оно более высокое (0,7165). Последние иногда рассматриваются как производные самостоятельного корового магматического источника [33]. Распределение РЗЭ характеризуется обогащением легкими лантаноидами при умеренных суммарных содержаниях, отсутствием Eu аномалии в габброидах и гранитоидах, появлением Eu минимума в гранитах и лейкогранитах (при снижении суммы РЗЭ в этих породах).

Для ТРЗЭ в гранитах Великопетровского и лейкогранитах Неплюевского массивов отмечается увеличение их концентраций. С комплексом связаны оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации и скарново-магнетитовая минерализация. Он принадлежит к габбро-диорит-гранитовой формации. Радиологический возраст гранитоидов (В. М. Горожанин, 1999; Rb-Sr метод) – 361 ± 13 млн лет, диоритов (K-Ar метод) – 349 млн лет. По А. В. Тевелеву [33], для Неплюевского массива изотопный Rb-Sr возраст лейкогранитов – 340,3 ± 2,6 млн лет, гранодиоритов – 345,7 ± 1,7 млн лет, что отвечает раннему карбону.

Смолинский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ($\nu C_1 sm$) образует малые тела (штоки, силлы) габбро, габбродолеритов, долеритов, развитые в пределах Верхотурско-Новооренбургской и Алапаевско-Адамовской СФЗ (лист N-41-I). Одним из характерных силлов является так называемая «Южнокамышевская залежь» (на карте не показан). В плане он дугообразно изогнут с выпуклостью на северо-запад, размеры его 0,6–1 км по ширине, протяженность – 6 км. Вмещающие породы – соболевская и баязитовская толщи нижнего карбона. Силл сложен габбро, габбродолеритами и долеритами. Ему соответствует отрицательное магнитное поле со значениями от –50 до –150 нТл. Положительные магнитные аномалии (до +250 нТл) появляются в его эндоконтактовых зонах. В поле силы тяжести габброидам отвечает локальная аномалия интенсивностью 0,5 мГал. Мощность силла достигает 700 м, для него характерно неоднородное строение: от меланогаббро до габбродиоритов. Наиболее лейкократовые разности габбродиоритов имеют повышенное содержание кварца, наблюдаются микрографические кварц-полевошпатовые агрегаты между зернами плагиоклаза и амфибола. Микропорфировые долериты отмечаются в эндоконтактах силла и образуют здесь редкие дайки. Габброиды

в целом немагнитны (24×10^{-5} ед. СИ), их средняя плотность 2,87 г/см^3; магнитная восприимчивость долеритовых даек 640×10^{-5} ед. СИ. По химизму габброиды относятся к породам с преимущественно натриевым типом щелочности, повышенными содержаниями TiO_2 и P_2O_5. Некоторые из них по составу отвечают промежуточным породам между диоритами, монцонитами и габбро, что находит отражение в появлении ортоклаза для их нормативного состава. Возраст комплекса, согласно серийной легенде, принят раннекаменноугольным.

Барамбаевский комплекс диорит-плагиогранитовый (δ-p$\gamma C_1 b$) представлен плагиогранитами биотитовыми, гранитами лейкократовыми, тоналитами, гранодиоритами, реже диоритами, кварцевыми диоритами, редко габбро, габбродиоритами, диорит-порфиритами, плагиогранит-порфирами. Они образуют Альменевский, Ключевской, Подовинный, Кулевчинско-Владимировский и другие массивы, приуроченные к зонам Ливановского и Тобольского разломов в Красногвардейско-Светлинской (листы N-41-XX, XXVI) и Урайско-Денисовской (листы N-41-X, XV, XVI) СФЗ. Габброиды слагают небольшие тела в центральной части Ключевского и Подовинного массивов, где выделяются положительными магнитными и гравитационными аномалиями. По химическому составу относятся к низкощелочным, низкотитанистым, высокоглиноземистым породам. Средне-крупнозернистые кварцевые диориты и гранодиориты образуют тела размером $1–2 \times 16$ км, выполняют центральные части Подовинного массива. Различаются между собой количеством калиевого полевого шпата и темноцветных минералов, сопровождаются жилами кварцевых диорит-порфиритов. Плагиограниты и плагиогранит-порфиры развиты в южной части Ключевского массива, слагают тело размерами 7×20 км, имеют тектонические и интрузивные контакты с породами рамы, в экзоконтактах нередко образуются гибридные разновидности пород, отмечается ороговикование и скарнирование, в последнем случае сопровождаемое магнетитовой минерализацией. Среди калишпатсодержащих кислых пород есть разности, отвечающие малокалиевым гранитам. Лейкократовые граниты локализованы в Подовинном массиве, где слагают мощное дайкообразное тело размером $1–2 \times 15$ км с отчетливыми интрузивными контактами. Для всех гранитоидов отмечаются надкларковые концентрации Pb, Mo, Be, Zr.

Графики распределения РЗЭ для гранодиоритов и габбродиоритов характеризуются линейным типом с постепенным снижением содержаний от ЛРЗЭ к ТРЗЭ и слабой Eu-аномалией. Подобный характер распределения, вероятно, свидетельствует о коровом (палингенном) происхождении гранитоидов комплекса. Расположенный в 100 км южнее Ключевского Кулевчинско-Владимировский массив близок к первому по составу слагающих пород и металлогении (скарново-магнетитовая минерализация). Комплекс относится к габбро-диорит-плагиогранитовой формации. Возраст его принят раннекаменноугольным в соответствии с серийной легендой.

Тургоякско-сыростанский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma\delta C_{1–2} ts$) образован гранодиоритами, двуполевошпатовыми гранитами, реже кварцевыми диоритами, лейкогранитами, гранодиорит-порфирами, гранит-порфирами, аплитами. На территории листа они слагают Тургоякский массив

в Бердяшско-Сыростанской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ, который имеет форму штока диаметром 8 км, вертикальной мощностью 7–10 км и круто погружается на запад. Ему отвечает отрицательная аномалия поля силы тяжести (–11 мГал). Гранодиориты и граниты в основном порфировидные, иногда гнейсовидные. Плагиоклаз (до 60%) имеет андезиновое ядро и оторочку из олигоклаза; кроме того, присутствуют микроклин-пертит (в среднем 16%), кварц (15%), биотит (7%), роговая обманка. Средний состав гранитов (%): олигоклаз – 40, микроклин или ортоклаз – 25, кварц – 35, биотит – 5–10, роговая обманка – 1–3. Гранит-порфиры, прорывающие полнокристаллические разности гранитоидов и вмещающие породы, состоят из олигоклаз-андезина (в среднем 32%), микроклина (29%), кварца (35%), биотита (5–10%). Плотность пород 2,57–2,63 г/см^3, магнитная восприимчивость $(5–505)\times10^{-5}$ ед. СИ. Граниты характеризуются повышенной щелочностью (до 9%). В них отмечаются надкларковые содержания Ni, Cr, V, Cu, Zn, Pb, Mo, Ba, Sr, Sn, Ga. Отношение Rb/Sr – от 0,035 до 0,086, $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,7048$. Породы массива сформированы при давлении около 2 кбар и являются относительно малоглубинными. Величина $J_{Sr} = 0,7031–0,7038$, что указывает на минимальное участие континентальной коры в протолите [37].

На диаграмме Rb–K_2O точки составов гранитов и гранодиоритов располагаются вблизи тренда гранитоидов «базальтоидного» происхождения. Комплекс относится к гранодиорит-гранитовой формации. По данным В. И. Петрова [86], возраст цирконов из гранодиоритов Сыростанского массива (западнее описываемого района), определенный по методу Кобера, составляет 334±5 и 334±4 млн лет, а из прорывающих их гранитов – 327±4 млн лет. Известна также Ar-Ar датировка по биотиту из гранитоидов Сыростанского массива в 304±6 млн лет. Для деформированных гранитов в Сыростанском массиве (к западу от листа) получена дата 335 млн лет (Pb-Pb метод и ионный зонд, Г. Б. Ферштатер, 2001), а для недеформированных – 325 млн лет. Время становления тургоякско-сыростанского комплекса принято ранне-среднекаменноугольным.

Уфалейкинский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma\delta C_{1-2}u$) представлен гранитами и гранодиоритами биотитовыми, часто порфировидными, образующими линейные тела различной (преимущественно субмеридиональной) ориентировки, а также серии сближенных изометричных или дугообразных массивов в Бардымской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ (такими массивами в частности являются Нижнеуфалейский и Никольский на территории листа N-41-I). Размеры тел колеблются от первых метров по простиранию при мощности в десятки сантиметров до нескольких сот метров и первых километров по протяженности при ширине несколько десятков метров. Вблизи контактов отмечаются субсогласные кварцевые прожилки и зонки ослюденения. Гранитоидам упомянутых массивов отвечают локальные отрицательные аномалии гравитационного поля интенсивностью минус 2–3 мГал.

В магнитном поле интрузии выделяются слабо, в северном экзоконтакте Никольского массива отмечается положительная аномалия. Вмещающие породы – метаморфиты раннего протерозоя. Средняя плотность гранитов

2,58 г/см^3, гранодиоритов – 2,68 г/см^3; магнитная восприимчивость первых – 46×10^{-5} ед. СИ, вторых – 33×10^{-5} ед. СИ. Особенностью химического состава кислых магматитов является их относительная малокалиевость и несколько повышенное содержание P_2O_5, что в некоторых случаях (по петрохимии) делает их близкими к тоналитам и плагиогранитам (если за классификационную величину K_2O принять 2,5 %).

При сходной в целом известковистости среди разностей, близких к монцогранитам («адамеллитам»), различаются более магнезиальные породы, что, вероятно, обусловлено контаминационными процессами. Гранитоиды характеризуются надкларковыми концентрациями V, Ti, Cu, Zn, Pb, W, Mo, Ba, Sr, Sn; содержания Cr и Ni отличаются значительными вариациями (от нижекларковых до превышающих кларк в 10–13 раз), что, возможно, также объясняется контаминацией кислых пород базитовым материалом «фундамента». На диаграмме Rb–K_2O точки составов располагаются на тренде гранитов «базальтоидного» происхождения и как бы на продолжении составов позднепротерозойских плагиогранитов чусовского комплекса. Вероятно, «уфалейкинские» гранитоиды частично наследуют их состав. Графики нормированных содержаний РЗЭ характеризуются близким к линейному снижением содержаний от ЛРЗЭ к ТРЗЭ с отчетливой положительной Eu-аномалией и значительными колебаниями K_N. Для ЛРЗЭ этот коэффициент колеблется от 25–77 для La до 6–11 – для Sm. В группе ТРЗЭ K_N для Gd составляет 5–9, для Lu – 0,8–4. Такой вид графиков говорит о формировании гранитоидов в надсубдукционных условиях (Г. Ю. Шардакова, 2005), а разброс величин K_N объясним палингенезом в разнородном субстрате. Соотношение $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}704280 + 0{,}000084$ также подтверждает их палингенное происхождение [39]. Немногочисленные определения возраста гранитоидов (Rb-Sr метод, по валовым пробам) ограничиваются датой $316{,}9 \pm 2{,}5$ млн лет [39]. Согласно серийной легенде, время формирования комплекса принимается ранне-среднекаменноугольным.

Балбукский комплекс монцодиорит-сиенит-лейкогранитовый гипабиссальный ($\gamma\xi C_{1-2}bl$) выполнен здесь граносиенитами, умереннощелочными гранитами, а также сиенитовыми пегматитами, образующими небольшие штоки и маломощные дайки, тяготеющие к Миасскому разлому и располагающиеся в Вознесенско-Присакмарской подзоне Западно-Магнитогорской СФЗ. Протяженность полосы, в которой они развиты, достигает 16 км при максимальной ширине 0,4 км. Одним из сравнительно крупных тел является «Фоминская дайка». Она отчетливо выделяется узкими субмеридиональными отрицательными аномалиями магнитного и гравитационного поля (последние минус 1–2 мГал). Ширина интрузии, по геофизическим данным, – 0,4 км, глубина – около 1 км, контакты крутые.

Граносиениты обычно мелкозернистые гнейсовидные, состоят из биотита, амфибола, пироксена (эгирин-салита), замещаемого арфведсонитом, микроклина (часто микропертитового решетчатого), реже олигоклаза (в базисе – альбита). Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, монацит, церит, бастнезит, ортит, пирохлор, ильменит, барит; в существенно пироксеновых разностях установлены ферриторит и виикит. Магнитная восприимчивость пород $(5–1200) \times 10^{-5}$ ед. СИ, средняя плотность – 2,59 г/см^3.

В Сугомакском массиве граносиениты образуют изогнутое в плане дайкообразное тело длиной до 9 км, на продолжении (среди ультрамафитов) оно имеет вид сближенных параллельных даек при общей ширине выходов до 1 км. Гидротермально-метасоматические изменения граносиенитов выражаются в биотитизации, альбитизации, микроклинизации, карбонатизации, локальном окварцевании; иногда отмечаются жилки кварц-арфведсонитового состава. Гранитоиды комплекса отличаются надкларковыми концентрациями Ni, Cr, Cu, Pb, Ba, Sr. По химическому составу породы преимущественно относятся к умереннощелочным с почти равным количеством Na_2O и K_2O (в сумме 8,9–10,9%). По характеру нормированных содержаний РЗЭ они близки к порфировидным биотитовым умереннощелочным гранитам петуховского комплекса и отвечают надсубдукционным магматитам. На диаграмме Rb–K_2O кислые магматиты балбукского комплекса располагаются вблизи тренда гранитов «базальтоидного» происхождения. Непосредственно за западной рамкой листа получены радиоизотопные датировки (U-Pb, Pb-Pb, K-Ar методы) со значениями в интервале 337–279 млн лет. Согласно серийной легенде, таксон является ранне-среднекаменноугольным.

Каменецкий комплекс монцогаббро-граносиенит-гранитовый является трехфазным: здесь представлен в основном породами второй фазы ($\gamma\xi C_{1-2}kc_2$): биотитовыми граносиенитами и кварцевыми сиенитами (иногда порфировидными, нередко интенсивно гнейсированными) с ксенолитами монцодиоритов, кварцевых монцодиоритов первой фазы. Породы образуют несколько мелких полосовидных и линзовидных в плане массивов среди отложений нижнекаменноугольных тугундинской и биргильдинской толщ в Алапаевско-Адамовской СФЗ (лист N-41-XIX). Граносиениты и кварцевые сиениты – преимущественно среднезернистые породы, состоящие (%) из микроклина (до 40), плагиоклаза (30–40), кварца (до 20), роговой обманки (10–15), биотита (5–10), акцессорных апатита, сфена, магнетита, циркона. Петрохимически каменецкие умереннощелочные магматиты характеризуются значительной изменчивостью содержаний оксидов при высоких значениях K_2O и суммы щелочей. Характерна высокая степень фракционирования РЗЭ, вероятно, в связи с интенсивным динамометаморфизмом (катаклаз, рассланцевание) и калишпатизацией (до образования прожилковых выделений кварц-микроклинового состава) [34]. За пределами площади продатированы (U-Pb метод) породы первой фазы комплекса: 340 и 320 млн лет. Возраст его принят ранне-среднекаменноугольным в соответствии с серийной легендой.

Улугушский комплекс диорит-гранодиорит-гранитовый (γ-$\gamma\delta C_{1-2}ul$) представлен гранодиоритами, биотитовыми гранитами (мезократовыми и лейкократовыми), кварцевыми диоритами, редко тоналитами. Породы слагают Баташский массив в Красногвардейско-Светлинской СФЗ (лист N-41-III). Массив имеет северо-северо-восточную ориентировку и размеры 5–6 × 17 км (в пределах площади), располагается в региональном гравиметрическом минимуме. Вмещающие образования представлены сланцами алексеевской свиты среднего рифея, в приконтактовых частях интрузий развиты зоны ороговикования. В массиве наибольшим распространением

пользуются гранодиориты, в подчинении находятся граниты и кварцевые диориты. Последние отличаются от гранодиоритов количеством кварца и ортоклаза, а также основностью плагиоклаза. Плотность гранитов в среднем 2,52 г/см^3, гранодиоритов – 2,65 г/см^3. График распределения РЗЭ в гранодиоритах характеризуется линейным типом с постепенным снижением содержаний от La к Lu и слабой отрицательной Eu-аномалией. Комплекс относится к гранодиорит-гранитной формации [54]. Единственное определение (K-Ar метод) – 315 млн лет (Зонов, Крылов, 1974). Согласно серийной легенде, время его формирования – ранне-среднекаменноугольное.

Милютинско-михайловский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma\delta$-$\gamma C_{1-2}mm$) образован в целом теми же породами, что и вышеописанное подразделение (гранодиоритами, гранитами, кварцевыми диоритами, реже тоналитами, диоритами). Они слагают несколько мелких массивов в Тюменско-Кустанайской и Демьяновской СФЗ среди отложений среднего девона–нижнего карбона (листы N-41-XI, XII, XVI, XVII). Комплекс изучен слабо; полностью перекрыт чехлом Западно-Сибирской платформы. В юго-восточной части площади локализован Пресногорьковский массив, представленный гранодиоритами, гранитами и кварцевыми диоритами, не расчленяемыми в масштабе карты. Их выходам отвечает повышенное магнитное поле с аномалиями субширотного простирания, согласными с ориентировкой тела. Гранодиориты среднезернистые или порфировидные, состоят (%) из плагиоклаза (40–60), кварца (20–25), калиевого полевого шпата (15–20) и биотита (до 5). В составе гранитов отмечаются олигоклаз (40–45), ортоклаз (30), кварц (15–20) и биотит (5–7). Акцессорные минералы гранитоидов: магнетит, титаномагнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, пирит. Вторичные минералы – хлорит, серицит, эпидот. График распределения редкоземельных элементов в гранитах комплекса характеризуется слабой дифференциацией для ТРЗЭ и более выраженной в группе ЛРЗЭ; фиксируется отрицательная Eu-аномалия. Севернее описываемой площади с комплексом связаны проявления молибден-медно-порфировой формации, золота, скарново-магнетитовых руд. По серийной легенде, возраст комплекса ранне-среднекаменноугольный.

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНО-СРЕДНЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Их становление отвечает заключительному (орогенному) этапу формирования Уральской складчатой системы.

Курайский комплекс гранодиорит-гранитовый ($\gamma\delta C_2kr$) представлен гранодиоритами биотитовыми, амфибол-биотитовыми и гранитами биотитовыми, слагающими Карабольский массив в Алапаевско-Адамовской СФЗ. В пределах массива гранодиориты занимают площадь 3 × 8,5 км в его западной части. Им отвечает повышенное магнитное поле (0–1500 нТл), что связано с многочисленными ксенолитами габбро и диоритов более ранних комплексов. В поле силы тяжести они приурочены к градиентной зоне. Граниты характеризуются отрицательным магнитным полем интенсивностью до 100 нТл, на фоне которого отмечаются отдельные слабоположительные аномалии. Преобладающие гранодиориты (иногда с переходами

к кварцевым диоритам) – среднезернистые или порфировидные породы, состоящие (%) из андезина (44–51), кварца (18–25), микроклин-пертита (16–21), биотита и роговой обманки (по 5–10); иногда отмечается неотчетливая полосчатость. Акцессорные минералы – сфен, апатит, циркон, магнетит. Граниты – более лейкократовые породы с содержанием кварца в среднем 25% и примерно равным количеством микроклина и олигоклаза. Средняя плотность гранодиоритов – 2,71 г/см^3, магнитная восприимчивость – $15{,}9 \times 10^{-3}$ ед. СИ, радиоактивность – 14–18 мкР/ч. Плотность гранитов – 2,63 г/см^3, магнитная восприимчивость – $0{,}41 \times 10^{-3}$ ед. СИ.

В химическом составе гранодиоритов, по сравнению с аналогичными породами полетаевского комплекса, отмечаются более высокие содержания MgO, CaO и пониженные K_2O при соотношении щелочей >1 (в пользу натрия), а также повышенные концентрации Zn, Ba, Sr.

За пределами указанной интрузии дайки гранодиоритов идентичного состава установлены среди серпентинитов Муслюмовского массива. Содержания Rb и Sr (по двум пробам) соответственно составляют (г/т): 97,2 и 480; 118 и 400. На диаграмме Rb–Sr они располагаются на тренде, едином с гранитоидами полетаевского комплекса, отличаясь от них меньшими содержаниями Rb и большими Sr, что теоретически свойственно более ранним по возрасту гранитоидам. Об этом же свидетельствуют и особенности их химизма (повышенная известковистость и меньшая калиевость). Характер фракционирования РЗЭ курайских и полетаевских гранитоидов однотипен и отвечает коллизионным кислым магматитам. На диаграмме Rb–(Y+Nb) точки составов курайских пород располагаются в поле внутриплитных гранитов, то есть подтверждают их коровое происхождение [72]. K-Ar датировки (по валовому составу гранодиоритов и биотиту) дают раннекаменноугольный возраст – 350±7 млн лет (Г. И. Фундер, 1969). На основании сходства петро- и геохимических характеристик курайских гранитоидов с полетаевскими (см. ниже) и в соответствии с серийной легендой, время их становления принято среднекаменноугольным.

Полетаевский гранодиорит-гранитовый комплекс ($\gamma\delta C_2pl$) выполнен гранодиоритами (массивными и гнейсовидными), а также биотитовыми порфировидными гранитами. Ими сложена большая часть Челябинского плутона в Алапаевско-Адамовской СФЗ (листы N-41-II, VII, VIII), где они образуют Полетаевский массив и небольшие тела (преимущественно гранитов) в других массивах этой зоны. Интрузии залегают среди разновозрастных образований, имея с ними активные контакты, иногда тектонически нарушенные. Полетаевский массив имеет У-образную форму, обусловленную особенностями регионального поля напряжений при его формировании. Он прорывает раннепротерозойские метаморфиты и диориты мариновского комплекса, на юге – вулканиты саргазинской толщи ордовика. В разрезе имеет форму вытянутого эллипсоида с глубиной залегания подошвы около 6 км. Массиву отвечает глубокий минимум силы тяжести; магнитное поле спокойное отрицательное.

В магматитах наблюдаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород, часто ороговикованных; в юго-западном экзоконтакте массива отмечаются зоны скарнирования базальтов.

Гранодиориты двух разновидностей – биотитовые и амфибол-биотитовые; их минеральный состав (%) кварц (20–27%), плагиоклаз, иногда зональный (35–43), решетчатый пертитовый микроклин (19–24), биотит (5–15), амфибол (до 5). Акцессорные минералы – гранат, апатит, циркон, реже турмалин и кианит.

Различные содержания биотита и калиевого полевого шпата объясняются влиянием более поздних гранитоидов. В полетаевских гранитах зональный плагиоклаз составляет в среднем 35%, пертитовый ортоклаз (или низкий микроклин) – 27%, кварц – 28%, биотит – 8%. Акцессорные – рутил, кианит, корунд, апатит, гранат, циркон, сфен, монацит, магнетит, ильменит, пирит. Жильные породы представлены гранит-порфирами и аплитовидными гранитами. Плотность гранодиоритов 2,62–2,83 г/см^3, гранитов 2,65–2,67 г/см^3; и те, и другие немагнитны, средняя радиоактивность гранодиоритов – 19 мкР/ч, гранитов – от 10 до 46 мкР/ч. Оба семейства пород характеризуются калиево-натриевым типом щелочности при соотношении Na_2O/K_2O = 0,71–1. График распределения РЗЭ для гранодиоритов характеризуется невысокой степенью дифференцированности с постепенным снижением содержаний РЗЭ от La к Lu. Гранитоиды подвергнуты постинтрузивным деформациям с широким проявлением надвиговых дислокаций в северо-западном контакте и в полосе, примыкающей с севера к рекам Миасс и Зюзелга. Мощность таких зон достигает 250 м; здесь широко развиты дробление, милонитизация и бластомилонитизация пород, а также метасоматические преобразования – эпидотизация и калишпатизация, реже – биотитизация и мусковитизация. Отношение изотопов $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гранитах составляет 0,70529–0,70768 [70] и может указывать на формирование их из разнородного субстрата.

По расплавным включениям определены параметры становления массива: глубина 2–3 км при температуре 800–840 °С. Состав пород полетаевского комплекса, общность их геохимических характеристик, примесь ксеногенного материала указывают на их формирование в едином магматическом очаге, в прикровельных частях которого проявлялся палингенез гетерогенного субстрата. Комплекс относится к гранодиорит-гранитной формации. С ним связано оруденение золото-кварцевой формации. Он датирован Rb-Sr (308±9 млн лет) и K-Ar (307±7 млн лет) методами [70].

Варшавский комплекс гранит-монцолейкогранитовый ($\gamma C_2 v$) представлен биотитовыми гранитами мезократовыми и лейкократовыми, монцолейкогранитами, монцогранитами, гнейсогранитами, участвующими в строении сложных плутонов (Челябинского, Варламовского) и образующие самостоятельные тела в Алапаевско-Адамовской СФЗ (листы N-41-VII, XIII, XXV). Петротипом комплекса является одноименный массив, расположенный к югу от Джабыкского плутона. Размеры его в плане 14×20 км, общая ориентировка субмеридиональная. Вмещающими являются рымникская и брединская свиты, березиновская толща, а также ультрамафиты чебаркульско-казбаевского комплекса; контакты массива интрузивные и тектонические. Гранитоидам отвечают слабоотрицательные магнитное и гравитационное поля, в экзоконтактовой зоне проявлены узкие положительные магнитные аномалии. Породы состоят (%) из олигооклаза (60–65),

кварца (20–25), микроклина (10–15), биотита (до 5). Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, эпидот магматического облика, гранат, единичные зерна магнетита. Широко развита перекристаллизация гранитоидов (появление агрегатов ксеноморфных зерен альбит-олигоклаза, кварца, светлой слюды, эпидота с реликтами зерен микроклина и гранулированного кварца). Жильные мелкозернистые граниты и лейкограниты – однородные или порфировидные породы; состоят (%) из плагиоклаза (№ 8–18), кварца, решетчатого микроклина (до 30), биотита (1–2). С гранитами и лейкогранитами связаны пегматитовые тела и кварцевые жилы.

В Варламовском массиве и Челябинском плутоне комплекс представлен и гнейсогранитами. Первому из них соответствует сильная (–17 мГал) гравитационная аномалия и магнитное поле интенсивностью 200–250 нТл. Плотность гранитоидов – 2,52–2,64 г/см^3, магнитная восприимчивость – $(5–16)\times10^{-5}$ ед. СИ. По химизму они отвечают нормальным и умеренно-щелочным породам (сумма Na_2O и K_2O – 7,24–8,5%) с калиево-натриевым типом щелочности (натрий несколько преобладает над калием или их содержания близки); кроме того, эти породы обеднены TiO_2 и FeO, обогащены CaO, Al_2O_3. Их геохимический спектр характеризуется надкларковыми содержаниями Ba, Sr, Cr, V, иногда Pb. Содержание Rb и Sr в монцогранитах составляет 82–167 г/т и 504–732 г/т соответственно; отношение $^{86}Sr/^{87}Sr$ – 0,7067–0,70936 [33]. Особенности состава кислых магматитов позволяют относить их к гранит-монцолейкогранитной формации. По данным А. В. Тевелева [33], Rb-Sr метод дает значения радиологического возраста от 261,8±1,3 до 281,2±9,6 млн лет. Для гнейсогранитов Варламовского массива [86] получены данные 331 млн лет (Rb-Sr метод) и 314 млн лет (K-Ar метод). Западнее территории листа U-Pb методом определен изотопный возраст лейкогранитов 314±7 млн лет, а Rb-Sr методом (по калиевому полевому шпату и мусковиту) – 258±4 млн лет. Серийной легендой принят среднекаменноугольный возраст варшавского комплекса.

Уразбаевский комплекс тоналит-плагиогранитовый ($p\gamma P_1 ur$) образуют биотитовые плагиограниты и тоналиты. Ими сложены петротипический (одноименный) и Яумбаевский массивы в Суундукско-Сысертском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ (листы N-41-VII и N-41-I соответственно). Первый состоит из отдельных тел, соединяющихся (по геофизическим данным) на глубине, и характеризуется пониженным полем силы тяжести (1–2 мГал) и спокойным магнитным полем – до 150 нТл. Его мощность определяется в 0,5–1 км; контакты со среднерифейской саитовской серией интрузивные, отмечаются зоны перекристаллизации и ороговикования. Яумбаевский массив имеет максимальную ширину 1 км при протяженности до 4 км. В нем развиты лейкократовые плагиограниты и тоналиты, по краям – их «порфировые» разности. В гравитационном поле массиву отвечает отрицательная локальная аномалия интенсивностью 2 мГал; в магнитном поле аномалией (до +750 нТл) выделяется эндоконтактовая зона шириной до 0,5 км. Магнитная восприимчивость плагиогранитов – $(1–505)\times10^{-5}$ ед. СИ, плотность – 2,59–2,66 г/см^3. Это преимущественно среднезернистые массивные породы, состоящие (%) из олигоклаза (до 70), кварца (25–30), микроклина (1–2), обычно хлоритизированного

биотита (3–5); акцессорные – апатит и магнетит. Плагиогранит-порфиры краевых зон Яумбаевского массива имеют микро- и мелкозернистый базис с крупными выделениями слабо серицитизированного альбита. Контактовые изменения вмещающих пород выражаются в появлении грановластовых агрегатов плагиоклаза полигональной формы, а также в окварцевании и биотитизации; мощность экзоконтактовых зон – до 250 м. Химический состав плагиогранитов характеризуется содержанием до 75 % SiO_2 и заметным преобладанием Na_2O (около 5 %) над K_2O. Распределение РЗЭ отличается низкой степенью их дифференцированности с K_N от 1,58 (для Lu) до 51,2 (для La) и слабой отрицательной аномалией Eu. По геохимическому спектру гранитоиды близки к производным «андезибазальтовых» магм, отличаясь от них повышенным содержанием Cu, Zn, Ag. Предполагается парагенетическая связь с комплексом проявлений золото-сульфидно-кварцевой формации. Он датирован Pb/Pb методом (293 ± 6 млн лет) [37] и в серийной легенде принят раннепермским.

Увильдинско-кисегачский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый представлен магматитами, локализованными в Суундукско-Сысертском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ; там они образуют Увильдинский, Кисегачский и Аргазинский массивы (листы N-41-I, VII). Комплекс двухфазный: 1-я фаза – граносиениты, гранодиориты, порфировидные граниты, редко монцодиориты, монцогаббро ($\gamma\xi P_1 uk_1$); 2-я фаза – граниты биотитовые двуполевошпатовые (с преобладанием калиевого полевого шпата), пегматиты ($\gamma P_1 uk_2$). Породы обеих фаз залегают среди разновозрастных образований и имеют с ними как интрузивные, так и тектонические контакты. Площадь Увильдинского массива – около 60 км^2; на северо-востоке он в свою очередь прорван позднепермскими гранитами сабанайского комплекса. Аргазинский массив располагается среди метаморфитов саитовской серии среднего рифея; их ксенолиты отмечаются во всех породах комплекса. В гравитационном поле массивам отвечают минимумы интенсивностью 2–4 мГал, обычно смещенные к востоку. Магнитное поле Увильдинского массива мозаичное знакопеременное: для граносиенитов характерны отрицательные значения (–100–250 нТл), в юго-западной части, где развиты монцониты, фиксируются интенсивные положительные аномалии (до 1000 нТл). Форма Увильдинского массива в разрезе близка к плитообразной с крутопадающим восточным и пологим западным контактами; максимальная его мощность 1,5 км. Магнитное поле овального Аргазинского массива более однообразно, максимальная мощность тела 1,7 км. В экзоконтакте монцодиоритов установлены двупироксен-плагиоклазовые роговики. Монцодиориты и монцогаббро 1-й фазы состоят из андезина (30–50 %), микропертитового калиевого полевого шпата (5–20 %), биотита (30–60 %), роговой обманки (3–5 %), редко – амфиболизированного пироксена и кварца (0–7 %).

По высоким содержаниям щелочных металлов, P, Zr, Sr, Nb, Rb, легких лантаноидов и химическому составу габбро относятся к умереннощелочным или щелочным (с нефелином в нормативном составе) породам [36]. Граносиениты той же фазы сложены олигоклазом или альбитом (20–40 %), нерешетчатым микроклином (20–40 %), кварцем (10–15 %), акцессорными

сфеном (1–2 %), апатитом (до 2 %), цирконом, магнетитом, ильменитом. Граниты 2-й фазы имеют порфировидную структуру и состав (%): плагиоклаз (35–40), калиевый полевой шпат (25–35), кварц (30–35), биотит (3–5); акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит, сфен и ильменит. Средняя плотность монцогаббро – 2,8 г/см^3, монцодиоритов и кварцевых монцодиоритов – 2,73 г/см^3, гранитов – 2,61 г/см^3. В целом для комплекса характерна сильная положительная корреляция Sr и Rb. По всем названным признакам исходная магма, вероятно, имела «латитовый» состав. Подразделение относится к монцонит-граносиенит-монцогранитовой формации.

Кислые магматиты на диаграмме Rb–K_2O отвечают гранитоидам «базальтоидного» происхождения. По составам амфибола и биотита условия формирования комплекса соответствуют мезоабиссальной фации глубинности; общее давление, определенное по роговообманково-плагиоклазовому барометру, составляет 4–5 кбар. В гранитоидах отмечается сильная дифференциация содержаний РЗЭ с K_N 36–219 (для ЛРЗЭ) и 2–110 (ТРЗЭ) при положительной или отрицательной Eu-аномалии (либо без нее) что, возможно, связано с различной степенью метасоматических изменений и неоднородным распределением акцессориев. На трендах для гранитов фиксируется положительная аномалия Lu. Графики нормированного распределения РЗЭ для габброидов также показывают сильную дифференциацию и характеризуются высоким накоплением в группе ЛРЗЭ с K_N, равным 300–470 (для ТРЗЭ K_N = 3–8), а также положительной Eu-аномалией или ее отсутствием. По многочисленным датировкам возраст увильдинско-кисегачского комплекса определяется в диапазоне 247,9–274 млн лет, что отвечает ранней перми–низам раннего триаса. Здесь время его становления принято (в соответствии с серийной легендой) раннепермским.

Степнинский комплекс монцодиорит-граносиенит-гранитовый развит в Суундукско-Сысертском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ. В него входят многочисленные массивы: Кулуевский, Сагитовский, Куйсаринский, Калиновский (лист N-41-VII), Степнинский и Черноборский (листы N-41-XIII, XIX), Бирюковский и Вандышевский (лист N-41-XIII), Ялтырский (лист N-41-XIX), Восточно-Ольховский, Мочагинский и Акмулинский (лист N-41-XXV), а также небольшие тела южнее и севернее Джабыкского плутона.

Строение комплекса сложное, в наиболее полной мере это проявилось в Степнинском массиве. Согласно Г. Б. Ферштатеру и др. (1994 г.), он представляет собой кольцевую концентрически-зональную интрузию, сложенную двумя фазами: 1-я – монцодиориты (нередко гнейсовидные), граносиениты амфибол-биотитовые такситовые, гнейсограносиениты, редко граниты крупнозернистые порфировидные ($\mu\delta P_1 st_1$); 2-я – граниты биотитовые, лейкограниты, гранит-порфиры, аплиты ($\gamma P_1 st_2$). Массив достигает 15 км в поперечнике, имеет овальную в плане форму с отчетливыми элементами кольцевого строения; он окружен ореолом контактовых роговиков шириной до 2 км. Монцодиориты первой фазы мелко-среднезернистые, часто порфировидные, сложены зональным плагиоклазом (центральная часть – андезин, периферия – олигоклаз), амфиболом, биотитом, калиево-натриевым

полевым шпатом и кварцем в разных соотношениях. Характерен сфен, в меланократовых породах его содержание достигает 1–1,5 %, постоянно отмечается магнетит. В составе граносиенитов присутствуют (%) олигоклаз (25–35), микроклин (20–30), кварц (15–20), амфибол (8–12), биотит (3–5). Характерны микропегматитовые срастания кварца и полевого шпата, свидетельствующие о сравнительно малоглубинных условиях образования. Граниты второй фазы состоят (%) из олигоклаза (30–40), ортоклаза (25–30), кварца (до 25), биотита и мусковита (в сумме 5–8) [86].

На классификационной диаграмме TAS точки составов группируются в поле умереннощелочных пород, насыщенных кремнеземом. Отмечается заметное обогащение калием, обеднение кальцием и тенденция к снижению концентраций глинозема. Основные и средние породы существенно обогащены фосфором (что отражает высокое содержание апатита), в меньшей степени титаном и железом, но при этом обеднены магнием. Отчетливо заметны повышенные содержания Rb, Sr, Ba, Nd, Ta, Th и легких РЗЭ [33], а также надкларковые концентрации Cr, Cu, Pb, Mo, Sr, Sn [86]. Среднее количество Rb и Sr в мелано- и мезократовых биотитовых гранитах Стрелецкого массива 144 и 510, 165 и 355 г/т соответственно. Жильные образования представлены мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами, аплитами.

Составы обеих фаз согласуются с моделью смешения двух магм – монцонитового и кварцево-сиенитового состава; при этом граносиениты и граниты имеют самостоятельный тренд, отражающий отделение расплавов от корового магматического источника [34]. Степнинский комплекс принадлежит к монцонит-граносиенит-монцогранитовой формации. С ним связаны рудные объекты золота, железа (скарново-магнетитового типа) и вольфрама. Большинство изотопных определений возраста укладываются в пределы 276–283 млн лет, что отвечает ранней перми [34].

Петуховский комплекс монцодиорит-граносиенит-лейкогранитовый представлен породами обеих фаз: первая граносиенитами ($\gamma\xi P_1 pt_1$); вторая гранитами биотитовыми разнозернистыми, часто порфировидными ($\gamma P_1 pt_2$). На территории листа гранитоиды образуют Аллакиозерский массив (северная часть Тюбукского плутона) в Синарско-Лозьвинском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ (лист N-41-I); площадь его 35 км^2. Южная и центральная части интрузии сложены порфировидными гранитами, северная – средне-мелкозернистыми биотитовыми гранитами и граносиенитами. В гравитационном поле массиву отвечает граничная зона положительного и отрицательного уровней, в магнитном – нулевые и отрицательные значения (до –100 нТл). Максимальная вертикальная мощность тела – не более 1 км, форма его близка к пластовой. На востоке и юге массив прорывает гранодиориты каменского комплекса раннего карбона, с запада он имеет тектонический контакт с новоберезовской толщей ордовика. Гранитоиды южной части массива в целом лейкократовые с количеством биотита около 5 %. В порфировидных разностях гранитов отмечаются крупные выделения калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Равномернозернистые граниты содержат больше кварца, чем порфировидные; кроме биотита в них появляется мусковит. Наряду с

изометричными телами наблюдаются дайки гранитов и аплитов. Средняя плотность порфировидных гранитов 2,57 г/см^3, магнитная восприимчивость – 700×10^{-5} ед. СИ; плотность граносиенитов 2,55 г/см^3, магнитная восприимчивость – $(11–25) \times 10^{-5}$ ед. СИ. Породы относятся к умеренно-щелочной петрохимической серии (сумма щелочей около 10 % с преобладанием K_2O), в них отмечаются надкларковые содержания Hf, Th, U, Cr, Ni, Au, Se, Sb. Графики нормированного распределения РЗЭ характеризуются заметной дифференцированностью легких и тяжелых элементов, свойственной надсубдукционным (коллизионным) гранитоидам с отрицательными и положительными аномалиями Eu. По характеру дифференциации породы близки к кислым магматитам балбукского комплекса, на диаграмме Rb–K_2O отвечают гранитоидам «базальтоидного» происхождения. Изотопный возраст комплекса (Ar-Ar метод, порфировидные граниты): 249 ± 2,3 и 249,9 ± 2,3 млн лет, на соседней с севера площади он определен (K-Ar метод) в интервале 288–242 млн лет. В соответствии с серийной легендой время формирования таксона принято раннепермским.

Ухановский комплекс монцогаббро-монцодиорит-гранитовый развит в Среднеисетско-Варненской и Тобольско-Тавдинской СФЗ под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской платформы. В его составе выделяются три фазы: 1) монцогаббро, габбронориты, долериты ($\mu\nu P_1 uh_1$); 2) граносиениты, гранодиориты, монцодиориты, монцониты ($\mu\delta P_1 uh_2$); 3) граниты биотитовые ($\gamma P_1 uh_3$). Ими сложены массивы: Западно-Баташский (лист N-41-III), Иткульский (лист N-41-V), Ухановский (лист N-41-XI), Северо-Гороховский (листы N-41-V, XI), Ялымский (лист N-41-XII) и др. Интрузиям отвечают высокие значения магнитного поля (до 1000 гамм) и повышенные – гравитационного.

Петротипом первой фазы ухановского комплекса является одноименный существенно габброидный массив. Он не выходит на поверхность фундамента, оконтурен по магнитной аномалии интенсивностью 690 гамм, имеет эллипсовидную форму и размер $3,5 \times 2$ км. По геофизическим данным, расчетная глубина до его нижней кромки – около 2 км. Монцогаббро первой фазы средне-мелкозернистые, состоят (%) из деанортизированного плагиоклаза (до 45), диаллага (35–40), калиевого полевого шпата (5–10), биотита, иногда оливина (до 1), а также магнетита (5–15). Монцодиориты 2-й фазы сложены андезином (55–60 %), амфиболом (15–30 %), пироксеном (3–10 %), калиевым полевым штатом (5–15 %), биотитом (3–5 %, кварцем (5–10 %); акцессорные минералы – сфен, магнетит, титаномагнетит, апатит, циркон. Структура порфировидная с гипидиоморфнозернистой основной массой. Вторичные изменения: деанортизация плагиоклаза, амфиболизация пироксена, биотитизация амфибола, хлоритизация биотита. Гранодиориты той же фазы состоят (%) из зонального плагиоклаза (от олигоклаза до кислого андезина) – 21–46, ортоклаза – 14–34, кварца –18–29, биотита – 10–18, роговой обманки – 1–8; акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, монацит. Граниты 3-й фазы имеют следующий состав (%): кислый плагиоклаз (32–39), ортоклаз (27–32), кварц (25–31), биотит (4–10), акцессорные – апатит, циркон, монацит.

Наряду с отчетливо глубинными породами в составе комплекса отмечаются мелкие гипабиссальные тела преимущественно основного состава. Средняя плотность габброидов – 2,82 г/см^3, магнитная восприимчивость (2000–4000) $\times 10^{-6}$ ед. СГС, остаточное намагничивание (250–500) $\times 10^6$ ед. СГС; те же параметры для гранитов – соответственно 2,67 г/см^3, (250–500) $\times 10^{-6}$ ед. СГС и (100–250) $\times 10^{-6}$ ед. СГС. Большинство средних магматитов относится к калиево-натриевым умереннощелочного ряда с содержанием SiO_2 55,5–58,5 %, TiO_2 0,7–1,6 %, суммы щелочей 5,8–6,5 % (при K_2O = 1,5–2,4 %); в них отмечаются надкларковые концентрации Cu, Mo, Pb. Гранодиориты обычно принадлежат к нормальному ряду и имеют содержание SiO_2 66,08–68,74 %; Na_2O 3,18–3,34 %; K_2O 3,72–4,18 %. Средние концентрации Sr, Rb и рубидий-стронциевое отношение составляют соответственно 414, 157 и 0,43 г/т.

Наиболее кислые породы по особенностям химизма отвечают группе лейкократовых субщелочных гранитов: SiO_2 – 68,27–72,31 %, Na_2O – 2,89–2,96 %, K_2O – 3,99–4,53 %. Средние концентрации Sr, Rb и Rb/Sr-отношение составляют 163, 195 и 1,27 г/т [23]. В нормированном к хондриту распределении РЗЭ для основных и кислых магматитов отмечается преобладание суммы легких элементов над тяжелыми, отчетливо выраженная положительная Ce-аномалия и слабая отрицательная Eu-аномалия. На диаграмме Rb–K_2O кислые породы комплекса располагаются вблизи тренда гранитоидов корового происхождения. Возраст, определенный K-Ar методом, находится в интервале значений 266–325 млн лет [23]; в соответствии с серийной легендой он принят раннепермским.

Урукульско-покровский комплекс трахириолит-риолитовый гипабиссальный ($\lambda\pi P_1 ur$) представлен силлами и штоками риолит-порфиров, риодацит-порфиров и гранит-порфиров в Синарско-Лозьвинском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ. Наиболее характерным из пологозалегающих тел является Аргаяшский силл, расположенный в 2 км к северо-востоку от пос. Аргаяш. Здесь порфировые кварцевые риолиты образуют тела подковообразной формы шириной до 1 км при протяженности до 5 км с северо-северо-восточным падением, их вмещают терригенные породы карбона. В физических полях им отвечают пониженные значения: до –0,5 мГал и до –150 нТл. Риолит-порфиры и риодацит-порфиры содержат микровкрапленники кварца, калиевого полевого шпата, кислого плагиоклаза, иногда биотита. Базис пород апофельзитовый, иногда микрографический с реликтами сферолитовой структуры. Акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, магнетит и пирит. Риодациты отличаются меньшим содержанием кварца и появлением амфибола. Средняя плотность пород – 2,64 г/см^3. В центральных частях крупных тел риолит-порфиры сменяются гранит-порфирами. Комплекс характеризуется надкларковыми содержаниями Ni, Cr, Cu, Zn, Mo, Sn, Ba, Sr. Графики нормированного распределения РЗЭ для риолит-порфиров отмечаются средней степенью дифференцированности РЗЭ в целом (с K_N от 8 до 37 для группы ЛРЗЭ и от 1 до 11 для группы ТРЗЭ и СРЗЭ соответственно) и отрицательной Eu-аномалией. Такой характер распределения отвечает коровым магматитам

при исходном базитовом составе расплавов. Возраст подразделения, в соответствии с серийной легендой, принят раннепермским.

Раннепермские(?) гранитоиды Южного Зауралья (γP_1?) выявлены преимущественно геофизическими методами под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений значительной мощностью; представлены биотитовыми гранитами, слагающими Курганский массив в Заводоуковской подзоне Ишимско-Иртышской СФЗ (листы N-41-VI, XII). Размер массива – 18×35 км, он ориентирован в северо-восточном направлении, ему отвечает слабоотрицательное магнитное поле с субизометричными вытянутыми контурами и интенсивная отрицательная гравитационная аномалия. Гранитоиды этой интрузии недоизучены. По аналогии с красногвардейским комплексом и согласно серийной легенде, их возраст условно принят раннепермским.

Еланчиковский комплекс гранитовый ($\gamma P_1 e$) образован гранитами (биотит-мусковитовыми и биотитовыми, нередко гнейсовидными) и лейкогранитами, а также дайками мелкозернистых гранитов, жилами пегматитов. Породы слагают Еланчиковский (лист N-41-VII) и Восточно-Ларинский (лист N-41-XIII) массивы, находящиеся в Суундукско-Сысертском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ. Первый из них залегает среди докембрийских образований ильменогорского комплекса и саитовской серии, его контакты интрузивные, с ксенолитами вмещающих пород. Мощность массива на севере – 100–300 м, на юге – 1,5 км (там наблюдается отрицательная гравитационная аномалия в 1–1,5 мГал).

Восточно-Ларинская интрузия (вместе с Приданниковским массивом за пределами площади) слагают на глубине единое тело в Ларинском куполе, мощность которого около 5 км. На контактах широко развиты апофизы лейкогранитов, гранит-порфиров, аплитов, пегматитов, смятые в складки, а в зонах линейных дислокаций и метасоматоза – превращенные в кварц-мусковитовые сланцы [86]. В петротипическом массиве гранитоиды имеют гнейсовидную текстуру; их состав (%): олигоклаз (40–50), решетчатый микроклин (20–30), биотит (с железистостью, отвечающей глубинным безмагнетитовым парагенезисам) – 5–10, кварц (15–30), мусковит магматического происхождения (3–7); акцессорные – гранат (альмандин-спессартин), сфен, циркон, ортит. Жильные породы (порфировидные граниты, пегматиты) также заметно разгнейсованы. В комплекс акцессорных минералов в пегматитах добавляются апатит, турмалин, флюорит, ильменит, самарскит [86]. Граниты обладают повышенной щелочностью (при этом часто K > Na) и глиноземистостью, а также довольно высокими концентрациями Ni, Cr, Cu, Co, Ba, Sr. Предполагается происхождение их за счет палингенеза метатерригенных образований. Фосфор в кислых породах описываемого массива имеет положительную корреляцию с кремнеземом, что характерно для высокоглиноземистых гранитов S-типа. С комплексом связаны проявления гранулированного кварца. Изотопный возраст гранитов (K-Ar метод [86]) составляет 266–299 млн лет; согласно серийной легенде, время их становления принято раннепермским.

Джабыкско-санарский комплекс гранитовый ($\gamma P_1 ds$) представлен гранитами (биотитовыми и двуслюдяными мезократовыми среднезернистыми

и порфировидными; редко – лейкократовыми мусковитовыми, гнейсогранитами), а также дайками лейкогранит-порфиров, пегматоидных гранитов, жилами аплитов и пегматитов. Названные породы образуют ряд массивов – Чесменский, петротипические Джабыкский, Санарский и др. Эти интрузии вместе с более ранними (каменноугольными) магматитами слагают так называемый «Гранитный пояс», относятся к Суундукско-Сысертскому району Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ. Джабыкский массив (в составе одноименного плутона) имеет размеры 30×40 км и вытянут в субширотном направлении. Ему отвечают слабо отрицательное магнитное поле и локальный минимум гравитационного поля. Границы интрузии выражены цепочками положительных линейных магнитных аномалий интенсивностью до 500 нТл (в экзоконтактах) и глубоких минимумов (до –300 нТл) в эндоконтактах.

По данным сейсмических исследований, массив является субгоризонтальной залежью с глубиной нижней кромки 5–7 км на западе и 5–6 км на востоке. Он прорывает разновозрастные осадочные, метаморфические и магматические образования; контакты часто инъекционные.

Граниты состоят из зонального кислого плагиоклаза (около 30%), щелочного полевого шпата и кварца (по 32–35%), а также биотита (2–4%); акцессорные – магнетит, апатит, циркон, реже ксенотим, монацит, ортит и ильменит. Порфировидные выделения (полевые шпаты и кварц) составляют до 10%.

В лейкогранитах содержание и калиево-натриевого полевого шпата, и кварца может достигать 40%. Плотность гранитов 2,53–2,61 г/см^3, породы немагнитны. Они относятся к калиево-натриевой серии, содержат 71–75% SiO_2, 4,5–5,5% K_2O и слабо пересыщены глиноземом; отмечаются надкларковые концентрации Ni, Cr, Cu, Pb, Mo, Ba [86]. Отчетливо проявлена отрицательная корреляция SiO_2 с CaO и Al_2O_3, отражающая фракционирование плагиоклаза.

Распределение элементов-примесей, как правило, характерно для биотитовых гранитов: 30–50 г/т Li, 165–230 г/т Rb, 3–7 г/т Cs, 300–1000 г/т Ba, 147–208 г/т Sr. Спектр РЗЭ отмечен обогащением легкими элементами и отрицательной Eu-аномалией [33]. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в биотитовых гранитах составляет 0,70490–0,70539. В восточной части Джабыкского массива породы грейзенизированы. В зонах катаклаза появляются монокварцевые или кварц-хлоритовые метасоматиты. С комплексом связаны проявления бериллия, реже урана; он принадлежит к гранитной формации. Последние Rb-Sr изохронные датировки [33] составляют 270–289 млн лет, что позволяет относить данное подразделение к раннепермским; это отражено и в серийной легенде.

Султаевский комплекс умереннощелочных гранитоидов ($\gamma P_1 sl$) выполнен разнообразными гранитами (биотитовыми и двуслюдяными мезократовыми и лейкократовыми нормально-, реже умереннощелочными, а также порфировидными рапакивиподобными), редко – граносиенитами, гранодиоритами. Породы слагают одноименный и Буринский (Карабольский) массивы в Синарско-Лозьвинском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ. Тела имеют форму штоков

диаметром 10–12 км. Петротипическому Султаевскому массиву отвечают положительное магнитное поле с дугообразными аномалиями высокой интенсивности (до $n \times 10^3$ нТл), разделенными участками более низких значений (200–500 нТл), а также отрицательная гравитационная аномалия (до 12 мГал). По расчетам поля силы тяжести глубина интрузии 5–6 км; контакты крутопадающие активные, сопровождающиеся зонами ороговикования и биотитизации в породах рамы, или же тектонические. Граниты крупно-грубозернистые, часто порфировидные с мегакристами калиево-натриевого полевого шпата (10–40 %); крупнозернистый базис состоит (%) из кварца (20–37), микроклина (41–67), олигоклаза (16–30), биотита (2–5). Микроклин-пертит в порфировидных выделениях содержит включения кварца, плагиоклаза, биотита, иногда окружен каемкой альбит-олигоклаза, что придает гранитам рапакивиподобную структуру. Лейкократовые граниты имеют близкий состав, но с меньшим (до 3 %) содержанием биотита; нередко содержат ксенолиты крупнозернистых гранитов. Характерные акцессорные минералы – сфен, апатит, циркон, торит, танталониобаты (эвксенит, фергюсонит); кроме них установлены пирит, рутил, ильменорутил, гранат, анатаз, рабдофанит, молибденит, флюорит, реже – монацит и колумбит. Последние присутствуют только в лейкократовых гранитах даек. Жильные породы – гранит-аплиты, мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, а также пегматоидные полевошпат-кварцевые жилы. Средняя плотность гранитов – 2,58 г/см^3, магнитная восприимчивость составляет $188–1113 \times 10^{-5}$ ед. СИ; радиоактивность повышенная (40–80 мкР/ч), достигая на отдельных участках 120 мкР/ч.

Для химического состава характерно преобладание K_2O над Na_2O при сумме щелочей 7,7–10,22 %. На диаграмме TAS кислые магматиты располагаются в полях от гранитов до умереннощелочных лейкогранитов. Гранитоиды содержат [9] (г/т): Nb – 37–47,6; Ta – 3,1–4,8; Li – 25–27,6; Cs – 3,5–3,6; Sn – 1,6–2,1; Mo – 2,3–2,4; Pb – 30,5–32,4. Концентрации Rb и Sr в крупнозернистых гранитах – 225 и 148 г/т соответственно; в мелкозернистых разностях – 318 и 77,5 г/т.

На диаграмме Rb–K_2O составы отвечают маловодным гранитам корового происхождения; на диаграмме Rb–(Y+Nb) [36] расположены в поле внутриплитных гранитов. Метасоматоз проявлен в окварцевании, серицитизации, калишпатизации, хлоритизации, мусковитизации. В гранитах встречаются мезо- меланократовые ксенолитоподобные обособления различной величины, подобные отмечаемым во многих более ранних комплексах; они относятся исследователями к автолитам [36], или к реститам (Б. К. Львов, 1976). Парагенезис низкотитанистого магнетита и пертитового калиевого полевого шпата указывает на мезоабиссальную фацию становления комплекса. По некоторым оценкам [36], крупнозернистые граниты кристаллизовались при $P_{общ.}$ = 9 кбар, P_{H_2O} = 1 кбар и T = 810 °C; граниты мелкозернистые – $P_{общ.}$ = 3 кбар, P_{H_2O} = 1 кбар и T = 740 °C. На графиках распределения РЗЭ породы характеризуются значительным фракционированием с накоплением легких лантаноидов и отрицательной аномалией Eu. Эти особенности (вместе с петрохимическими, геохимическими и минералогическими характеристиками) позволяют относить

граниты к коллизионным, соответствующим S-типу (лейкократовому подтипу) [72]. Комплекс специализирован на редкие металлы (Nb, Ta) и, по мнению А. И. Грабежева [9], относится к группе ограниченно рудоносных. По данным Ю. Н. Афанасьева (1967 г.), датировки гранитов Султаевского массива отвечают широкому интервалу – от 275 до 360 млн лет. Последние определения возраста по цирконам (U-Pb метод, собственные данные) составляют 275±4, 276±4, 286,5±6 млн лет (ранняя пермь).

Шалкарский комплекс гранитовый ($\gamma P_1 \check{s}$) выполняют мусковитовые и двуслюдяные граниты, слагающие Княженский, Андреевский и другие массивы в Среднеисетско-Варненской СФЗ. Телам отвечают положительные магнитные аномалии субмеридиональной ориентировки, размеры массивов – (4–8)×(9–19) км. Граниты состоят (%) из кварца (25–30), микроклина (до 35), олигоклаза (до 35), биотита и мусковита (в сумме до 5); акцессорные минералы – гранат, апатит, ортит. Жильные породы представлены гранитами мелкозернистыми, гранит-порфирами, гранофирами, аплитами и пегматитами. Для магматитов характерна последующая грейзенизация. Плотность гранитов 2,56–2,59 г/см^3, магнитная восприимчивость – (15–30)×10^{-5} ед. СИ, радиоактивность 16–32 мкР/ч. В их химическом составе кремнезем составляет от 72,75 до 76%, характерны низкие содержания TiO_2 (0,08–0,2%), MgO и CaO, а также различные соотношения K_2O и Na_2O при суммарной щелочности – от 6,5 до 8,7%.

На севере площади (в пределах листа N-41-II) изучен Ветродуйский массив, не отмеченный на карте из-за малых размеров [72]. Химический состав его пород отвечает умереннощелочным лейкогранитам с суммарной щелочностью 8,18–8,77% и отношением Na_2O/K_2O 0,86–0,88. Неизмененные магматиты выделяются повышенными концентрациями Cu, Zn, Pb, Ag, Sn, Y, Yb. По соотношению Rb/Sr (148,7/86 = 1,72) и значениям SiO_2 граниты относятся к коллизионным. Графики распределения РЗЭ характеризуются увеличением содержаний от Lu к La, слабой отрицательной Eu-аномалией и положительной аномалией Ce. На диаграмме Hf–Rb/30–Ta·3 их составы отвечают поздне-постколлизионным и вутриплитным обстановкам, а на диаграмме Rb–(Y+Yb) – располагаются во «внутриплитных» полях. По данным изучения расплавных включений, породы кристаллизовались при T = 810–860 °C и P = 2,6–2,98 кбар, по особенностям состава они отвечают маловодным гранитам гипо-мезоабиссального уровня становления [72]. С пегматитами Княженского массива связаны проявления мусковита. Значения радиологического возраста, определяемые K-Ar и U-Pb (по цирконам) методами, колеблются от 240 до 320 млн лет. Время становления комплекса, принято согласно серийной легенде, раннепермским.

Красногвардейский комплекс гранитовый ($\gamma P_1 kg$) представлен гранитами и плагиогранитами, слагающими Сугоякский, Озерососновский и другие массивы в Среднеисетско-Варненской СФЗ (листы N-41-III, XIV, XV). Названные массивы имеют вытянутую форму и близкое к меридиональному простирание, фиксируются локальными отрицательными гравитационными аномалиями, ограниченными четкими зонами линейных градиентов. Им же соответствует спокойное отрицательное магнитное поле; вертикальная расчетная мощность составляет в среднем 1 км.

В Сугоякском массиве центральная часть представлена средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами, краевая фация – гранит-порфирами и гибридными породами. Средний минеральный состав (%): плагиоклаз (33), ортоклаз (36), кварц (28), биотит (3), акцессорные – циркон, рутил и рудные компоненты. Порфировидные выделения (15–20 %) выполнены ортоклазом. Гранит-порфиры содержат около 40 % вкрапленников ортоклаз-пертита (преобладает) и кварца. По химическому составу породы массива отвечают лейкократовым гранитам (SiO_2 более 73 %) нормального ряда с калиево-натриевым типом щелочности (N_2O/K_2O = 0,6) и высоким содержанием глинозема (al = 3,9–4,6) [54]. По структурам гранитов и фациям контактовых пород массивы комплекса можно отождествлять с водными мезоабиссальными и абиссальными плутоническимм интрузиями. Возраст магматитов (K-Ar-метод) – 292 млн лет, что позволяет относить их к раннепермским [54] и соответствует серийной легенде.

Лобановский комплекс гранит-лейкогранитовый ($l\gamma P_1 lb$) представлен лейкогранитами, гранитами, гранит-порфирами, пегматитами, образующими одноименный массив в Среднеисетско-Варненской СФЗ. Интрузия имеет овальную форму и размеры 6,5 × 4,5 км [23]; ей отвечают положительное магнитное поле (100–200 нТл) и отрицательная аномалия силы тяжести, расчетная вертикальная мощность тела 5–6 км. Массив сложен преимущественно лейкократовыми крупнозернистыми биотитовыми гранитами, а также лейкогранитами. Среднезернистые, порфировидные граниты и гранит-порфиры выполняют в основном приконтактовые зоны и апофизы.

В составе (%) гранитов присутствуют олигоклаз – 21–31, калиевый полевой шпат (ортоклаз, ортоклаз-пертит, реже микроклин) – 30–41, кварц – 27–40, биотит – 1–6, акцессорные минералы – циркон, апатит, монацит. В порфировидных разностях количество крупных зерен достигает 25–30 % от объема породы; представлены они плагиоклазом, ортоклазом и микроклином. Во вкрапленниках гранит-порфиров обычны кварц, ортоклаз-пертит и олигоклаз. Плотность неизмененных гранитов 2,58–2,60 г/см^3, породы немагнитные. Кислые магматиты Лобановского массива повсеместно грейзенизированы и аргиллизированы, степень изменений неравномерная. По минералогическим и петрографическим особенностям комплекс относится к калиево-натриевой серии (Na_2O/K_2O – 0,6) с высоким коэффициентом глиноземистости – 6,86. В гранитах выявлены рудогенные концентрации W, Mo, Li, Nb, Bi. Среднее содержание Rb, Sr и рубидий-стронциевое отношение в гранитах и лейкогранитах составляют соответственно 365, 25, 15,9 и 300, 84, 3,57 [54]. С комплексом связана уран-молибден-вольфрамовая минерализация. Изотопный возраст гранитов Лобановского массива (K-Ar метод по трем анализам) – 289, 293 ± 7 и 334 ± 12 млн лет [54]; в соответствии с серийной легендой время формирования комплекса принято раннепермским.

Кизильский комплекс гранитовый ($\gamma P_2 kl$) образован двуслюдяными и мусковитовыми гранитами (преимущественно лейкократовыми) и пегматитами. Они слагают небольшие дугообразные и штокообразные тела (до 1,2 × 5 км) в Нижнеуфалейском и Никольском массивах; комплекс относится к Уфалейско-Сакмарской подзоне Западно-Уральской СФЗ. Гранитам

отвечают слабоположительные участки магнитного поля, конформные выходам тел на поверхность; в экзоконтакте Никольского массива аномалии более интенсивные.

В гравитационном поле кислые интрузии фиксируются слабыми отрицательными аномалиями; по расчетам граниты образуют полого залегающие тела мощностью до 300 м, на отдельных участках которых сохраняются переработанные фрагменты пород рамы. Граниты обычно гнейсовидные (полосчатые), состоят из кварца, плагиоклаза и микроклина примерно в равных количествах, биотита (до 3–5%, реже 7%), мусковита (по биотиту), иногда сфена и граната. Текстура их, как правило, «очково-линзовидная» (порфировидная) за счет выделений плагиоклаза и микроклина размером до 2×4 мм. Средняя плотность гранитов – 2,59 г/см^3; магнитная восприимчивость – 172×10^{-5} ед. СИ. Для комплекса характерна невысокая степень дифференцированности РЗЭ с K_N от 1,4 (для Lu) до 15,9 (для La) и слабая отрицательная аномалия Eu. В их геохимическом спектре установлены надкларковые содержания Ni, Cr, Cu, Zn, Mo, Ba, W, Sn, Nb; при этом для Nb, Sn и Mo отмечается положительная корреляция ($K_к > 0,4$). На диаграмме Rb–K_2O породы отвечают гранитам «базальтоидного» происхождения, что проявляется и в их геохимических особенностях. Радиологический возраст кизильского комплекса определен Rb-Sr методом (по биотиту и валовой пробе) в небольшом теле восточнее Никольского массива и составил $267,6 \pm 1,3$ млн лет, что отвечает средней перми [71] и согласуется с серийной легендой.

Айкенский комплекс гранит-лейкогранитовый ($\gamma P_2 aj$) представлен гранитами биотитовыми, лейкогранитами флюоритоносными, реже гранодиоритами. Породы образуют небольшой Кулевчинско-Владимировский массив, штоки и дайки в Среднеисетско-Варненской СФЗ (листы N-41-XIV, N-41-XXVI). Линейные тела кислых магматитов имеют мощность первые метры, протяженность – до первых сотен метров. Средний состав гранитов включает кварц – 35%, плагиоклаз – 24%, микроклин (решетчатый, иногда с пертитами) – 39%, биотит – 2%; акцессорные – апатит, циркон, флюорит, гематит. В юго-западном контакте Кулевчинско-Владимировского массива развита серия малых тел гранит-порфиров и пегматитовых гранитов, сопровождаемых зонами калишпатизации мощностью 5–15 м. Калиевый полевой шпат замещает плагиоклаз, его содержание в центральных частях зон достигает 45%. Там же развито окварцевание с появлением молибденита. По химическому составу кислые магматиты отвечают низкощелочным гранитам и лейкогранитам с натриевым типом щелочности ($Na_2O/K_2O = 1,6$), характерно повышенное содержание Fe_2O_3. Они содержат надкларковые количества Be, Nb и Pb. K-Ar-методом (Ю.Н. Афанасьев, 1965) для калишпатизированных гранодиоритов получен возраст 268–278 млн лет, для жильных гранитоидов (тот же метод) – 256 млн лет. Согласно серийной легенде комплекс принят среднепермским.

Кузнецовский комплекс гранитовый ($\gamma P_2 kz$) существенно монопородный: его образуют биотитовые граниты, слагающие Боровлянский, Шумихинский и другие массивы в Тобольско-Тавдинской СФЗ (листы N-41-IV, V, IX, X), которые локализуются в полосе северо-восточного

простирания длиной до 80 км. Шумихинский массив (6×29 км) находится среди алексеевской свиты среднего рифея. Ему отвечают отрицательные магнитное (до 250 гамм) и гравитационное поля; расчетная глубина интрузии – до 5 км. Западный контакт массива вертикальный, восточный падает на запад под углом 45°. Более мелкие массивы комплекса имеют небольшие размеры (первые километры), крутые контакты и на глубине 2–3 км выклиниваются. Все тела сложены преимущественно лейкократовыми гранитами, нередко порфировидными. Их состав (%) «стандартный»: калиевый полевой шпат (30–38), плагиоклаз (30–32), кварц (25–30), мусковит, биотит (0–5); акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит, рутил; вторичные – альбит, серицит, карбонат. Комплекс недоизучен, так как перекрыт мощными мезозойско-кайнозойскими осадками чехла Западно-Сибирской платформы. В соответствии с серийной легендой возраст его принят среднепермским.

Кыштымский комплекс гранитовый ($g\gamma P_3 k\check{s}$) объединяет граниты мусковитовые с гранатом, гнейсограниты и пегматиты, развитые в Суундукско-Сысертском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ (лист N-41-I). Их тела протягиваются от оз. Увильды к северу, затем к северо-востоку в район оз. Силач, слагая полосу протяженностью 50 км при максимальной ширине 2,5 км. В этой зоне (особенно в краевых частях) вышеперечисленные гранитоиды перемежаются с мигматизированными породами ильменогорского комплекса. Эта полоса носит название «Кыштымского массива». Граниты мелко- среднезернистые, часто содержат неправильной формы обособления и жилы пегматитов. Их состав (об.%): калиевый полевой шпат (40–60), олигоклаз (10–40), кварц (20–30), биотит (1–4); акцессорные минералы – апатит, циркон, сфен, ортит, магнетит. Средняя плотность гранитов – 2,61 г/см^3, магнитная восприимчивость – 216×10^{-5} ед. СИ. Особенностью кыштымских магматитов является неотчетливая обособленность собственно гранитного материала от гранитизированного субстрата. Породы характеризуются натриевым типом щелочности (Na_2O/K_2O = 1,7), низким содержанием оксидов титана и алюминия, имеют надкларковые концентрации Ni, Cr, Co, Ti, Sc, Cu, Pb.

По данным В. Я. Левина, формирование гранитоидов происходило при температуре 650–700 °С и давлении H_2O 3–5 кбар. Судя по особенностям локализации «массива» и форме гранитных инъекций, они располагаются вблизи области их генерации. Это проявляется также в значительном влиянии на микроэлементный состав базитового субстрата, что отчетливо видно на графике распределения РЗЭ. Оно отличается крайне слабой дифференцированностью средних и тяжелых элементов (с K_N 15–20) и слабой – в группе легких РЗЭ (с K_N 12–15–26–58) при небольшой отрицательной аномалии Eu. Вероятно, такой характер распределения связан с особенностями их формирования. На диаграмме Rb–K_2O породы отвечают гранитам «базальтоидного» происхождения. Радиоизотопный возраст гранитов Кыштымского массива определен по биотиту Ar-Ar методом в 253,1±24 млн лет [71], что позволяет относить комплекс к позднепермскому.

Ольховский комплекс гранит-лейкогранитовый ($l\gamma P_3 ol$) образуют лейкограниты и биотитовые граниты (преимущественно лейкократовые

мелко-среднезернистые, реже порфировидные), а также дайки лейкогранит-порфиров и жилы пегматитов. Они слагают Митрофановский, часть Кременкульского (лист N-41-VIII) и петротипический Ольховский (лист N-41-XXV) массивы в обоих районах Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ. Ольховский массив (11 × 23 км) занимает восточную часть Джабыкского плутона и осложнен на западе двумя клиновидными апофизами (протяженностью 5–7 км) северо-западного и субширотного простирания. Интрузия отчетливо выделяется расчлененным положительным магнитным полем интенсивностью до 7×10^2 нТл, образующим две концентрически-зональные аномалии в западной и восточной ее частях; в центре поле имеет отрицательные значения. Породы комплекса прорывают кислые магматиты Джабыкского плутона, образующие в ольховских гранитах ксенолиты. И те, и другие располагаются в центральной части региональной отрицательной аномалии поля силы тяжести. Граниты ольховского комплекса состоят (%) из калиевого полевого шпата (до 30), олигоклаза (30–35), кварца (30–35) и биотита (3–4), в порфировидных разностях более крупные выделения представлены микроклин-пертитом и слагают около 30% объема породы; акцессорные минералы – магнетит (до 1%), сфен, ортит, апатит, циркон [33]. Минеральный состав лейкогранитов переменный, обусловлен различным соотношением плагиоклаза (центральная часть – олигоклаз, периферия – альбит и альбит-олигоклаз) и микроклина; количество биотита 1–3%; акцессорные – магнетит, циркон, ильменит, сфен, апатит, монацит [109]. Породы комплекса – это однородная группа с содержанием кремнезема 72–75% и K_2O 4,5–5,5% при сумме щелочей 8,90–9,42%. График нормированного содержания РЗЭ характеризуется значительным их ростом в группе ЛРЗЭ от Sm к La и близким уровнем дифференциации для ТРЗЭ при конформности трендов и различном коэффициенте нормирования у разных семейств гранитоидов. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0,70558 ± 7 и 0,70590 ± 8. Предполагается, что формирование гранитов связано с коровым магматическим источником [33], установлена их принадлежность к маловодной серии адамеллит-гранитового формационного типа [35]. Для комплекса характерны вольфрам-молибденовая и бериллиевая специализации. Возраст его (Rb-Sr метод по минеральным фракциям) – позднепермский, составляет 264–265 млн лет [33], что согласуется с серийной легендой.

Кременкульский комплекс гранит-лейкогранитовый ($l\gamma P_3 kr$) представлен гранитами биотитовыми разнозернистыми, лейкогранитами, гранит-порфирами, образующими небольшие массивы в Суундукско-Сысертском и Синарско-Лозьвинском районах Кумакско-Пелымской подзоны (лист N-41-VIII). Петротипический одноименный массив (21 км^2) расположен у пос. Кременкуль в центре Челябинского плутона. В плане он имеет овальную форму и ориентирован в северо-западном направлении, в разрезе напоминает крутопадающий шток. Содержит блоки гранитов полетаевского и ольховского комплексов при активных контактах с ними. В магнитном поле породы комплекса отмечаются положительной аномалией интенсивностью 300–500 нТл, в поле силы тяжести – локальной отрицательной аномалией. Граниты средне- и крупнозернистые, реже

порфировидные, иногда пегматоидные; в среднем состоят (%) из кварца (31), микроклина (30), альбит-олигоклаза (36), биотита и мусковита (до 2). Микроклин решетчатый пертитовый, на границе его с плагиоклазом развиты мирмекиты.

Акцессорные минералы – апатит, циркон, гранат, монацит, ильменорутил, рутил, торит, флюорит, эвксенит, фергюссонит, магнетит, ильменит, пирит, молибденит. Жильные разновидности – мелкозернистые лейкократовые граниты и гранит-порфиры. Плотность пород – 2,58–2,6 г/см^3, магнитная восприимчивость – $(0–1000)\times 4\pi\times 10^{-6}$ ед. СИ, радиоактивность – 31–39 мкР/ч. По химическому составу они в основном отвечают умереннощелочным лейкогранитам с калиево-натриевым типом щелочности; характерны надкларковые содержания Cu, Pb, Cr, Mo, Sn, Nb. Граниты в отдельных зонах грейзенизированы и калишпатизированы; здесь в них отмечаются повышенные концентрации Li, Rb, U, Mo, W и Be. С комплексом связана вольфрам-молибденовая минерализация и оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации [70, 86]. Кислые магматиты сформированы в мезоабиссальных условиях, относятся к «коллизионным гранитам корового происхождения». Изотопный возраст комплекса (K-Ar метод) – 214–299 млн лет [70], в серийной легенде он принят позднепермским.

Блюмовский комплекс лейкогранит-пегматитовый гипабиссальный ($l\gamma P_3$–$T_1 bl$) образован дайками лейкогранитов, жилами аплитов, пегматитов, амазонитовых пегматитов; развит в Уфалейско-Сакмарской подзоне Западно-Уральской СФЗ и Суундукско-Сысертском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ (листы N-41-I, VII). Линейные тела залегают среди метаморфитов кувашской свиты и ильменогорского комплекса докембрия. Дайки имеют преимущественно широтную, северо-западную и северо-восточную ориентировку; длина их до 600 м, мощность – до 70 м. Крупнейшая «Чебаркульская дайка» имеет протяженность 3 км при ширине 150 м, контакты с вмещающими породами резкие крутые.

В пегматитах обычно наблюдаются «аплитовая», «графическая» и «блоковая» зоны. Они состоят (%) из микроклина (по которому развивается амазонит, замещаемый альбитом и содержащий редкометалльную минерализацию), олигоклаза, кварца до (30), биотита (5–7), мусковита (до 2), акцессорных (ими наиболее богаты амазонитовые пегматиты) берилла, фенакита, гельвина, топаза, турмалина, самарскита, колумбита, литиевых слюд, молибденита, фторалюминатов и др. Средняя плотность пегматитов – 2,65 г/см^3, магнитная восприимчивость 263×10^{-5} ед. СИ. Состав лейкогранитов (%) альбит (25–35), калиевый полевой шпат (30–35), кварц (25–30), биотит (1–3), молибденит (до 1). По химизму породы отвечают лейкогранитам, сумма щелочей – 9,3%. В пегматитах формируются надкларковые концентрации Ni, Cr, Ti, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, Be, Y; содержание U достигает 23×10^{-4}%. С комплексом связана молибденовая и урановая минерализация. Радиологический возраст [86] пегматитов (по амазониту) и лейкогранитов (по биотиту), определенный Rb-Sr и K-Ar методами, соответствует 160–260 млн лет и 172–181 млн лет; в серийной легенде он принят позднепермско-раннетриасовым.

Сабанайский комплекс гранит-лейкогранитовый ($l\gamma P_3$–T_1sb) представлен биотитовыми гранитами и лейкогранитами мезо- и лейкократовыми флюоритоносными. Они образуют субмеридионально ориентированные Акакульский (25 км^2) и Сабанайский (15 км^2) массивы в Суундукско-Сысертском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ (лист N-41-I). Вмещающей для них с запада является среднерифейская саитовская серия, восточные границы тел тектонические. В Сабанайском массиве отмечаются ксенолиты (до сотен метров) граносиенитов раннепермского увильдинско-кисегачского, гранитов ранневендского битимского и ультрамафитов ордовикского куликовского комплексов. В Акакульском массиве наблюдаются ксенолиты ороговикованных базальтоидов и дацитов булатовской толщи (S_1–D_1), примыкающей с севера к массиву по разлому; тем самым установлены отчетливые признаки крутых интрузивных контактов. В гравитационном поле гранитным телам отвечают значительные понижения, характерные для штоков. Акакульская интрузия имеет мощность 2,5–3 км, Сабанайская – 1–1,5 км. Сложное дифференцированное магнитное поле интенсивностью 100–200 нТл отмечается в эндоконтактовых зонах. В гранитах содержание темноцветов сравнительно невелико; породы массивные среднезернистые или порфировидные (чаще – в Сабанайском массиве), нередко отмечается видимый флюорит. Состав их (об. %): зональный альбит-олигоклаз (27–32), микроклин или ортоклаз (30–40), кварц (25–30), зеленовато-бурый биотит (1–5), мусковит (0,5); акцессорные минералы – флюорит, гранат, апатит, циркон, монацит, молибденит, магнетит, ильменит, пирит. В протолочках из гранитов Сабанайского массива установлены также рутил, радиоактивный циркон, торит, пирохлор, урановая смолка, пирит, колумбит.

Средняя плотность гранитов – 2,57 г/см^3 (на поверхности), в образцах из керна – 2,6 г/см^3; радиоактивность – 32–46 мкР/ч. По соотношению SiO_2–(Na_2O+K_2O) породы составляют ряд от гранитов до умереннощелочных гранитов и граносиенитов (с суммой щелочей 8,31–11,16 %) и калиево-натриевым типом щелочности (Na_2O/K_2O = 0,9); они характеризуются надкларковыми концентрациями Ni, Cr, Cu, Pb, Mo, Sn. В гранитах Сабанайского массива содержания выше кларка отмечены также для Ti и Be. По результатам нейтронно-активационного анализа они отличаются от кислых магматитов более древних комплексов повышенными значениями Rb и Th. Сабанайскму комплексу свойственны отрицательная аномалия Eu и высокий уровень накопления легких редкоземельных элементов. В целом распределение РЗЭ отвечает коллизионным гранитоидам.

Несколько иные данные установлены в восточной части Сабанайского массива. Здесь для гранитов характерна низкая степень дифференцированности содержаний и ЛРЗЭ (K_N 5,3–6,2), и ТРЗЭ (K_N 1,45–2,8). Подобные графики, не характерные для большинства изученных комплексов, могут быть объяснены контаминацией кислой магмой базитового материала рамы. С гранитами сабанайского комплекса связаны проявления радоновых вод. По двум пробам (биотит из гранитов, Ar-Ar метод) авторами получены датировки – 248,8±3,4 и 251,2±2,4 млн лет. На этом основании возраст комплекса принят позднепермско-раннетриасовым.

Югоконевский комплекс гранит-лейкогранитовый ($l\gamma P_3$-T_2jk) образован лейкократовыми биотитовыми гранитами и лейкогранитами, обычно мелко- и среднезернистыми, иногда порфировидными. Породы образуют небольшие тела в Синарско-Лозьвинском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ, располагаясь на юге Тюбукского и в северной части Татарско-Карабольского массивов (листы N-41-I, II). Размер отдельных интрузий достигает 2,5 × 5 км, но обычно меньше. В магнитном поле они не выделяются по причине слабой магнитной восприимчивости, сопоставимой с вмещающими гранитоидами; на карте гравитационного поля располагаются в областях его локального понижения, иногда характерных для штокообразных тел. Граниты состоят (%) из кварца (до 27), олигоклаза (до 43), иногда замещаемого альбитом, микроклина (до 28), биотита (до 1), мусковита (до 2); акцессорные минералы – флюорит, апатит, сфен, магнетит. Плотность их 2,57–2,61 г/см^3, магнитная восприимчивость – (5–20) × 10^{-5} ед. СИ, радиоактивность – 17–24 мкР/ч. Для пород характерны повышенная щелочность (6,89–9,04 %) при калиево-натриевом ее типе (Na_2O/K_2O = 0,8–0,9), надкларковые содержания Cu, Pb, Ni, Co, Cr, Ti.

В центре и на северо-западе Татарско-Карабольского массива, а также в юго-восточной части Тюбукской интрузии установлены зоны грейзенизации и неориентированные кварцевые штокверки. В первом ореол обеленных грейзенизированных пород имеет размеры 1–1,5 × 2 км. Отмечаются как полнопроявленные мусковит-кварцевые грейзены, так и в различной степени грейзенизированные граниты, пересеченные кварцевыми жилками мощностью 1–4 мм (редко до 2 м), которые сопровождаются мусковитизацией в зальбандах; характерна также вкрапленность окисленного пирита. Здесь выявлены геохимические аномалии Mo, W, Li, Nb; за пределами площади с комплексом связано W-Be оруденение. Изотопно-геохронологическими данными возраст его обоснован слабо. Приводятся следующие цифры (K-Ar метод): 270–290 млн лет [9] и 238 млн лет (по биотиту из лейкогранитов; М. С. Рапопорт и др., 1966). В серийной легенде время становления югоконевского комплекса принято позднепермско-среднетриасовым.

Шиханский комплекс умереннощелочных габброидов гипабиссальный ($\varepsilon\nu T_2\check{s}$) характеризуется субщелочными основными породами: габбро пироксен-роговообманковыми, долеритами, габбропироксенитами, а также лампрофирами. Тела этих магматитов локализованы в Суундукско-Сысертском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ (лист N-41-XIX), приурочены к разломным зонам, представлены в основном мелкими линзовидными и штокообразными интрузиями площадью не более 1 км^2. Мощность даек – первые метры, реже – первые десятки метров. Породы имеют порфировидный облик, иногда полосчатую текстуру; их матрикс на 60–70 % сложен пироксеном, роговой обманкой, эпидотизированным плагиоклазом. Габбро петротипического Шиханского массива представлены двумя разновидностями. Пироксен-роговообманковые порфировидные габбро с ильменитом содержат в более крупных выделениях (составляющих до 10–15 % объема) свежую роговую обманку и плагиоклаз.

В основной массе главные минералы – плагиоклаз (двух генераций) и роговая обманка – составляют от 40 до 60 % каждый; последняя включает

зерна ильменита. Вторая разновидность – среднезернистые габбро на 60% сложены соссюритизированным плагиоклазом, на 40% – пироксеном, интенсивно замещаемым роговой обманкой; породы содержат много ильменита. Оливиновые габбропироксениты, слагающие маломощную (около 15 м) дайку, выполнены диопсидом (50–80%), оливином (10–30%), керсутитом (5–15%); оливин замещается серпентином или иддингситом. Акцессорные минералы габброидов – апатит, циркон, ставролит, сфен, турмалин, магнетит, ильменит, пирит. Плотность пород достигает 3,09 г/см^3; они обычно немагнитны, но иногда магнитная восприимчивость поднимается до значений $20\ 700 \times 4\pi \times 10^{-6}$ ед. СИ. Петрохимически магматиты относятся к меланогаббро-высокотитанистым натриевым разновидностям умеренно-щелочного или нормального ряда, с пониженными содержаниями SiO_2. Габбропироксениты характеризуются умеренной глиноземистостью, высокой титанистостью и карбонатностью, низкой щелочностью. Распределение РЗЭ в шиханских габброидах в целом характерно для основных пород толеитового типа. Комплекс относится к лампрофир-лампроит-щелочно-габброидной формации, по другим источникам – к «формации ильменитовых габбро и пироксенитов» [34]. Изотопный возраст 282±15 млн лет (K-Ar метод) отвечает ранней перми, но по геохимическим параметрам шиханскский комплекс ближе всего к рифтовым толеитовым сериям триаса [34]. Согласно серийной легенде, время его формирования принимается среднетриасовым.

Теетканский комплекс монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовый ($\gamma\xi T_2 tt$) представлен здесь граносиенитами, невадитами, габбро щелочными амфиболовыми, реже монцогаббро, которые образуют мелкие линейные тела и штоки среди нижнекаменноугольных отложений – березиновской толщи и брединской свиты (лист N-41-XIX). Комплекс принадлежит к Суундукско-Сысертскому району Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ.

Подобные интрузии отмечаются также среди Успеновского и Татищевского ультрамафитовых массивов, но из-за малых размеров на карте не показаны. В магнитном поле габброиды на фоне слабомагнитных вмещающих пород выделяются линейными максимумами интенсивностью до 300 нТл, а граносиениты среди магнитных ультрамафитов – линейными минимумами. Щелочные габбро и монцодиориты чаще порфировидные, в более крупных кристаллах – плагиоклаз (до 20%) и щелочной амфибол (до 15%), замещенный хлоритом, карбонатом, лейкоксеном. Умереннощелочные и щелочные граносиениты имеют порфировую структуру с вкрапленниками плагиоклаза нескольких генераций (первая – крупные зональные выделения андезин-олигоклаза, по которым развивается вторичный микроклин; вторая – олигоклаз и альбит-олигоклаз; третья – альбит), кварца, роговой обманки (замещаемой актинолитом). Таким образом, теетканские магматиты образуют сложнопостроенную дифференцированную ассоциацию малых интрузий, в состав которой входят породы повышенной щелочности с разной основностью – габбро, монцогаббро, монцодиориты, субщелочные и щелочные граносиениты; преобладающим является натриевый тип щелочности. Точки их составов

на диаграмме Тейлора SiO_2–K_2O ложатся преимущественно в поля низкокалиевой известково-щелочной серии (однако в области кислых пород это высококалиевая серия). В распределении редкоземельных элементов для основных и кислых магматитов отмечается близкий характер дифференцированности в группе средних и тяжелых РЗЭ (при их различных содержаниях); в этой части графики субпараллельны хондритовому тренду. Для легких элементов характерно заметное увеличение содержаний от Eu к La в кислых породах и слабое (или сниженное) – в основных при наличии отрицательной Eu-аномалии [33]. На классификационных диаграммах Дж. Пирса точки составов локализуются преимущественно в полях гранитоидов островных дуг или внутриплитных гранитов, часть их соответствует магматитам срединно-океанических хребтов [33]. Таксон принадлежит к монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовой формации. Возраст пород тетканского комплекса, согласно серийной легенде, среднетриасовый.

Колымбаевский комплекс лампроит-лампрофировый гипабиссальный (χT_2k) представлен дайками минетт, керсантитов, лампроитов, развитых в Синарско-Лозьвинском районе Кумакско-Пелымской подзоны Восточно-Уральской СФЗ (лист N-41-VIII). Эти интрузии контролируются разрывными нарушениями северо-западного, реже субширотного и субмеридионального направлений. Выделяются также (например, у пос. Первомайский) изометричные в плане тела, интерпретируемые как диатремы, выполненные ксенотуфобрекчиями. Из-за небольших размеров (0,6–40 м) они обычно не фиксируются в физических полях. Отдельные диатремы (при размерах в первые сотни метров) выделяются локальными отрицательными аномалиями силы тяжести и положительными магнитными аномалиями небольшой интенсивности. В своей верхней части они воронкообразные, в нижней – трубоподобные. Анализ строения таких тел позволяет говорить о взрывном характере внедрения. Лампроиты – порфировидные и порфировые меланократовые породы (с мелкозернистым базисом), иногда афирового сложения. Вкрапленники представлены оливином (15%), клинопироксеном (диопсид, хромдиопсид) – до 50%, флогопитом (около 30%), лейцитом. Базис зачастую полностью замещен агрегатом талька, хлорита, актинолита, карбоната, гидроокислов железа. Акцессорные минералы – гранат (альмандин и пироп-альмандин), апатит, циркон, рутил, сфен, магнетит, марганцовистый ильменит, хромшпинелиды, пирит, самородный свинец.

По химическому составу лампроиты отвечают ультраосновным породам нормального и щелочного ряда, а также основным, умереннощелочным и щелочным магматитам. Наряду с повышенной титанистостью и фосфористостью в них отмечаются высокие содержания окислов магния и калия. Петротипические лампроиты колымбаевского комплекса (за пределами площади) имеют переменный химизм, различаясь главным образом основностью, магнезиальностью и щелочностью; в целом породы насыщены и пересыщены кремнекислотой (SiO_2 от 41–45% в оливиновых и до 54% в лейцитовых лампроитах), что отличает их от кимберлитов. Общей же их особенностью является калиевый тип щелочности (K_2O/Na_2O = 3–7); по соотношению SiO_2 и MgO они укладываются в границы лампроитовой

серии. Коэффициент агпаитности ($К_а$ = 0,6–1,1) указывает на миаскитовый тип лампроитов.

Структурно-текстурные особенности пород позволяют сделать вывод о гипабиссальных условиях консолидации порфировидных лампроитов и близповерхностной кристаллизации – порфировых разностей, причем последние, вероятно, являются более поздними; это же установлено и геологическими наблюдениями. Тип распределения РЗЭ лампроитов близок к кимберлитовому. Порфировые, более мафитовые разности (сложенные в основном оливином, клинопироксеном, слюдой в тонкозернистой апостекловатой массе) отвечают веритам. Среди порфировидных (более дифференцированных) лампроитов оливиновые и псевдолейцитовые разновидности относятся к ряду орендитов. Определения изотопного возраста лампроитов (K-Ar метод) по флогопиту [69] дают широкий разброс значений: 180, 237, 278 ± 10, 285 ± 5 млн лет. Лампрофиры (Rb-Sr метод) датируются в 240 млн лет. В соответствии с серийной легендой, возраст колымбаевского комплекса принят среднетриасовым.

МЕТАМОРФИЗМ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Собственно метаморфические комплексы (как нестратиграфические подразделения) на территории листа не выделяются. Однако, учитывая широкую распространенность, разнотипность и полифациальность метаморфических преобразований, их краткая характеристика представлена в отдельной главе.

ДИНАМОТЕРМАЛЬНЫЙ (РЕГИОНАЛЬНЫЙ) МЕТАМОРФИЗМ

Для доордовикских образований характерен ареальный изохимический метаморфизм средних ступеней (амфиболитовая и эпидот-амфиболитовая фации), для палеозойских пород – низких ступеней (зеленосланцевая и пренит-пумпеллиитовая фации). Две последние имеют значительное развитие (до 90 % площади листа), вследствие чего на геологической карте они не показываются.

Амфиболитовая фация. Все архейские и нижнепротерозойские стратифицированные подразделения, а также нижнерифейская кусаканская свита изменены на этом уровне. Фация представлена «стандартными» парагенезисами, отвечающими умеренным давлениям и запечатленными в биотитовых, гранат-биотитовых, амфибол-биотитовых плагиогнейсах (иногда с графитом и силлиманитом), амфиболитах (в том числе с гранатом и пироксеном), кристаллосланцах плагиоклаз-двуслюдяно-кварцевых, биотит-кварц-полевошпатовых, биотит-амфибол-кварц-полевошпатовых, диопсид-плагиоклазовых (часто со скаполитом), кварцитах кианитовых, слюдистых и графитистых, кальцифирах и мраморах (иногда с тремолитом и диопсидом).

Метаморфиты большей частью имеют гнейсовидную текстуру, характерны кристаллобластические структуры. Биотит в породах оранжево-красного и красно-коричневого цветов, размер его – до 2 мм, железистость составляет 58,3–62,5 %, содержание TiO_2 – 2,14–2,27 %. Амфибол представлен бурой и зеленой роговой обманкой, реже куммингтонитом. Состав плагиоклаза имеет широкий диапазон колебаний: от альбита до лабрадора. Гранат образует порфиробласты размером до 2,5 мм (редко до 1 см) в форме ромбододекаэдров (иногда менее совершенных зерен, изъеденных амфиболом и плагиоклазом), содержит включения кварца, рудного минерала, роговой обманки. Местами породы подвергнуты зеленосланцевому диафторезу. Условиям формирования метаморфитов рассматриваемой фации отвечают температура 650–710 °С и давление 6,5–6,7 кбар, рассчитанные

для образований ильменогорского комплекса (Б. Н. Роненсон, 1980). Для гнейсов еремкинской толщи РТ-условия метаморфизма находятся вблизи нижней границы фации – 560–625 °С и 4,9–5,8 кбар (В. П. Муркин, 1989).

Эпидот-амфиболитовая фация. В пределах площади данная фация является составной частью высокоградиентных латерально-зональных комплексов, установлена в рифейско-вендском интервале разреза.

Метаморфиты представлены кристаллосланцами биотит-кварц-полевошпатовыми, гранат-биотит-полевошпат-кварцевыми, биотит-амфибол-кварц-плагиоклазовыми, гранат-амфибол-биотит-кварц-полевошпатовыми, плагиоклаз-амфиболовыми, гранат-ставролит-биотит-кварц-полевошпатовыми, графит-слюдисто-кварцевыми, слюдяно-кварцевыми (часто с гранатом, ставролитом, кианитом, силлиманитом и хлоритоидом), амфиболитами, кварцитами слюдистыми и графитистыми; мраморами (кальцитовыми и доломитовыми), метатерригенными обломочными породами. Для них характерна четкая кристаллизационная сланцеватость (реже грубосланцеватая текстура), кристаллобластические структуры.

Амфиболы представлены зеленой, буро-зеленой и сине-зеленой роговой обманкой, обычно высокоглиноземистой и высокожелезистой. Эпидот в виде тонко-мелкозернистых агрегатов развивается между зернами кварца, плагиоклаза и роговой обманки. Отмечается и эпидот поздней генерации, проявленной более крупными (до 0,7–0,8 мм) ксеноморфными выделениями. Биотит порфиробластический, обычно оливкового цвета. Альбит как синметаморфический, так и сформированный за счет деанортизации более основного плагиоклаза. Процессы регрессивного метаморфизма фиксируются фрагментарно и выражены в незначительной актинолитизации роговых обманок (по периферии зерен), развитии кальцита и локальной хлоритизации пород.

«Стандартные» условия формирования метаморфитов эпидот-амфиболитовой фации соответствуют интервалу температур 500–600 °С и довольно широкому диапазону давлений – от 2 до 10 кбар (Н. Л. Добрецов, 1970). На рассматриваемой площади РТ-условия преобразования таганайской свиты по парам сосуществующих минералов (граната и биотита, граната и ставролита) определяются в 500–540 °С и 5–6 кбар (Зорин, Гогулан, 1976), параметры динамотермального метаморфизма саитовской серии определяются в 570–600 °С и 5–6 кбар (Юрецкий и др., 1982). Парагенезис биотита и граната в кристаллосланцах светлинской толщи дает следующие значения: Т = 560–600 °С и Р = 5,4–5,8 кбар.

Фация зеленых сланцев. Образования, претерпевшие изменения на этом уровне, в пределах листа имеют очень широкое распространение; они охватывают возрастной интервал от кембрия до раннего карбона включительно. Представлены метаморфизованными породами самых различных генетических типов: вулканогенными, вулканогенно-осадочными, терригенными, карбонатными, кремнистыми. По минеральным ассоциациям в составе фации установлены все три субфации: пумпеллиит-эпидот-стильпномелановая, (эпидот)-мусковит-хлоритовая и биотит-хлоритовая. К основным породообразующим минералам наряду с перечисленными выше (в составе ассоциаций) относится и альбит.

Метаморфизованные в зеленосланцевой фации породы большей частью сохраняют исходные структуры, тогда как массивные текстуры часто преобразуются в сланцеватые, а однородные – в полосчатые. Биотит порфиробластический оливково-зеленого цвета, размер его достигает 1,2 мм. Карбонаты представлены кальцитом, анкеритом и брейнеритом. Остальные породообразующие минералы имеют среднестатистические характеристики. PT-условия формирования фации зеленых сланцев соответствуют 350–500 °С и 1–2 кбар. По результатам изучения гомогенизации и декрипитации газово-жидких включений, температура формирования (эпидот)-карбонат-хлоритовой ассоциации определяется в 500 °С (Е. П. Щулькин, 1986).

Пренит-пумпеллиитовая фация на рассматриваемой площади проявлена достаточно ограниченно. Этим изменениям подвергнуты в основном образования дербишевской, березиновской, рытвинской и валерьяновской толщ. В составе фации выделяются четыре устойчивые минеральные ассоциации: пренит-актинолит-хлоритовая, пренит-карбонат-хлоритовая, пренит-хлорит-эпидотовая и пренит-пумпеллиит-серицит-хлоритовая. В измененных породах пумпеллиит присутствует крайне неравномерно и содержания его незначительны (до 4%). Присутствие пренита более стабильно, но содержания его тоже невелики (3–7%). Вместо эпидота в минеральных парагенезисах часто наблюдается цоизит. Характеристики остальных минералов близки к таковым в фации зеленых сланцев. PT-условия формирования фации соответствуют 300–350 °С и 1–2 кбар.

Более молодые (среднекаменноугольно-триасовые) образования уралид в пределах площади изменены на уровне цеолитовой фации, глубинного эпигенеза и катагенеза. Таким образом, очевидно, что процессы ареального динамотермального метаморфизма проявлены дискретно и неоднократно. Ряд исследователей (В. Б. Болтырев, В. Н. Сазонов и др.) считают, что на востоке Южного Урала устанавливаются два таких этапа – раннедевонский и пермско-раннетриасовый (позднегерцинский). Это не противоречит известным геологическим наблюдениям, но по многочисленным радиологическим данным (изучение цирконов Pb-Pb и U-Pb методами) отслеживаются, по крайней мере, четыре возрастных рубежа регионального метаморфизма. Самый первый приходится на конец раннего протерозоя.

Следующий, вероятно, отвечает эпохе вендско-раннекембрийского (позднебайкальского или кадомского) орогенеза, на что указывают устойчивые «омоложенные» датировки в метаморфитах с древним субстратом: около 600 млн лет для тараташского комплекса (Зорин, Гогулан, 1976); 541±43 млн лет для самарской толщи [70]; 522±11 млн лет для куяшской толщи; 541±43 млн лет для нижнесаитовской свиты (составляющей саитовской серии); 631±41 млн лет для ильменогорского комплекса [86].

Третий этап метаморфизма соответствует тектоно-магматической активизации при зарождении Уральского «палеоокеана» и охватывает возрастной интервал от среднего ордовика до раннего силура включительно: 462,9±3,4 и 463,0±3,4 млн лет для аракульской свиты (саитовская серия) [71]; 423±13 млн лет для кыштымской толщи (ильменогорский комплекс) [71]; 438–470 млн лет для еремкинской толщи [83]; 434±11 млн лет для куяшской толщи. Заключительный (коллизионный) этап охватывает здесь

период от позднего фамена до ранней перми (362–287 млн лет) и установлен в преобразованных (диафторированных) докембрийских породах мариинской свиты, кыштымской, еремкинской, аллакинской, куяшской и светлинской толщ, а также (как прогрессивный метаморфизм) бредининской свит.

ТЕРМАЛЬНЫЙ (КОНТАКТОВЫЙ) МЕТАМОРФИЗМ

Проявлен повсеместно, но крайне неравномерно: в обрамлении крупных, в основном гранитоидных интрузий. Наиболее реагентными на территории листа N-41 являются породы, вмещающие следующие плутонические комплексы: степнинский, джабыкско-санарский, варшавский, неплюевский, барамбаевский, частично ухановский и мариинский. Термальные контактовые изменения в окружающих породах прослеживаются не более чем на 1,5–2 км. Они представлены двумя фациями – эпидот-альбит-роговиковой и роговообманково-роговиковой, а иногда выражены лишь маломощной контактовой амфиболитизацией. Развитие тех или иных минеральных ассоциаций и интенсивность контактового метаморфизма зависят от состава вмещающих пород, масштабов самой интрузии и температуры расплава.

ДИСЛОКАЦИОННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ (ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ)

Широко проявлен в зонах крупных разрывных нарушений преимущественно надвигового характера; выделяется в основном в западной (обнаженной и наиболее изученной) части площади. Продуктами подобных преобразований (где давление – ведущий фактор) являются катаклазиты, милониты и бластомилониты. Катаклазиты характеризуются деформацией сингенетичных минералов без нарушения первичной структуры пород. В милонитах устанавливается частичная перекристаллизация породообразующих минералов, а исходные образования под воздействием дислокаций приобретают отчетливо сланцеватую текстуру. Бластомилониты – нацело перекристаллизованные породы, практически без реликтов первоначальных структур (установлены на западной границе Ильменогорского блока и в северном обрамлении Челябинского плутона). Формирование дислокационных метаморфитов связано с коллизионным этапом развития территории.

УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМ

В пределах листа представлен гранитизированными породами и мигматитами (на карте не отражены). Первые отмечаются как в пределах блоков допалеозойского основания, так и в образованиях палеозоя (обрамление Каменского и Новоукраинского гранитоидных массивов). Мигматиты и мигматизированные породы развиты почти повсеместно в пределах распространения архейских, раннепротерозойских, а иногда и рифейских подразделений. Их формирование связано с просачиванием гранитоидных магматических расплавов по плоскостям сланцеватости и слоистости, а

также с процессами палингенеза. Время становления наиболее поздних ультраметаморфитов соответствует интервалу поздний девон–пермь.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа N-41 развиты аллохимические метаморфиты различной формационной принадлежности и разных генетических типов и фаз формирования (ранняя щелочная постмагматическая стадия, стадия кислотного выщелачивания, поздняя щелочная стадия). К ранней щелочной стадии относятся околорудные метасоматиты пропилитовой формации (p), наблюдаемые на медно-порфировых объектах (Томинское, Михеевское, Зеленый Дол, Тарутинское, Тахталым), а также фениты (fn) в обрамлении ильмено-вишневогорского комплекса щелочных пород. Стадия кислотного выщелачивания представлена подформациями: кварц-серицитовых (sr) метасоматитов (на объектах золото-сульфидно-кварцевого, золото-порфирового, медно-колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения); вторичных кварцитов (vk) (в уфалейском комплексе), а также березитовой формацией (br) (золото-сульфидно-кварцевые, золото-порфировые, колчеданно-полиметаллические месторождения и проявления). Поздняя щелочная стадия отождествляется с талькитами, развитыми по ультраосновным породам.

Кроме того, на площади листа установлены метасоматиты грейзеновой формации (редкометалльное оруденение в пределах Тюбукского и Карабольского гранитоидных массивов) и скарновой формации (месторождения и проявления железа – Теченское, Глубоченское и т. д.). Метасоматиты различной формационной принадлежности имеют характерную (индивидуальную) зональность (метасоматические колонки), но гораздо чаще она не проявлена, либо проявлена 1–2 зонами (что обычно недостаточно для уверенного определения формационного типа).

ТЕКТОНИКА

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ

Рассматриваемая территория включает фрагменты двух крупнейших тектонических единиц – Урало-Монгольского складчатого пояса (УМСП) и Западно-Сибирской молодой (эпигерцинской) платформы (ЗСП). Первая из них представлена южной оконечностью западного («урало-новоземельского») сегмента указанной линейной структуры, вторая – крайней юго-западной своей частью.

«Тектонический разрез». В пределах западного сегмента УМСП традиционно выделяются четыре структурных этажа. Им отвечают специфические ассоциации структурно-вещественных комплексов (СВК), отражающие главнейшие тектонические эпохи; границы между ними фиксируются значительными перерывами в осадконакоплении (обычно сопровождаемые пенепленизацией и корообразованием) с региональными угловыми и азимутальными несогласиями. Этажи подразделяются на структурные ярусы, ограниченные также региональными, но стратиграфическими несогласиями, а те в свою очередь – на подъярусы, рубежи между которыми характеризуются резкой сменой вертикальных формационных рядов и (иногда) локальными размывами в их основании. К нижнему (дорифейскому) структурному этажу отнесены метаморфиты архея и раннего протерозоя; широкий возрастной интервал этого таксона принят условно, ввиду незначительной распространенности соответствующих подразделений на поверхности (и на глубине, доступной изучению), отсутствия наблюдаемых соотношений между образованиями названных акротем, а также во многих случаях – спорным их возрастом. Во втором (рифейско-среднекембрийском, или байкальском) этаже выделяются (и наличествуют на листе) пять структурных ярусов: нижнерифейский, среднерифейский, верхнерифейский, верхнерифейско-(кудашско)-вендский и верхневендско-среднекембрийский. Третий снизу (каледоно-герцинский) этаж представлен всеми тремя ярусами: верхнекембрийско-нижнедевонским, девонско-среднекаменноугольным и среднекаменноугольно-триасовым. Мезозойско-кайнозойский структурный этаж принято подразделять на верхнетриасово-эоценовый и олигоцен-четвертичный ярусы, при этом доплиоценовые образования в современной структуре развиты локально, «пятнами». В фанерозое все названные элементы обычно дифференцируются до подъярусов, однако, по условиям масштаба, на ГК-1000/3 они не отображены.

Западно-Сибирская платформа, как и все подобные структуры, имеет фундамент (здесь он залегает на глубинах 50–900 м) и крайне слабо дислоцированный осадочный чехол, целиком относящийся к верхнему структурному этажу. Фундамент сложен допозднетриасовыми образованиями Уральской складчатой системы (необнаженной восточной ее части), а также – на востоке площади – небольшим фрагментом Казахстанской складчатой области. Особенностью стабильных континентальных платформ является неравномерное площадное распределение в чехле отложений различных систем, отделов (географические несогласия) и частые перерывы в осадконакоплении (стратиграфические несогласия). По наиболее крупным перерывам ограничиваются структурные ярусы (их возрастные рубежи и названия те же, что и в смежном УМСП); менее значительные отмечают подъярусы, которые на схеме опущены.

Структурно-формационная зональность является выражением латерально-пространственных (площадных) особенностей эволюционных этапов формирования СВК (так называемые «первичные тектонические формы»). Ранжированным отражением их в современном «статическом пространстве» являются структурно-формационные (структурно-фациальные) мегазоны (мегаобласти), зоны (области), подзоны (подобласти), районы. Районирование проводится раздельно по крупным возрастным интервалам, характеризующим тектонические эпохи (или главные их этапы), и весьма специфично для платформ, с одной стороны, и складчатых сооружений – с другой. Названия этих элементов районирования использовались в главах «Стратиграфия» и «Интрузивные образования»; здесь же они будут рассмотрены в тектоническом контексте.

Для байкалид данного сегмента УМСП наиболее крупные подразделения – мегазоны не выделяются по целому ряду причин (употребляются условные классификационные термины). В еще большей степени это касается дорифейских образований, для которых к тому же собственное районирование здесь проблематично, и они включаются в соответствующие таксоны рифейско-среднекембрийского возрастного интервала (на тектонической схеме им отвечает «мигматит-амфиболит-гнейсовая надформация»).

Среди структурно-формационных зон (СФЗ) на описываемой территории представлено семь (на территорию листа некоторые попадают лишь небольшими фрагментами). Они различаются полнотой доверхнекембрийского разреза (наиболее представительная – Пластовско-Суундукская СФЗ), наличием среди континентально-рифтовых образований интрузивных формаций (Уфалейская, Пластовско-Суундукская и Таборско-Тапская зоны), контрастным умереннощелочным (Башкирская и Уфалейская СФЗ) или низкощелочным существенно базальтоидным (Сосьвинско-Синарская и Кумакская СФЗ) характером вулканитов в стратифицированных парагенезах, составом платформенных осадочных таксонов (наибольшая карбонатность в Башкирской и Таборско-Тапской зонах), а также углеродистостью терригенных отложений (максимум – в Сысертско-Ильменогорской и Пластовско-Суундукской СФЗ). Большинство доордовикских формаций и парагенезов относится к «метаморфизованным».

Образования позднекембрийско-каменноугольного («доорогенного») возрастного интервала в пределах Уральской складчатой системы (в т. ч. под чехлом Западно-Сибирской платформы) дифференцируются на пять структурно-формационных мегазон (СФМЗ): Западно-Уральскую, Тагильскую, Магнитогорскую, Восточно-Уральскую и Зауральскую; еще одно подразделение того же ранга – Тургайская мегазона относится к Казахстанской складчатой области. Главным критерием их выделения является тип и возраст коры, на которой формировались вещественные комплексы данного уровня.

Для первой мегазоны субстрат континентальный допозднекембрийский; для второй – океанический раннепалеозойский, для третьей – тоже океанический, но «двухстадийный» (ордовикский и раннедевонский), для четвертой – «смешанный» докембрийско-раннепалеозойский, для пятой – субокеанический ордовикский, для шестой – континентальный додевонский. Каждая мегазона состоит из двух-трех структурно-формационных зон (Тургайская мегазона представлена здесь одной СФЗ), которые определяются типом обобщенного разреза, наличием (или отсутствием) и особенностями магматизма и метаморфизма. В Западно-Уральской мегазоне выделяются *Бельско-Елецкая СФЗ* (терригенно-карбонатный тип разреза, почти полная амагматичность, преобразования пород на уровне диагенеза; отвечает палеогеодинамическим обстановкам шельфа) и *Зилаиро-Лемвинская СФЗ* (кремнисто-терригенный тип разреза, относительно слабо проявленный магматизм и весьма слабо – метаморфизм; формации накапливались в последовательно сменяющихся условиях континентального рифтогенеза, континентального склона и подножия континента, флишевых прогибов). Тагильская (подразделяется на *Западно-Тагильскую* и *Восточно-Тагильскую СФЗ*) и Магнитогорская (с *Западно-Магнитогорской* и *Восточно-Магнитогорской СФЗ*) мегазоны характеризуются осадочно-вулканогенным типом разреза, широко проявленным гипабиссальным магматизмом, сравнительно слабым динамотермальным и интенсивным дислокационным метаморфизмом; формации отвечают обстановкам океанического рифтинга, островодужных систем (разновозрастных) и активной континентальной окраины; для магнитогорских зон, кроме того – окраинного моря и задугового спрединга.

Наиболее заметным отличием Восточно-Магнитогорской СФЗ является отсутствие ордовикско-силурийских стратиграфических и интрузивных таксонов. Для Восточно-Уральской СФМЗ (с тремя зонами: *Верхотурско-Новооренбургской*, *Алапаевско-Адамовской* и *Красногвардейско-Светлинской*) характерен очень пестрый «полиформационный» (в целом вулканогенно-осадочный) характер обобщенного разреза, интенсивный интрузивный магматизм различной глубинности, основности и щелочности, разнотипный и разнофациальный метаморфизм; формации соответствуют сменяющимся обстановкам континентального рифтинга, микроконтинентов и вулкано-плутонических поясов. Зауральская мегазона (состоит из *Урайско-Денисовской* и *Тюменско-Кустанайской зон*), отвечающая окраинному спрединговому морю, а в раннем карбоне – вулкано-плутоническому поясу, имеет ряд общих черт с Магнитогорской СФМЗ, однако,

при осадочно-вулканогенном типе разреза интрузивный магматизм здесь проявлен сравнительно слабо и формационно беден. *Демьяновская СФЗ* (крайняя западная в Тургайской мегазоне) на территории не обнажена, а бурением изучена плохо. Кроме общих (со смежными с запада элементами районирования) каменноугольных интрузий и красноцветных молассоидов межгорных депрессий в ней фиксируется специфическая вулканогенно-осадочная толща среднего–верхнего девона, вероятно, сформированная у подножия Казахстанского палеоконтинента.

Выделяемые структурно-формационные подзоны (составные части СФЗ) обладают некоторыми особенностями вещественного состава и (или) возраста стратифицируемых и нестратифицируемых комплексов пород, более или менее устойчивыми в течение указанного периода (или отдельных крупных его стадий). Их названия, расположение и наполнение отражены в условных обозначениях к геологической карте доплиоценовых образований. Наименование формаций и привязка их к палеогеодинамическим комплексам даны в таблице-матрице (приложение к тектонической схеме).

Районирование для пермско-триасового возрастного интервала отражает резкую дифференцированность условий в заключительный (дислокационный) этап формирования Уральской складчатой системы и при зарождении Западно-Сибирской платформы. Территорию охватывают Уральская и Зауральская мегазоны (в каждой по две СФЗ), а на крайнем ее востоке – фрагмент *Ишимско-Иртышской СФЗ*, относящийся к Западно-Сибирской мегаобласти. Стратифицированные образования (только триас) присутствуют в двух последних, фиксируют вначале кратковременное растяжение (с осадочно-вулканогенным парагенезом на востоке, гипабиссальными умереннощелочными интрузиями и лампрофирами – на западе), а затем, при затухании этого процесса – заполнение узких грабенов терригенными осадками. Предшествующей орогенной стадии (пермь–начало триаса) повсеместно отвечают магматиты гранитовой и гранит-лейкогранитовой формаций, максимум которых приходится на *Восточно-Уральскую зону* и *Среднеисетско-Варненскую СФЗ* Зауральской мегазоны.

В юрско-миоценовое время, большая часть которого соответствует платформенному этапу развития всей описываемой территории, условия седиментации в значительной мере нивелируются. И в Уральской мегазоне (здесь только *Восточно-Уральская структурно-фациальная зона*), и в Западно-Сибирской мегаобласти (*Приуральская СФцЗ* и *Тобольская СфцО*) накапливаются терригенные (песчано-глинистые, глинистые, песчаные), реже карбонатно-терригенные и терригенно-опалитовые формации. При этом Уральская мегазона характеризуется полным отсутствием юрских отложений. Более дробное ранжирование структурно-фациальных таксонов обусловлено полнотой верхнемезозойско-нижнекайнозойского разреза, литологическим составом стратонов, наличием или отсутствием перерывов.

Самый последний (плиоцен-четвертичный) этап, ознаменовавшийся усилением неоорогенических движений, резко обособляет УМСП (Уральская СФцЗ, представленная тремя районами) от ЗСП (с двумя районами на листе). В первой среди «рыхлых» терригенных формаций преобладают элювиальные и «склоновые» образования (в т. ч. специфические коллювий и

десерпций), а состав аллювия характерен для горных областей. В Западно-Сибирской структурно-фациальной области довольно широко развиты эоловые и лессовые отложения.

«Вторично-тектоническая» структура является следствием деформаций. Интенсивность их резко различная для чехлов и складчатых областей; при описании конкретных структурных форм используются разные номенклатурные ряды. Кроме того, если в первых дислокации развиваются «перманентно» (носят по сути конседиментационный характер) и четко привязаны к ареалам осадконакопления, то в складчатых сооружениях проявлены лишь те, что возникают в заключительные (диастрофические) этапы тектонических эпох, а из-за покровно-надвиговых процессов они могут быть значительно смещены от мест первоначального накопления формационных комплексов. В отличие от «первичных тектонических форм» главным критерием при выделении таксонов этого типа является не вещественный, а структурный – конфигурация генерализованного зеркала складчатости (однонаправленная, выпуклая, вогнутая, ступенчатая). Среди наиболее крупных (надпорядковых) структур в зависимости от размера выделяются трансрегиональные, региональные и субрегиональные. Все они, а также структурные формы I порядка в чехле Западно-Сибирской платформы отображены на Схеме тектонического районирования масштаба 1 : 5 000 000.

Уральская складчатая система (как на поверхности – в УМСП, так и в структуре фундамента ЗСП) включает на рассматриваемой территории 14 субрегиональных структурных форм; они являются составными частями четырех региональных тектонических единиц. Центрально-Уральский мегантиклинорий и Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий представлены здесь небольшими фрагментами стыкующихся по разломам соответственно Башкирского и Уфалейского антиклинориев, Магнитогорского и Тагильского синклинориев. Восточно-Уральский мегантиклинорий состоит из чередующихся антиклинориев и узких синклинориев: к первым относятся Сысертско-Ильменогорский, Челябинско-Суундукский, Красногвардейский, Ницинско-Шадринский и Троицко-Карашатауский, ко вторым – Алапаевско-Сухтелинский, Полтавско-Брединский и Туринско-Большеникольский; кроме того, здесь выделяется шовная зона северо-восточной ориентировки, фигурирующая под названием Челябинского макрограбена. Зауральский мегасинклинорий представлен на листе Валерьяновским синклинорием. На самом востоке площади фиксируется Боровской антиклинорий (полностью погребенный под чехлом ЗСП), принадлежащий к Казахстанской складчатой области.

Соотношения между названными региональными подразделениями повсеместно тектонические. Первое из них представлено на листе своей крайней восточной частью с археем и нижним протерозоем в ядрах антиклинориев и средним рифеем на крыльях. Тагило-Магнитогорский мегасинклинорий образует здесь самую узкую на Урале полосу и имеет асимметричный в целом профиль: западное крыло обоих синклинориев выполнено ордовикскими офиолитами, на востоке преобладают среднепалеозойские вулканиты. Восточно-Уральский мегантиклинорий сложен сильно дислоцированными образованиями одноименной структурно-фор-

мационной мегазоны позднего кембрия–карбона, а также широко распространенными допозднекембрийскими породами.

Помимо разрывной тектоники, структура мегантиклинория осложнена интенсивно проявленным здесь интрузивным магматизмом: массивы, а нередко полихронные и полиформационные плутоны слагают едва ли не треть площади таксона. В антиклинориях на доюрской поверхности резко преобладают образования байкальского и дорифейского этажей, а также верхнекембрийско-нижнедевонского структурного яруса; в синклинориях, напротив, доминируют формации девонско-среднекаменноугольного яруса, а докембрийские породы залегают на большой глубине. В Зауральском мегасинклинории наибольшим развитием пользуются верхнедевонские и каменноугольные стратоны, прорванные сравнительно немногочисленными интрузиями карбона. Боровской антиклинорий в ядрах крупных складок отмечен выходами ордовика, на крыльях их резко преобладает средне-верхнедевонская вулканогенно-осадочная толща.

В пределах Уральской складчатой системы структурные таксоны I порядка (протяженность их до первых десятков километров, на схеме не показаны из-за масштаба) весьма разнообразны по морфологии; многие из них имеют традиционные собственные наименования. Здесь встречаются линейные антиклинали (Ильменогорская, Вишневогорская, Шумихинская, Боровская) и синклинали (Щучанская и др.), купола (Ларинский), мульды (Султаевская), горст-антиклинали (Михайловская, Октябрьско-Денисовская, Иковская), грабен-синклинали (Бродокалмакская, Галкинская), моноклинали (Куртинская). Весьма распространены формы, имеющие разрывные ограничения при отсутствии четких ядер: горсты (Саламатовский и др.), грабены (Дубровинский и др.), сложные блоки (Тараташский, Уфимский, Тюбукский, Челябинский, Кочкарский, Улугушский, Толстинский, Брединский, Кулевчинско-Алексеевский, Мариинский), пакеты пластин (Варшавско-Годинский и др.). На юге Западно-Сибирской мегасинеклизы структурные формы I порядка являются крупнейшими таксономическими единицами «уточняющего» тектонического районирования. В пределах территории листа N-41 выделяются Камышловская мегаступень, Северо-Кустанайская мегатерраса, Тугулымский и Заводоуковский мегавыступы, Курганский прогиб и Армизонская мегаложбина.

ДЕФОРМАЦИИ

Современный (для УМСП – весьма сложный) структурный план территории целиком обусловлен деформациями – как складчатыми, так и разрывными.

Пликативные дислокации. Как уже было сказано выше, интенсивность подобных деформаций, их морфология и генезис существенно различны для Уральской складчатой системы и чехла ЗСП. Не вполне однородны они и в пределах первой; при этом «стиль» складчатости гораздо заметнее меняется в поперечном направлении – с запада на восток. Для западных антиклинориев и синклинориев характерна отчетливо линейная голоморфная складчатость. Структурные формы, замкнутые в плане, сжатые в изоклинальные, обычно прямые или опрокинутые к западу, с меридиональной

или северо-северо-восточной ориентировкой осей и полого ундулирующими шарнирами. Восточнее начинают преобладать брахиформные складки, а осложняющие их узкие линейные структуры имеют локальное развитие в виде приразломной складчатости; вблизи надвигов они опрокинуты и обладают преимущественно восточной вергентностью.

В Челябинско-Суундукском и Красногвардейском антиклинориях, насыщенных гранитоидными интрузиями, нередка дисгармоничная мелкая складчатость в экзоконтактах массивов. Названные дислокации в подавляющем большинстве отвечают заключительным фазам герцинского тектогенеза, затушевывающего более ранние проявления складчатости. Байкальские пликативные деформации, имеющие здесь северо-западный структурный план, более или менее отчетливо устанавливаются (прямыми наблюдениями и по реконструкции) в Башкирском и Красногвардейском антиклинориях. Дорифейские субширотные структуры спорадически проявлены в Тарташском блоке незамкнутыми в плане складками с крутыми шарнирами с кливажом течения.

В чехле Западно-Сибирской платформы выделяются довольно многочисленные субизометричные, линейные и незамкнутые в плане формы высоких порядков: депрессии, котловины, куполовидные и горстообразные поднятия, валы, структурные мысы и заливы, купола, мульды, седловины, ступени и др. Залегание слоев обычно крайне пологое (минуты, редко первые градусы). Существенно увеличиваются углы падения лишь во флексурах – до 5–15° а для самого основания чехла (фрагментарный верхний триас) в отдельных приразломных зонах – даже до 45–60°. Дислокации отчасти наследуют тектонически обусловленные неровности доюрского фундамента, кровля которого постепенно погружается на восток.

В пределах Камышловской мегаступени абсолютные ее высоты меняются от +235 до –170 м, а у восточной рамки листа (Заводоуковский мегавыступ) поверхность фундамента находится на отметках от –500 до –800 м, сходным образом меняется и глубина залегания более высоких горизонтов чехла. В разделяющей упомянутые формы Северо-Кустанайской мегатеррасе подошва верхнемеловых отложений понижается с –170 до –260 м, а палеогеновых – от –30 до –90 м.

Дизъюнктивные дислокации. На рассматриваемой территории подавляющее большинство разрывных нарушений относится к Уральской складчатой системе (как в ее обнаженной части, так и под чехлом ЗСП), небольшая часть (у восточной рамки листа) – Казахстанской складчатой области. Они являются естественной реакцией потерявших пластичность пород на существующие еще напряжения и нередко сопряжены со складчатыми формами. По морфокинетическому признаку дизъюнктивы подразделяются на пологопадающие (надвиги, взбросо-надвиги), крутопадающие (взбросы, сбросы, сдвиги) и разломы сложной кинематики (в том числе – листрические); по ориентировке относительно общего структурного плана – на продольные, поперечные и диагональные; по своей роли в тектоническом процессе – на главные (региональные и субрегиональные «структурные швы») и прочие (второстепенные, «местные»).

Разломы фиксируются прежде всего наличием зон «разуплотнения» пород: брекчирования, катаклаза, милонитизации (бластомилонитизации); к ним часто приурочены линейные коры выветривания. Линии надвигов с поверхности подчеркиваются резкой сменой по простиранию литологии и возраста отложений, а на глубине (по данным бурения) – налеганием более древних образований на более молодые. Очень часто они выделяются цепочками линзовидных тел (не всегда выражающихся в масштабе) рассланцованных серпентинитов; ранее уже выведенные в верхние границы земной коры и претерпевшие «тектоническое расслоение», ультрамафиты используются перемещающимися пластинами в качестве своеобразной «смазки».

К крутопадающим разломам нередко приурочены ориентированные тела гранитов и серии кварцевых жил, дайки лампрофиров. Большинство разрывов хорошо дешифруются на АФМ и космоснимках прямолинейными (для надвигов – изогнутыми в плане) понижениями и уступами рельефа, спрямленными участками речных долин, краев озер и болот. Часть разломов подтверждается геофизическими методами (узколинейный характер аномалий, высокие градиенты изоаномал, нарушения корреляции).

В пределах площади 12 лениаментов отнесены к главным; на тектонической схеме они сопровождаются порядковыми номерами. Все они имеют доминирующую северо-северо-восточную или субмеридиональную ориентировку и являются продольными. Эти разломы обычно разграничивают крупные элементы тектонического (или структурно-формационного) районирования; названия некоторых из них уже упоминались в предыдущих подразделах. В пределах УМСП для семи главных дизъюнктивов фиксируются отчетливо пологопадающие смесители; разрывные нарушения, выделяемые в фундаменте ЗСП, имеют сложную морфологию.

Уфимский (другое его название – Западно-Уфалейский) *надвиг* представлен небольшим фрагментом в северо-западном углу листа. Он разделяет здесь Башкирский и Уфалейский антиклинории; последний перемещен к западу. Срезающая его фронтальная часть *Главного Уральского разлома (ГУР)* в принципе имеет близкую морфологию, однако за пределами территории конкретные надвиги и взбросо-надвиги зачастую существенно «подработаны» второстепенными продольными крутопадающими разрывами, поэтому в общерегиональном плане его следует относить к группе дизъюнктивов со сложной кинематикой. ГУР отделяет Центрально-Уральский мегантиклинорий от Тагило-Магнитогорского мегасинклинория. Наиболее характерным его выражением является цепочка мафит-ультрамафитовых тел разного размера, протягивающаяся по восточному склону всего Урала.

С востока упомянутый мегасинклинорий (здесь самое узкое его место) ограничивается *Миасским надвигом*, который у северной рамки листа дихотомирует: восточная ветвь выделяется под названием *Дегтярского разлома* (в пределах площади он фигурирует как надвиг, за ее северной рамкой – как сброс и сдвиго-сброс). По нему Тагильский синклинорий граничит с Сысертско-Ильменогорским антиклинорием, относящимся уже к следующей региональной тектонической форме (Восточно-Уральскому мегантиклинорию). Восточное крыло последнего срезано *Мурзинским раз-*

ломом сложной морфологии (на южном своем продолжении он известен также под названием Байрамгуловского). Этим дизъюнктивом антиклинорий отделяется от смежного на востоке Алапаевско-Сухтелинского синклинория; главная его кинематическая составляющая имеет характер левого сбросо-сдвига [86] с максимальной амплитудой горизонтального перемещения до 10 км, а вертикального – до 4 км. Границей названного синклинория с располагающимся еще восточнее Челябинско-Суундукским антиклинорием на севере является *Казбаевский надвиг*, а на юге – срезающий его *Аргаяшский надвиг*: оба с обратным (западным) падением поверхности сместителя. Первый из них к тому же разделяет Сосьвинско-Теченскую и Челябинско-Суундукскую структурно-формационные подзоны, второй – Верхотурско-Новооренбургскую и Алапаевско-Адамовскую СФЗ.

Два сближенных крутопадающих разлома глубокого заложения – Алапаевско-Челябинский и Бичурско-Копейский – рассекают Восточно-Уральский мегантиклинорий в его срединной части, протягиваясь в северо-северо-восточном направлении почти через всю площадь листа. Они ограничивают шовную зону, известную как Челябинский макрограбен; эта структура разделяет различные СФЗ и субрегиональные тектонические формы. По обоим разломам ширина зон интенсивного проявления дизъюнктивных дислокаций достигает первых километров; в кинематическом плане наиболее выражены сбросовая и сдвигово-сбросовая составляющие с субвертикальным (70–90°) и левознаковым перемещением блоков; обычное погружение вектора сдвига для Алапаевско-Челябинского разлома – 40–60°, для Бичурско-Копейского – 80–90°. Падение сместителей в северной части листа преимущественно крутое западное, на юге – восточное, что вообще характерно для сложных сбросо-сдвиговых деформаций; возраст их (по биотитам из бластокатаклазитов, K-Ar метод) определялся как пермско-среднетриасовый (уфимско-ладинский) [70]. Суммарная амплитуда вертикальных перемещений оценивается в несколько километров. На линии сейсмопрофиля «Уралсейс-95» Алапаевско-Челябинский разлом на глубине около 10 км утыкается в зону крупнейшего (прослеживающегося до мантии) разлома с падением смесителя на запад под углом 50°, который ассоциируется с «Карталинским сбросо-надвигом» [5]. Бичурско-Копейский разлом соединяется с Алапаевско-Челябинским на широте Джабыкского плутона; в последний (кайнозойский) этап своего формирования этот долгоживущий линеамент преобразован во взброс с амплитудой 50–60 м, выраженный сейчас неотектоническим уступом [23].

Границей Восточно-Уральского мегантиклинория и Зауральского мегасинклинория является *Тобольский разлом* сложной морфологии, имеющий северо-восточную ориентировку в северной половине листа и субмеридиональную на юге (только там он доступен изучению с поверхности). Более восточные продольные разломы (Ливановский, Звериноголовский) устанавливаются под чехлом Западно-Сибирской платформы по геофизическим данным. Все названные дизъюнктивы являются преимущественно крутопадающими (в «верхнекоровой» части) с преобладанием сбросовой кинематической составляющей и амплитудой вертикального перемещения смежных блоков от 1 до 4 км; мощность зон дробления – до 200 м.

Звериноголовский разлом отделяет здесь Уральскую складчатую систему (Валерьяновский синклинорий) от Казахстанской складчатой области.

Среди многочисленных местных разрывных нарушений, показанных на картах и тектонической схеме, закономерно преобладают продольные. В большинстве случаев это структурные соотношения сложной или неустановленной морфологии; для некоторой их части уверенно определяется преобладание надвиговой, взбросовой или сбросовой, иногда сдвиговой составляющей. Из диагональных нарушений, представляющих собой крутые трещины скалывания, разрывы с северо-северо-западной и восток-северо-восточной ориентировкой находятся примерно в равном соотношении; чаще всего они выражены сбросо-сдвигами. Поперечные – запад-северо-западные, реже субширотные дизъюнктивы (трещины отрыва), существенно нарушающие пликативную структуру, фиксируются реже; среди них доминируют вертикальные сбросы. Все крутопадающие второстепенные разломы прямолинейные или слабоизогнутые в плане, иногда сопровождаются флексурными подгибами слоев. Амплитуда перемещения по ним, как правило, не одинакова на отдельных участках и обычно не превышает сотен метров, редко достигая первых километров. В кайнозое многие из дизъюнктивов, заложенных в позднегерцинское время, являлись основой ортогональной и диагональной сети нарушений, по которым осуществлялись (в первую очередь – в УМСП) неотектонические блоковые движения.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ТЕРРИТОРИИ

Оно иллюстрируется одноименной схемой масштаба 1 : 5 000 000 (рис. 8), составленной преимущественно по материалам Н. Г. Берлянд, в течение многих лет интерпретировавшей и обобщавшей геофизические данные для Урала и краев сопредельных платформ. Краткие комментарии к этой схеме могут быть сведены к нескольким главным моментам. Тектоническая структура рассматриваемой территории сформирована на коре двух типов – континентального («регенерированный» подтип) для большей, восточной ее части и островодужного – для западной (за исключением северо-западного угла трапеции). В качестве дискриминантных параметров используется степень основности коры, с одной стороны, и степень ее дифференцированности с другой. Очевидна значительная зависимость главных «близповерхностных» тектонических единиц от характера земной коры. Отчетливо фиксируются «корни» таких структурных форм как Уфалейский и Боровской антиклинории, Тагильский и Магнитогорский синклинории (в последнем – и две разновозрастные структурно-формационные зоны: Западно-Магнитогорская и Восточно-Магнитогорская), Восточно-Уральский мегантиклинорий, Зауральский мегасинклинорий и др. Элементам разного порядка, ранжированным по типу глубинного строения, даны собственные географические названия. Выделены крупнейшие («трансрегиональные») и крупные секущие глубинные разломы.

Чешуйчато-надвиговое строение как «основной мотив» всей современной структуры УМСП на Южном Урале (от западных до восточных предгорий)

подтверждается и материалами интерпретации сейсмических данных по профилю «Уралсейс-95» (на рассматриваемй территории и смежном листе N-40) [5]. Известная неоднородность земной коры этого региона считается обусловленной возникновением в «термодинамической катазоне» (уже на ранних стадиях главного этапа герцинской складчатости) крутопадающих «вязких» разломов – как продольных, так и поперечных; амплитуда перемещения по ним постепенно убывает к верхним горизонтам коры.

По новейшим сейсмическим данным, Южный Урал имеет отчетливую дивергентную структуру – квазисимметричную относительно центральной (Магнитогорской) мегазоны, которая принципиально отличается от сопредельных областей «типом гетерогенности» и повышенной основностью земной коры. При этом, если в своей верхней части мегазона имеет мелкоблоковую структуру, то нижний (сейсмически «прозрачный») этаж выполнен относительно однородным и тяжелым субстратом мафит-ультрамафитового состава. Восточнее, в пространстве между Главным Уральским и Карталинским глубинными разломами фиксируется широчайшее развитие кислых плутонитов («Главный гранитный пояс Урала») на фоне весьма слабой и фрагментарно выраженной расслоенности земной коры, что объясняется существенной ее переработкой на всю мощность. Лишь на крайнем западе этой области в верхах корового разреза выделяется пакет отражающих границ, распределение которых отождествляется с наличием здесь сильно деформированных протерозойских комплексов; генерализованные структурные элементы этой «толщи» падают на восток под углом 40º и прослеживаются до глубины 20 км.

Зауралье же, напротив, характеризуется значительной тектонической расслоенностью: система субпараллельных пластин в средней и нижней коре протягивается на десятки километров, падая на запад под углами 30–50°. Часть из них отвечает зонам крупнейших разломов, прослеживающихся до глубин 40–50 км, где они сливаются с четко выраженной полого погружающейся к Магнитогорской мегазоне границей Мохо. Ближе к поверхности сейсмический разрез становится «рваным», пакеты пластин – прерывистыми, а разделяющие их плоскости часто меняют вергентность на разрывных границах блоков. Согласно Н. Г. Берлянд и др. [5, стр. 146], по преобладанию дугообразной формы отражающих площадок можно предполагать, что верхняя кора здесь сложена гнейсо-амфиболитовыми комплексами раннего протерозоя.

Другой ее отличительной особенностью является насыщенность крупными габброидными интрузиями (преимущественно «бескорневыми»). По мнению ряда исследователей [25, 70], такая специфика разреза коры характерна для континентально-рифтовых обстановок; тем самым, область «габброизации», фиксируемая как геофизическими данными, так и геологически (Катенинский массив), отождествляется с осевой частью «Челябинского (Восточно-Уральского) континентального палеорифта». Совокупность всех геолого-геофизических сведений позволяет рассматривать Восточно-Уральскую мегазону как элемент древнего (допозднекембрийского) складчатого пояса, структура которого была значительно усложнена в палеозойский этап развития территории.

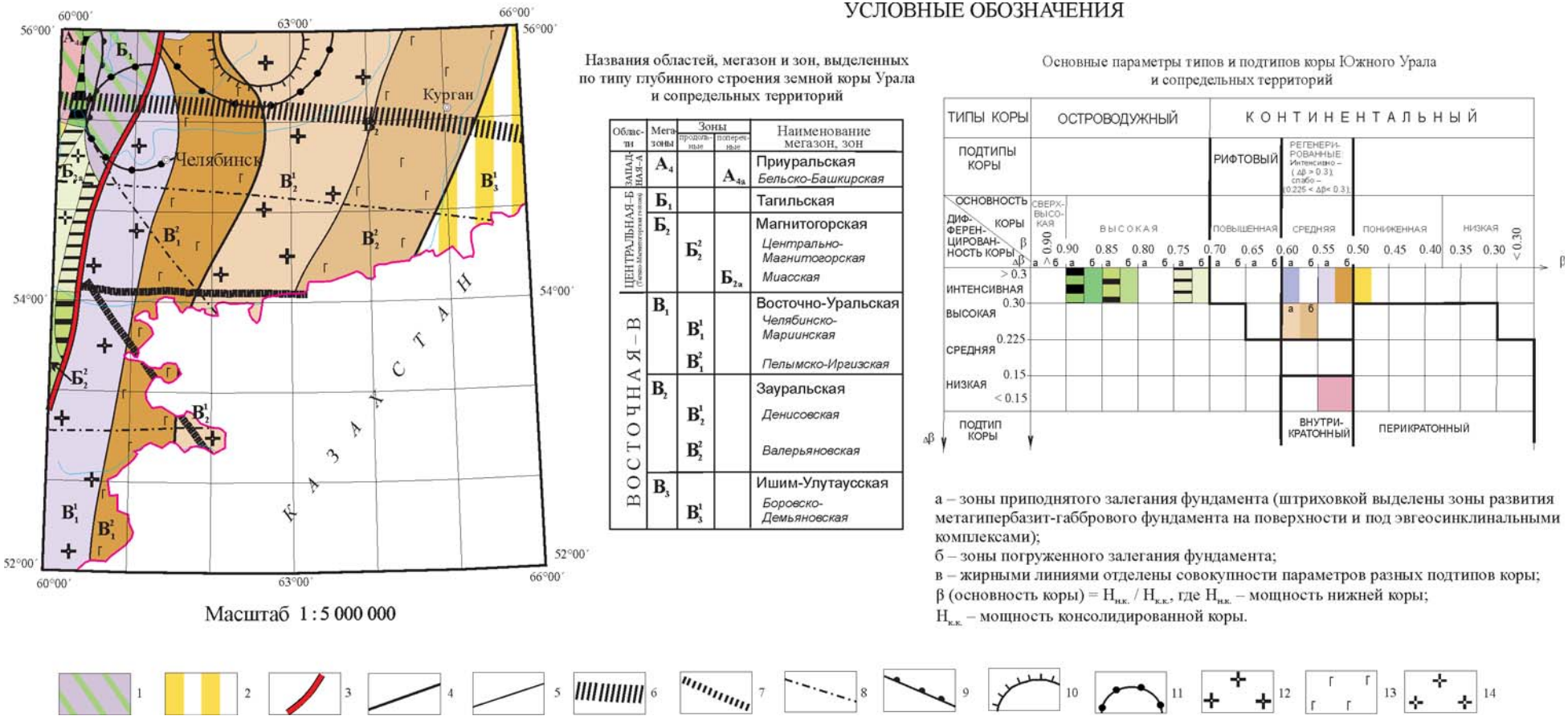

Рис. 8. Схема глубинного строения (по Н. Г. Берлянд, 2007; с уточнениями).

1 – пример коры сдвоенного подтипа, верхняя аллохтонная часть которой принадлежит коре одного типа (широкая полоса), нижняя автохтонная – коре друго типа (узкая полоса); *2* – кора неясного подтипа, близкого по своим параметрам к перикратонному подтипу; *3–8* – глубинные разломы: *3–5* – глубинные структурные швы: *3* – области с разным типом коры, *4* – мегазоны с разным подтипом коры, *5* – зоны, *6* и *7* – секущие глубинные разломы: *6* – Главный Южно-Уральский поперечный разлом; *7* – трансрегиональные секущие разломы, *8* – прочие глубинные разломы; *9* – региональные надвиги, приведшие к образованию коры сдвоенного подтипа; *10* – сводовые поднятия поверхности верхней коры (кристаллического фундамента); *11* – структуры купольно-кольцевого типа: в большинстве случаев переработанные архейско-раннепротерозойские купола, окруженные гипербазит-габбровыми массивами; *12* и *13* – мегакомплексы архейско-нижнепротерозойской верхней коры, регенерированной в рифее–палеозое: *12* – гранитизированные и мигматизированные, *13* – «базифицированные», насыщенные плутоническими телами основного и ультраосновного составов; *14* – гетерогенная верхняя кора, представленная комплексами «гранито-гнейсового» мегаслоя и меланократового метагипербазит-габбрового фундамента.

Вклейка. Заказ 81011031

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологические трансформации Урала, как и других складчатых сооружений на континентах, обусловлены масштабно проявленной цикличностью. По выражению Л. И. Лобковского и др. [16], это «квазипериодическое повторение определенной последовательности событий или стадий развития, плавно переходящих одни в другие или выраженных скачками в этом развитии», то есть в геологическом смысле – совокупность повторявшихся деструктивно-конструктивных процессов в континентальной земной коре. Для рассматриваемого ее участка (восточный склон Южного Урала и Зауралье) геологическая эволюция может быть прослежена с архея. На основе имеющегося фактического материала с привлечением данных по смежным территориям и некоторыми допущениями она представляется следующим образом.

Применительно к архею палеогеодинамическая, тем более палеофациальная интерпретация событий весьма приблизительна, так как условия формирования литокомплексов тогда были существенно отличными от фанерозоя и даже протерозоя по целому ряду факторов (мощность и термодинамическое состояния земной коры, состав атмосферы и др.); кроме того, первичный состав структурно-вещественных комплексов (СВК) кардинально изменен неоднократным интенсивным метаморфизмом. В это время предполагается существование суперконтинента – гораздо более мобильного, чем современные, но уже со сформированными (и сохранившимися) зачатками осадочной оболочки Земли. Крайне малые его фрагменты представлены блоками с выходами на поверхность тараташского комплекса и селянкинской свиты. Среди слагающих их пород преобладают имеющие магматическую природу, в том числе и широко развитые плагиогнейсы (по плагиогранитам и кислым вулканитам), хотя для глиноземистых их разновидностей (гранатовых, силлиманитовых) устанавливается терригенное происхождение. Осадочный генезис ряда кристаллосланцев и кварцитов подчеркивается присутствием графита.

Почти все сказанное выше может быть отнесено и к раннему протерозою, однако геологические условия в данном эоне характеризуются уже заметным увеличением «склеротичности» (жесткости, хрупкости) континентальной коры, что при поднятии разогретых плюмов способствовало образованию многочисленных глубинных трещин и в конечном счете приводило к «рассеянному рифтингу» на значительных территориях. В пределах листа N-41 присутствие раннепротерозойских континентальных

блоков устанавливается в Центрально-Уральском и Восточно-Уральском мегантиклинориях. Сочетание первично-вулканогенных (преимущественно контрастных метабазальт-метариолитовых) и метаосадочных (с реликтами градационной слоистости, флишеподобными текстурами) формаций вкупе с петрохимическими и геохимическими характеристиками таксонов свидетельствуют о существенной роли в строении их разрезов континентально-рифтовых образований. В результате рифтогенеза и последующего локального спрединга континент предположительно распался на многочисленные обособленные блоки, что дало основание ряду исследователей называть раннепротерозойскую геодинамику «тектоникой малых плит» [16]. В конце этого длительного промежутка времени произошло тотальное скучивание с объединением этих мезоплит в единый новый суперконтинент – Пангея I (Мегагея) – и замыкание почти всех бассейнов с субокеанической корой. Осадочно-вулканогенные СВК Уфалейского, Ильмено-Вишневогорского, Ильиновского, Нижнесанарского и других (более мелких) блоков были преобразованы в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций с частыми проявлениями ультраметаморфизма.

После завершения карельской эпохи тектогенеза и последующей планации горных сооружений на значительной площади нынешней Евразии в течение почти всего рифея (около 1 млрд лет) господствовал платформенный режим. На отдельных пространствах в те или иные сравнительно короткие промежутки времени он сменялся континентальным рифтингом, проявленным в узколинейных зонах «неуральского» простирания. Одна из таких континентально-рифтовых систем, существовавшая в раннем рифее и имевшая, вероятно, субширотную ориентировку, охватывала и рассматриваемую площадь. Отмечена она сочетанием первично-терригенных и базальтоидных пород и фиксируется во многих СФЗ этого возрастного уровня: Башкирской (айская свита), Пластовско-Суундукской (самарская толща), Кумакской (кусаканская свита), Таборско-Тапской (городищенская свита); в осевые части рифтов по глубоким расколам внедрялись тела перидотит-пироксенитовой формации (шигирский комплекс в Уфалейской зоне). Другая подобная система (уже, по-видимому, трехлучевого сочленения с наиболее выраженной здесь северо-восточной ветвью) развивалась в начале среднего рифея. Представляющие эту структуру кувашская и куртинская свиты, саитовская серия, куяшская толща (и их аналоги за пределами трапеции) образованы парагенезом терригенных формаций, а также основных и кислых вулканитов (как нормального, так и умереннощелочного ряда); западнее (лист N-40) происходит внедрение монцодиоритов, сиенитов и рапакиви-гранитов бердяушского комплекса. В остальные же крупные отрезки бурзянской, юрматинской и каратауской эр описываемый район и смежные площади представляют собой платформу то с преимущественно терригенной, то (реже) существенно карбонатной седиментацией в «мигрирующих» внутриконтинентальных, большей частью мелководных бассейнах различной солености. Скорость осадконакопления по геологическим меркам ничтожная – 0,001–0,01 мм в год. Преобладающие в этот период стабильные геотектонические условия как минимум дважды (на рубеже среднего и позднего рифея и в середине последнего, на границе

тангаура и кудаша) сменятся режимом «активизированной платформы». Он выражен в усилении разрывной тектоники (растрескивании) на фоне общего воздымания территории с существенными перерывами в осадконакоплении и внедрением большого числа даек, силлов и штоков габброидных пород (кусинско-копанский, а за пределами листа – повальненский, верхнемазаринский и другие гипабиссальные комплексы).

В самом конце рифея (поздний кудаш) возникает новая континентально-рифтовая система, на этот раз субмеридионального (близуральского) простирания, существующая и в раннем венде. Характеризуется она типичным «пестрым» набором формаций с существенной ролью контрастных по основности и щелочности вулканитов и гипабиссальных интрузий. На рассматриваемой территории ее представляют уйташская свита, светлинская, кучинская, александровская и кукушкинская толщи (по условиям масштаба на тектонической схеме не отражены), а также гранодиорит-плагиогранитовая (чусовской комплекс) и монцогранит-аляскитовая (битимский комплекс) малоглубинные формации. Во внутренней части рифта (предположительно вблизи «современного» Алапаевского разлома) почти синхронно возникает глубокий раздвиг с образованием субокеанической коры (синеглазовский клинопироксенит-габбровой комплекс, севернее листа – вендские дунит-гарцбургит-габбровые ассоциации), а чуть позже – и зачатки энсиматической островной дуги (соответствующие сильно метаморфизованные образования в современной структуре Урала редки и установлены лишь в северной его половине).

Этот линеамент разделяет единую до этого мегаплиту на два палеоконтинента, расхождение которых относительно друг друга, вероятно, было сравнительно небольшим (а на юге Урала скорее всего отвечало лишь «красноморской» стадии рифтообразования). При сближении континентов (в конце раннего венда) и последующей коллизии (поздний венд–начало кембрия) происходит обдукция древних офиолитов; начинает формироваться орогенный пояс (на площади листа N-41, примерно к западу от Мурзинского разлома). Продукты размываемых байкалид образуют мощные толщи разнообломочных терригенных осадков, слагающих межгорные депрессии (кундравинская свита) и заполняющих «Предраннеуральский» передовой прогиб в более западных районах (за пределами площади). И там внутренние части орогена в конце венда–раннем кембрии оставались еще нестабильными; в них спорадически проявлялась вулканическая деятельность (аршинская свита на территории листа N-40, тереклинская свита и поимская толща – на М-40, на севере Урала – лаптопайские молассоиды и т. п.). Еще западнее, во внешней зоне прогиба накапливались типичные амагматичные молассы (ашинская серия на Южном Урале, в более северных районах – сылвицкая и чурочная серии). В это же время восточнее орогенной зоны в платформенных условиях формировались известняковая ракитненская толща, терригенно-карбонатная синарская свита и существенно терригенная кундравинская свита.

Заключительные стадии байкальского тектогенеза знаменуются деформациями. Интенсивность пликативных дислокаций здесь в целом была незначительной и по этому признаку заметно уступала наложенной на них

герцинской складчатости. В отличие от северных секторов региона, складкообразование на Южном Урале в этот период не сопровождалось сколько-нибудь заметным динамотермальным метаморфизмом и сопутствующим гранитообразованием. Синскладчатые и постскладчатые дифференцированные блоковые движения завершают байкальский тектоно-магматический цикл. Таким образом, к концу раннего кембрия возникает горное сооружение, спаявшее обе части единой ранее эпикарельской платформы. Вслед за этим в течение почти всего кембрия (около 20 млн лет) вновь устанавливается стабильный континентально-платформенный режим. Горная страна интенсивно разрушается, обломочный материал накапливается в основном за ее пределами (достоверные среднекембрийские отложения на Урале до сих пор не установлены). Уже к началу позднего кембрия территория, подвергнутая позднебайкальскому орогенезу, представляет собой приподнятый пенеплен. Формируются древние коры выветривания латеритного профиля, впоследствии большей частью размытые (на Урале они сохранились только в некоторых пунктах; на описываемой площади отсутствуют).

С конца позднего кембрия (аксайский век) образуется новая континентально-рифтовая система меридионального простирания, располагавшаяся в целом западнее однотипной «позднебайкальской» структуры, хотя отдельные грабены на ее восточной периферии могли наследовать шовные зоны байкальского рифтогенеза. К представителям ранней стадии формирования рифта, сохранившимся лишь в палеоконтинентальном секторе уралид, относится верхнекембрийско-нижнеордовикская кидрясовская свита (юго-западнее территории листа). В пределах рассматриваемой территории на докембрийском субстрате формируются тремадокско-нижнеаренигские слюдинская толща и рымникская свита, а также саргазинская толща аренига. По-видимому, уже к началу позднеаренигского времени центральные части системы преобразуются в океанический рифт; в глубоких зонах растяжения возникает океаническая кора – ультрамафиты и мафиты, в разных частях структуры выделяемые в различные субсинхронные комплексы (салатимский, серовский, сакмарский, куликовский и др.). Чуть позже офиолитовая ассоциация надстраивается еще одним «классическим» членом – натриевыми базальтами и силицитами поляковской и (за северной рамкой) выйской свит. Тем самым зарождается Палеоазиатский океан, разделивший Восточно-Европейский (ВЕК) и Казахстанский (КК) палеоконтиненты. В начальные фазы раскрытия океана, вероятно, при крутой субдукции океанической коры под КК происходит отторжение крупных его сегментов, одним из которых является Восточно-Уральский микроконтинент (ВУМК). В субокеанических условиях разделяющего их «окраинного спредингового моря» формируются дружнинский габбро-гарцбургитовый (на юге) и каргопольский дунит-гарцбургитовый (на севере) комплексы, чуть позднее – кремнисто-терригенно-базальт-андезибазальтовый парагенез (увельская свита). Подобная геодинамическая модель поддерживается многими геологами; следует, однако, отметить, что некоторые исследователи (С. Г. Самыгин, Н. Б. Кузнецов, Т. И. Павленко и др., 1998) считают микроконтинент отколовшимся от ВЕК.

В середине ордовика (по крайней мере, до конца тэлашорского времени, иногда и в раннем карадоке) на раздробленных краях ВЕК и мезоплиты продолжают существовать остаточные рифтовые долины. Они заполняются разнообломочным терригенным (маячная и улугушская свиты) или осадочно-вулканогенным (за пределами листа – куагашская свита и баулуская толща) материалом. В ослабленные зоны (некоторые из них унаследованы от позднебайкальского тектогенеза) внедряются интрузии габброидов и «выжимаются» (протрудируют) интенсивно серпентинизированные (разуплотненные) гипербазиты, ранее выведенные в верхние горизонты коры (они отождествляются с упомянутыми выше), а также имеющим собственное название («чебаркульско-казбаевский» в центральных СФЗ микроконтинента) мафит-ультрамафитовыми комплексами.

Средне-позднеордовикский гипабиссальный магматизм на смежных краях ВЕК и ВУМК проявлен щелочносиенит-щелочногранитовый (козлиногорский комплекс) и миаскит-карбонатитовой (ильмено-вишневогорский комплекс) формациями. Таким образом, в начале позднего ордовика окончательно обособляется Уральская мобильная область как надпорядковая «первично-тектоническая структура».

С конца лланвирна восточная оконечность ВЕК начинает развиваться как пассивная окраина: зарождается шельф и континентальный склон. Первый представлен существенно карбонатным и терригенно-карбонатным типами разреза, второй – терригенными (вверху) и терригенно-кремнистыми (внизу) осадками. Оба геодинамических подкомплекса в современной структуре рассматриваемой территории распространены фрагментарно (но широко представлены на смежной с запада территории листа N-40): силурийско-нижнедевонская сакмарская свита (глинисто-кремнистая формация) отмечает подножие континентального склона, доломитовая азяшская толща нижнего–среднего девона – шельф. Подобных же типов породы образуются на шельфе (биксизакская, первомайская, истокская, шеинская, клубничная толщи) и склоне (булатовская и варненская толщи, за пределами листа – новооренбургская толща) микроконтинента. Главные элементы пассивной окраины ВЕК, несмотря на некоторую миграцию своих границ, вдоль всего Урала сохраняют почти неизменным свое положение до конца франа. Что касается более внутренней («платформенной») части Восточно-Европейского палеоконтинента, то в раннем (и в начале среднего) палеозое она являла собой преимущественно область сноса.

С ашгилла над зоной субдукции, падающей под ВУМК, возникает «тагильская» островная дуга, существовавшая в активном режиме с позднего ордовика по ранний девон. Соответствующие формации распространены в одноименной мегазоне; здесь – лишь ее южное окончание, поэтому, естественно, они представлены далеко не в полном объеме (картируются павдинская, туринская, краснотурьинская свиты).

Наличие синхронной структуры на Южном Урале весьма гипотетично и предполагается по косвенным признакам. В частности, внутри сильно «отрифтованного» (проницаемого) микроконтинента формируются ее «отголоски» – осадочно-вулканогенные парагенезы (верхнеордовикская шеметовская, силурийские межевская, кособродская, катенинская толщи), а в

корневых частях «вулканических трогов» – малоглубинные интрузивные образования (большаковский габбро-норитовый и рефтинский габбро-диорит-плагиогранитовый комплексы). С надсубдукционными условиями может быть связано также образование таловского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса в Западно-Магнитогорской СФЗ. В целом же западный край мобильной области (Вознесенско-Присакмарская подзона) в раннем лландовери оказывается в зоне растяжения; на дно окраинного моря по многочисленным трещинам происходит излияние базальтов дергаишской свиты (картируется за западной рамкой площади листа), где наряду с породами нормального ряда существенную роль играют умереннощелочные разновидности. Формируется «вулканическое плато».

В среднем и позднем лландовери на фоне кратковременного воздымания территории (и смещения континентального склона к востоку) в нижних его частях и у подножия образуется сравнительно мощный комплекс углисто-глинисто-кремнистых осадков (низы упомянутой ранее сакмарской свиты), перекрывающих дергаишские вулканиты. С венлока по ранний лохков эта часть моря вновь погружается и становится областью накопления «конденсированных» силицитов.

В раннем девоне большая часть территории подвергается существенной деструкции. Происходит коллизия микроконтинента с тагильской островной дугой; последняя с этих пор становится ремнантной. В Магнитогорской мегазоне в лохковский–пражский века на пространстве «отгороженного» окраинного моря происходит вначале частный рифтинг, а затем задуговый спрединг с образованием бриентской офиолитовой ассоциации, где с ультрамафитами одноименного комплекса тесно связаны натриевые базальты киембаевской свиты (она широко распространена за пределами рассматриваемой площади). Подобные же субсинхронные дунит-гарцбургитовые парагенезы в более западных и более восточных районах океанического сектора (впоследствии протрудировавшие в перекрывающие их отложения) выделяются под другими названиями: халиловский, каменнодольский, подольский комплексы. Фронтальная часть «силурийской дуги» сдвигается к западу, заклинивает зону поглощения и в течение почти всего раннего девона интенсивно разрушается с образованием граувакковых пород мазовской свиты (развита на соседних территориях – листы N-40 и M-40).

Со второй половины раннего эмса (такатинское время) обширный «южноуральский» сегмент мобильной области, включающий в себя восточную окраину ВЕК, океанический бассейн и ВУМК, вновь подвергается растяжению и общему опусканию. В шельфовую седиментацию вовлекаются центральная и западная части современного Башкирского антиклинория, до этого представлявшие собой приподнятую область континента. В окраинных морях, а также на микроконтиненте образуются локальные вулканические троги. Накапливающиеся в них формации для разных отрезков этого сравнительно короткого периода характеризуются различным составом: абсарокит-шошонитовым (мостостроевская толща), трахибазальт-трахиандезит-трахириолитовым (чанчарская свита), кремнисто-базальтовым (айдырлинская толща), базальт-андезит-риолитовым (баймак-бурибайская свита, жетыкольская и теченская толщи), габбро-диоритовым (канзафаровский

комплекс); большинство упомянутых таксонов распространено западнее листа.

В наиболее глубоких рифтовых зонах формируются клинопироксенит-габбровые (колубайский) и дунит-верлит-клинопироксенитовые (за пределами площади – карашакольский и восточно-хабарнинский) комплексы. Таким образом, в эмсе завершается дифференциация пространства между ВЕК и ВУМК с обособлением двух «южноуральских» структурно-формационных зон, дальнейший (девонско-раннетурнейский) этап развития которых происходит по несколько отличному плану. На возникшей раннедевонской субокеанической коре закладывается Восточно-Магнитогорская СФЗ, а образования к западу от нее (с сохранившейся ордовикской океанической корой) теперь принадлежат к Западно-Магнитогорской зоне.

В конце позднего эмса на Южном Урале возобновляется зона субдукции с падением, как и прежде, под микроконтинент; начинается формирование девонской («магнитогорской») островодужной системы, прошедшей все «классические» стадии своего развития. Положение тех или иных элементов системы несколько менялось со временем, однако неизменной оставалась общая тенденция уменьшения основности, увеличения щелочности и соотношения K/Na в однотипных синхронных образованиях с запада на восток. При этом в среднем–позднем девоне Западно-Магнитогорская СФЗ в целом отвечала фронтальным частям островной дуги, значительная часть Восточно-Магнитогорской СФЗ – главному (осевому) вулканическому хребту, а самая восточная (Уйско-Домбаровская ее подзона) – тыловой части активного бассейна. На «примитивной» стадии (поздний эмс–ранний эйфель) образована базальт-андезибазальтовая формация (ирендыкская свита, в других подзонах – за пределами листа – ее возрастные аналоги: карагайская, утягуловская, ишмуратовская, кукбуктинская, желкубаевская, айджерганская толщи), сопоставимая с известково-щелочной серией энсиматической дуги (пространственно разных ее частей).

На внешнем краю Вознесенско-Присакмарской подзоны тогда же формируются полимиктовые отложения туратской свиты, предположительно являющиеся продуктом размыва остатка силурийской дуги и поступающие в верхнюю часть склона глубоководного желоба (преддугового трога). «Юная» стадия (большая часть эйфеля) проявлена во всех элементах девонской дуги; представлена она контрастной базальт-риолитовой формацией толеитовой (карамалыташская свита) и «переходной» от толеитовой к известково-щелочной (за рамками площади – александринская и джусинская толщи) петрохимических серий. Эффузивные и вулканокластические породы (а также сопутствующие субвулканические образования) названной формации накапливаются во внутридуговых рифтовых долинах.

В позднелангурское время некомпенсированные депрессии во фронтальной дуге выполняются бугулыгырскими яшмами. В стадию «развитой дуги» первой (уже в конце раннего эйфеля) вступает Гумбейская подзона Восточно-Магнитогорской СФЗ, где образуются вулканиты, относящиеся к известково-щелочной серии: базальты гумбейской свиты, а затем (по начало франа) андезиты, дациты и туфотерригенные породы новобуранной толщи (оба таксона развиты за пределами площади). В периферических

частях островодужной системы последовательно дифференцированная базальт-андезит-риолитовая формация накапливается с позднего эйфеля до конца бродовского времени. Представлена она преимущественно тефротурбидитными осадками, реже туфами и лавами улутауской свиты, а западнее – урлядинской и копаловской толщ. Характерно (особенно для западного и центрального секторов системы) обилие субвулканических образований среднего и кислого составов; корневым частям активной магматической дуги отвечают диориты и плагиограниты (реже габбродиориты, габбро и тоналиты) салаватского (за пределами территории – кураганского, краснинского и др.) гипабиссальных комплексов.

Начало франа, вероятно, отмечено резким, но кратковременным сближением ВЕК и «магнитогорской» дуги. В западной части океанического бассейна происходит «тектоническое расслоение» ордовикско-среднедевонских образований с выведением офиолитов в более высокие горизонты коры и, возможно, частичным надвиганием этих «пакетов» на континент. Наиболее масштабно этот процесс проявился на самом юге Урала, где степень динамометаморфических преобразований в породах континентального субстрата (максютовская серия на площадях смежных листов N-40 и M-40) достигает глаукофансланцевой, а иногда и эклогитовой фации. В дальнейшем, почти до конца франа, вулканическая активность редуцируется (в отдельных частях некоторых подзон это происходит уже с живета); проявления ее, по-видимому, сосредоточиваются лишь в пределах осевой гряды. В обширных и глубоких межхребтовых и тыловодужных депрессиях отлагаются конденсированные силициты (мукасовская свита и ее аналоги за рамкой площади – бабарыкинская, колпакская, биягодинская, арсинская толщи); это эпоха максимального кремненакопления на Южном Урале. В самом конце франа островная дуга входит в «зрелую» стадию своего развития, отмеченную возникновением абсарокит-шошонитовой (шелудивогорская толща) и базальт-латит-трахириолитовой (на территории листов N-40 и M-40: бугодакская толща на западе, аблязовская и новоивановская толщи – в центральной части системы).

Некоторые из перечисленных стадий находят отражение и в вулканической деятельности на микроконтиненте (включая и примкнувшую к нему на Среднем Урале «тагильскую» дугу). В частности, здесь (в пределах территории листа N-41) фиксируются базальт-риолитовая формация (рудянская толща эйфеля) и терригенно-вулканогенные парагенезы (с характерными основностью и щелочностью вулканитов): ранне-среднедевонский (кулуевская, кокпектинская толщи), средне-позднедевонский (лимкинская свита, амурская, аджатаровская, сухтелинская толщи) и франский (краснокаменская, базальт-андезитовая, вулканогенно-терригенная толщи). Среднепозднедевонский интервал отмечен там внедрением интрузий габбро-диорит-плагиогранитовой формации (касаргинско-тептяргинский, черкасовский, астафьевский комплексы), а франский возрастной уровень – монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовой формации (надыровомостовский комплекс). В пространстве между ВУМК и КК последовательно накапливаются терригенно-кремнистая (D_2), абсарокит-шошонитовая ($D_{2–3}$) и базальт-андезибазальтовая (D_3) формации.

В конце франского века, вследствие резкого изменения относительных скоростей перемещения соседних мегаплит, начинается коллизия Казахстанского континента и Восточно-Уральского микроконтинента (с возникновением флишоидных формаций: карбонатно-терригенная толща, южнее площади – аулиетасская и ащисуйская толщи на восточном склоне последнего), а в начале фамена – «магнитогорской» островной дуги с ВУМК и пассивной окраиной ВЕК. В последнем случаев в быстро сужающееся «средиземное море» поступает обломочный материал как с востока, со стороны размывающихся вулканитов (граувакки), так и с запада, с осушаемых территорий палеоконтинентального сектора. Западная граница трогообразного прогиба первоначально достигала области глубокого шельфа – Иргизлинско-Карской подзоны. Возможно, отдельные пластины до этого уже тектонически расслоенных ранне-среднепалеозойских пород, включающие и фрагменты океанической коры, продвигаются (пока незначительно) на континентальный склон с образованием первых, еще редких зон меланжа и (в субаэральных условиях) также подвергаются размыву. Образуется зилаирский флиш. Островодужная магматическая деятельность резко сокращается, и лишь на западе Западно-Магнитогорской зоны до конца раннего турне продолжается накопление дифференцированных умереннощелочных вулканитов и вулканомиктовых турбидитов «зрелой» стадии (шумилинская свита на площади смежного листа N-40). На рубеже раннего и позднего турне окончательно завершается субдукция под магнитогорскую дугу.

В позднем турне, по мере сближения двух континентов, одна из разделяющих их мезоплит с относительно молодой океанической корой начинает поддвигаться под ВЕК. Восточная периферическая область последнего, имеющая уже мощную континентальную кору, преобразуется в активную окраину кордильерского типа. Над завершившей свое развитие девонской дугой, а также в пределах бывшего микроконтинента формируются вулкано-плутонические пояса. В синколлизионных «эшелонированных рифтах» возникают линейные магматические центры, где почти до конца башкирского века идет формирование вулканитов и комагматичных интрузивных комплексов нормального и умереннощелочного ряда. За пределами вулканических трогов продолжают накапливаться флишоидные отложения, край прогиба смещается к западу, в область бывшего мелкого шельфа. По мере заполнения осадками окраинно-континентальных бассейнов происходит нивелирование их глубин и общее обмеление. На обширном мелководном пространстве (шельф «средиземного моря») до конца раннего карбона (местами и в раннебашкирское время) накапливаются известняки и терригенно-карбонатные отложения (кизильская, аргаяшская, щербаковская, усмановская свиты, каменская, каморзинская, федоровская толщи). Усиливающиеся тангенциальные напряжения приводят к дальнейшему тектоническому расслоению палеозойских комплексов, межпластовым срывам; они вызывают коробление «карбонатной платформы» с появлением крупных островов на шельфе (скользящая верхняя граница кизильской свиты). Этот период характеризуется переходом от «мягкой коллизии» (когда еще существует океанический слеб) – к жесткой.

Позднебашкирское время знаменует собой начало гиперколлизии: происходит соприкосновение краев Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов с почти полным закрытием «средиземного моря». По глубоким разломам, проникающим в нижние горизонты литосферы, окраины континентов раскалываются на макроблоки. Крупные пластины «переходной» коры с серпентинизированными ультрамафитами в основании, не встречая большого сопротивления (особенно в приподнятых блоках) шарьируют далеко в глубь ВЕК, нагнетая перед своим фронтом пакеты чешуй из срываемых осадочных толщ палеозоя и докембрия.

На рубеже башкирского и московского веков из-за интенсивного растрескивания пород субстрата в восточной части бывшего палеоокеанического сектора возрастает тепловой поток. Следствием этого является динамотермальный метаморфизм с общей вертикальной зональностью, а на локальных участках резкого повышения теплового потока («термальные купола») – высокоградиентный латерально-зональный метаморфизм с глубоким (до амфиболитовой фации) преобразованием позднепротерозойских и раннепалеозойских стратифицируемых и интрузивных пород. С этим же процессом сопряжен палингенез с формированием первых («раннеорогенных») батолитоподобных кислых плутонов (среднекаменноугольные гранодиорит-гранитовые и гранит-монцолейкогранитовые комплексы: курайский, полетаевский, варшавский; к западу от листа – ахуново-карагайский). Переплавлявшимся субстратом являлись породы допозднекембрийского основания уралид в пределах бывшего ВУМК, а также краевой части «кристаллической призмы», к тому времени располагавшейся уже под шарьированным на нее Магнитогорским прогибом в приподнятом блоке. Синхронно с метаморфизмом в условиях продолжающихся тангенциальных напряжений возникают «вторично-тектонические» дислокации, первоначально в виде брахиформной складчатости. При сопряженном радиальном сжатии ранние (байкальские) формы «сплющиваются» с образованием (вдоль осевых плоскостей новых мелких складок) региональной кристаллизационной сланцеватости, субпараллельной слоистости в палеозое; сильнее метаморфизованные докембрийские породы приобретают «вторичную пластичность». Возникают главные тектонические элементы Восточно-Уральского мегантиклинория, Магнитогорский и Валериановский синклинорий, зарождается антиклинорий Уралтау.

В раннемосковское время уже значительная часть субрегиона являлась сушей. Лишь в замкнутых остаточных бассейнах накапливаются карбонатные (преимущественно обломочные), реже терригенные осадки (уртазымовская и усмановская свиты за пределами листа). С конца среднего карбона начинается рост горного сооружения в центральных и западных частях бывшего «палеоокеанического сектора». Обломочный материал от размываемых уралид поступает в межхребтовые депрессии (ухановская, ковыльская, сарыобинская, саксанская толщи; в ближайшем обрамлении – агаповская и карабольская свиты), а чуть позже – в начинающий формироваться гораздо западнее (над шельфовой зоной «палеоконтинентального сектора» и восточной оконечностью смежной платформы) Предуральский краевой палеопрогиб. Поле горизонтальных напряжений дифференцируется,

скорость тангенциального сжатия меняется по простиранию возникающих структур. Первые брахиформные дислокации усложняются сжатыми (до изоклинальных) формами и нередко (особенно западне рассматриваемой территории) преобразуются в голоморфную линейную складчатость. «Волна деформаций» последовательно продвигается к западу, и там в конце карбона–начале перми повторяются те же процессы: разноградиентный латерально-зональный метаморфизм, выплавление гранитов, брахиформная складчатость и ее последующее усложнение. Оформляются Уралтауский антиклинорий и Зилаирский синклинорий, возникает Башкирский антиклинорий. Крупные шарьяжные пластины сминаются в синформы и антиформы. На крутом западном крыле Магнитогорского синклинория закладывается сутурная зона. В утрачивающих пластичность породах деформации сжатия реализуются в надвигообразовании и листритах, на разных краях мобильной области, имеющих противоположную направленность (основная фаза «скучивания»); это время максимального проявления тектонического меланжа. Когда скучивание достигает предельных величин, крупные жесткие блоки пород начинают «выдавливаться» в продольные горсты со встречным падением плоскостей сместителя ограничивающих их взбросов.

В перми и начале мезозоя на западе (смежные листы «сорокового» номенклатурного ряда) продолжается рост горного сооружения и заполнение осадками краевого прогиба. В докунгурское время поступление обломочного материала из орогенной области (карбонатно-глинисто-песчаная молассоидная формация) шло в конусах выноса, в промежутках между которыми формировалась «шлировая градация» (песчано-глинистые отложения с карбонатным цементом и резко подчиненной ролью грубообломочных пород). В средней перми в прогибе накапливается известняково-терригенная сероцветная морская моласса, в поздней перми–триасе – терригенная красноцветная континентально-молассовая формация.

В этот же отрезок времени на смежной стабильной платформе до этого существенно карбонатное осадконакопление сменяется карбонатно-терригенным, а с конца перми – терригенным. Восточная часть мобильной области (вся территория листа N-41) до конца перми, а в отдельных районах – до начала среднего триаса подвергается активным тектоническим подвижкам по крутопадающим разломам субмеридиональной и субширотной ориентировки на фоне повышенного теплового потока. Происходит внедрение «позднеорогенных» интрузий кислого состава (нормального и умереннощелочного ряда); они принадлежат к пяти формациям и группируются почти в два десятка плутонических комплексов. Пик орогенной активности на южной периферии палео-Урала приходится на конец вятского времени и ранний триас. Возникают новые межгорные депрессии с накоплением в условиях установившегося аридного климата красноцветных грубообломочных молассоидов (каменноручейная толща на соседней территории – листа М-40).

В середине триаса восточная (уже подвергающаяся планации) половина Урала становится областью кратковременного растяжения («рассеянный рифтинг») с формированием терригенно-риолит-базальтовых ассоциаций довольно большой мощности (бичурская свита и туринская серия).

Отголоском этого процесса в более западных («горных») районах является внедрение гипабиссальных интрузий лампрофир-лампроит-щелочногаббро-идной (колымбаевский и шиханский комплексы) и монцогаббро-монцодиорит-граносиенитовой (теетканский комплекс) формаций. В конце триаса завершаются складчато-разрывные дислокации в пределах подвижного пояса (самые последние из них затрагивают восточную часть краевого прогиба). В сопредельных с орогеном западных платформенных областях происходит соляной диапиризм. Уральская мобильная область тем самым прекращает свое развитие, преобразовавшись в одноименную складчатую систему. С этого времени вся территория Урала вступает в платформенный этап развития, уже в составе единого Евроазиатского континента.

Горная страна, сформированная на орогенной стадии, начинает интенсивно денудироваться. При этом обширные площади Зауралья и Западной Сибири в мезозое и кайнозое почти непрерывно опускались с образованием мощного чехла континентальных и мелководно-морских осадков, а Уральская складчатая система являлась там фундаментом молодой платформы. Первыми, еще в позднем триасе, были заполнены узкие грабены (упомянутые выше остаточные рифтовые долины); разнообломочные терригенные отложения (челябинская серия и др.) относятся к пестроцветной угленосной и красноцветной угленосно-бокситоносной формациям. Что касается западной части «Урала» (для листа N-41 это западная четверть территории), то на этих же широтах она все время оставалась приподнятой, уже к середине мела представляя собой пенепленезированную невысоко стоящую сушу с широким развитием кор выветривания.

Лишь на крайнем юге региона, в Орско-Таналыкской наложенной депрессии (за пределами площади, лист M-40) происходило прерывистое накопление осадков верхнего структурного этажа УМСП (западного его сегмента). Последний обособляется в олигоцене, с началом неоорогенических движений на Урале, пока еще слабо дифференцированных. Миоценовое время связано с пресноводной седиментацией (аллювиально-пролювиальной, озерной, озерно-болотной): обширной на востоке и локальной на крайнем западе листа. В конце миоцена и раннем плиоцене происходит заметное воздымание современной осевой части складчатого пояса, начинают формироваться Уральский кряж и педиплен восточных высоких предгорий. С кустанайского времени начинается резкая тектоническая активизация этой области с дифференцированными блоковыми движениями на фоне продолжающегося поднятия. Образуются склоновые отложения и коррелятный им аллювий прарек. В зоне кряжа происходит интенсивное уничтожение поверхностей выравнивания и частичный размыв мезозойских кор выветривания. В дальнейшем (плейстоцен и голоцен) чередование фаз относительной стабильности и усиления горообразовательных процессов приводит к перераспределению гидросети, усложнению форм и элементов рельефа, появлению новых генетических типов осадков.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Согласно соответствующей схеме для Урала (Сигов, Шуб и др., 1981), в пределах рассматриваемой площади выделяются две основные геоморфологические области: Уральское горное сооружение и Западно-Сибирская равнина. Первая из них в свою очередь подразделяется на зоны кряжа и пенеплена, резко отличающиеся по характеру рельефа.

Зона кряжа (I) представляет собой орографически чётко выраженную низкогорную страну, включающую в себя ряд хребтов, изолированных вершин и разделяющие их межгорные впадины. В ее осевой части расположен район приподнятых горных массивов Южного Урала (*Iа*), восточнее выделяются районы остаточных гор: осевой части Среднего Урала (*Iб*) и восточного склона Урала (*Iв*). Приподнятые горные массивы распространены в западной и северо-западной частях листа, где чередованием тектонических и эрозионно-денудационных процессов обусловлены контрастные формы рельефа с перепадом высот 500–550 м. Абсолютные отметки вершин достигают 985 м (хр. Юрма), минимальные высотные отметки (урез р. Уфа) составляют 338–382 м. Субмеридиональное направление хребтов совпадает с простиранием структур складчатого пояса. Район *Iа* отделяется от остаточных гор и осевой части восточного склона Урала хорошо выраженным в рельефе структурно-денудационным уступом. Районы *Iб* и *Iв* отличаются значительной сглаженностью гор и холмов, меньшими абсолютными высотами (до 620–660 м) и нередко останцовым характером их форм.

Остаточные горы осевой части Среднего Урала локализуются на крайнем северо-западе территории. Они низкие, со сглаженными вершинами и абсолютными высотами, редко превышающими 600 м: Могильные Горы (650 м), гора Кошевая (474 м), гора Заповедная (532 м) и др. Отметки уреза воды рек в ординаре составляют 340–375 м. В целом этот район имеет грядово-сопочный рельеф с перепадом высот 200–250 м и по отношению к остаточным горам восточного склона выделяется более низким общим гипсометрическим уровнем. Последние тянутся сплошной узкой увалистой полосой от северной рамки листа на юг, примыкая сначала к остаточным горам осевой части, а с широты г. Карабаш (незначительно расширяясь) – к приподнятым горным массивам. В этом районе наряду с многочисленными меридионально вытянутыми хребтообразными возвышенностями, увеличивающимися от 576 м (Вишневые Горы у северной рамки площади листа)

до 754 м (наивысшая точка Ильменского хребта), встречаются невысокие увалы, холмы, сглаженные и скалистые сопки сравнительно небольшой высоты (горы Вишневая – 484 м, Сухая Горка – 434 м), тяготеющие к южной части района. Мезозойские структурно-эрозионные депрессии хорошо выражены в рельефе и частично наследуются раннемиоценовой и плейстоценовой речной сетью. Современные долины слабо террасированы и часто заболочены. Восточная граница зоны кряжа подчеркивается структурно-денудационным уступом, хорошо проявленным в рельефе.

Зона пенеплена (II) с востока примыкает к кряжу и широкой полосой протягивается через весь лист с севера на юг. Рельеф характеризуется значительным денудационным выравниванием; орографически пенеплен выражен крайне незначительными превышениями (20–40 м). Водораздельные участки плоские или слегка всхолмленные, имеют общий слабый уклон на восток и широкое развитие здесь кор выветривания; спорадически встречаются континентальные отложения олигоцена и неогена, в ряде мест сохранились и палеогеновые морские осадки. Неодинаковая тектоническая подвижность различных участков пенеплена, запечатленная в рельефе, позволила выделить в его пределах ряд геоморфологических районов.

Район Зауральского пенеплена (*IIа*) занимает большую часть зоны, характеризуется «денудационной изношенностью» рельефа и площадным развитием кор выветривания. Представляет собой полого-увалистую равнину, наклоненную к востоку и пересеченную широтными долинами рек. Перепады высот колеблются от 340 м на западе до 290 м на востоке – в северной половине района. В южной его половине развит плосковершинный рельеф с абс. выс. отм. 409–450 м. Непосредственно примыкающие к кряжу участки приподнятого Зауральского пенеплена (*IIб*) испытали за неотектонический этап довольно значительные поднятия, в результате которых образовался более расчленённый рельеф с преобладающими высотами 400–485 м (максимум до 539 м); отметки урезов рек – 290–310 м. Здесь присутствуют грядово-увалистые и холмисто-увалистые формы, согласные со структурами коренного субстрата, сложенного преимущественно интрузивными, вулканогенными и метаморфическими образованиями докембрия и палеозоя. Этот элемент геоморфологии приподнят по отношению к району *IIа*, отличаясь также ограниченным развитием кор выветривания и неогеновых осадков. Присутствуют реликты раннемиоценовой речной сети, нередко наследуемые плиоцен-четвертичными долинами.

Отпрепарированный Зауральский пенеплен (*IIг*) расположен восточнее района *IIа*. Субстрат представлен преимущественно кислыми интрузиями, вулканитами и вулканогенно-осадочными породами. Рельеф равнинный пологохолмистый с абсолютными отметками поверхности 240–310 м. Минимальные высоты (русла водотоков) в среднем составляют около 235 м. Приподнятый отпрепарированный пенеплен (*IIв*), расположенный к северу от последнего и испытавший некоторое воздымание в плиоцен-четвертичное время, характеризуется холмисто-увалистым рельефом, на северо-востоке переходящим в слабовсхолмленную равнину. Этот район сложен в основном метаморфическими, вулканогенно-осадочными и

терригенно-карбонатными образованиями. Речная сеть представлена мелкими водотоками со слабо развитым комплексом террас.

Западно-Сибирская равнина (III) по тектоническому уступу отграничивается от восточного склона Урала и примыкает на западе к зоне пенеплена. Это типичная выположенная поверхность с плоскими водоразделами и широкими речными долинами; она имеет слабый уклон к востоку и северо-востоку. Абсолютные отметки междуречий постепенно уменьшаются от 230 м на западе до 101 м на северо-востоке. Здесь выделяются два района: континентально-морская цокольная (*IIIа*) и континентально-морская аккумулятивная (*IIIб*) равнины. В пределах первой долинами рек вскрыты палеозойские породы (цоколь); кроме того, фрагментарно на дневную поверхность выведены континентальные и морские отложения мела, а также преимущественно морские палеогеновые осадки. Район сравнительно интенсивно расчленен водотоками и участками имеет слабовсхолмленную поверхность. На аккумулятивной равнине (*IIIб*) палеозойские образования перекрыты мощным чехлом мезозойско-кайнозойских морских и континентальных отложений. Она представляет собой субгоризонтальную выровненную поверхность с сильно заболоченными водоразделами. Среди низменных пространств наблюдаются возвышенные участки с пологобугристо-холмистым мезо- и микрорельефом. Значительную часть этой равнины занимают озерные ванны с абсолютными отметками уреза воды от 172 до 68 м (с запада на восток). В целом рельеф здесь не обнаруживает связи со структурными и литологическими особенностями пород фундамента.

ГЕНЕТИЧЕСКИ ОДНОРОДНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Денудационная группа. К денудационным конструктурным поверхностям относятся склоны горных сооружений в зоне кряжа, созданные процессами выветривания, препарирующими складчато-разрывные структуры в доюрских метаморфических, вулканогенных и интрузивных породах. Выделяются три вида таких поверхностей. Склоновая поверхность на сложно дислоцированных породах (*1*) распространена на северо-западе площади листа, слагая большую часть зоны кряжа. Она сформировалась здесь преимущественно на метаморфитах, занимает ярус с абс. отм. 400–950 м и сложена крупноглыбовыми отложениями (десерпцием). Склоны выпуклой, округлой формы с коллювиальным и делювиальным чехлом в верхних частях, в нижних – с делювиальными шлейфами. Вдоль хребтов нередко проходят разломы глубокого заложения; иногда поверхность там фиксируется линейными корами выветривания. В геоморфологическом районе Iа такой рельеф развит на устойчивых к выветриванию кристаллосланцах и кварцитах рифея, слагающих хребты Малый Урал, Ицил и Юрма. В районах *Iб* и *Iв* десерпционные склоны горных гряд развиты на метаморфических породах архея и протерозоя, слагающих Ильменский и Игишский хребты, а также на магматитах ильмено-вишневогорского карбонатит-миаскитового комплекса ордовика, образующих Вишневые и Потанины Горы. Склоновая поверхность на существенно вулканогенных палеозойских породах (*2*) основного, среднего и кислого составов развита преимущественно в южной и

северной частях остаточных гор восточного склона Среднего Урала (район *Iв*). В субстрате преобладают базальты, андезибазальты, риолиты, туфы, туффиты, туфопесчаники и тектонические чешуи ультрамафитов. Склоны преимущественно пологие, прямолинейно- и выпукло-вогнутые. Склоновая поверхность на интрузивных породах (*3*) среднего и кислого составов приурочена к восточной части кряжа. Интрузии, прорывающие сложно дислоцированные комплексы, на дневной поверхности образуют положительные формы рельефа. Характерен возвышенно-холмистый рельеф с невысокими горными грядами (абс. отм. до 570 м), расчлененными мелкими логами и ложбинами. Там, где распространены крупные тела дунитов и габбро, являющихся устойчивыми к выветриванию (у восточной границы поверхности), наблюдаются относительно высокие горные вершины: Теплые Горы с наивысшей отметкой 573 м (гора Маук), гора Егозы (607 м), хотя и здесь преобладают пологие гряды и холмы с абс. отм. 380–520 м.

Структурные поверхности комплексной денудации (поверхности выравнивания) формируют междуречья в зоне Зауральского пенеплена и на Западно-Сибирской равнине. Субгоризонтальные их разновидности, созданные преимущественно карстовыми процессами (*4*), прослеживаются в северной и южной частях зоны пенеплена (с абс. отм. 200–250 и 350 м соответственно); они сформировались на терригенно-карбонатных породах, менее устойчивых к гипергенному разрушению. Рельеф мелкохолмистый, с блюдцеобразными западинами. Субгоризонтальные поверхности, срезающие древнее складчатое основание (*5*), распространены в зоне пенеплена на вулканогенных, осадочных, интрузивных и метаморфических породах (широкого возрастного диапазона и различного состава), длительное время находящихся под влиянием процессов химического выветривания; абс. отм. здесь 200–400 м. Характерным для этих поверхностей является широкое развитие позднемезозойских площадных кор выветривания (с гипергенным разложением первичного субстрата до глинистого состояния), имеющих значительную мощность, достигающую десятков метров.

Неравномерные подвижки в неотектонический этап и селективное выветривание привели к значительному размыву кор и выводу на поверхность блоков с отпрепарированными протерозойскими и палеозойскими телами, образующими в рельефе отдельные низкие холмы и гряды с устойчивыми к выветриванию скальными породами. Субгоризонтальные поверхности комплексной денудации на раннемеловых отложениях (*6*) имеют абс. отм. 250–300 м и также развиты в зоне пенеплена. Сингенетичные осадки представлены континентальными алапаевской (нижняя часть апта) и синарской (апт–альб) свитами, сложенными беликовыми образованиями, монтмориллонит-гидрослюдистыми глинами (с обломками кремней, известняков и линзами бурых железняков), каолинитовыми и аллитными глинами, а также бокситами (возраст свит определен по палинологическим данным). Возраст денудационной поверхности раннемеловой–четвертичный.

Подобные же поверхности сформированы на морских кайнозойских отложениях (*7*) в Западно-Сибирской низменности (по опалитовой формации – палеоцен-эоценовые серовская и ирбитская свиты) и на континентально-морских бассейновых осадках (*8*) олигоцена (куртамышская и

журавская свиты). Они имеют слабо всхолмленный рельеф с абс. отм. 230–210 м – на цокольной равнине и низменный выровненный (с микропонижениями, озерными ваннами, отдельными эрозионными останцами, участками пологобугристо-холмистого микрорельефа) на фоне отметок 200–100 м на аккумулятивной равнине. Поверхность положительных форм рельефа обычно сложена морскими осадками (кремнистые свиты палеогена). Возраст поверхностей – раннепалеогеновый–четвертичный.

Относящиеся к той же подгруппе эрозионно-денудационные склоны речных долин (*9*) приурочены к современной гидросети. Заложение и развитие их связано с плиоцен-четвертичным тектоно-климатическим этапом, характеризующимся резким усилением и усложнением неоорогенической деятельности в зоне кряжа. Поверхности имеют сложное строение и представлены чередованием аккумулятивных и эрозионно-денудационных участков. Формы склонов выпуклые, в различной степени террасированные. Процессы формирования этой поверхности продолжаются и в настоящее время. Она является самым нижним ярусом рельефа; возраст – плиоцен-четвертичный.

Аккумулятивная группа. Аккумулятивные поверхности сформированы аллювиальными, озерно-аллювиальными, озерными, фитогенными осадками и эоловыми образованиями. Древний аллювий приурочен к междуречьям, плейстоценовый – к современным долинам; лимний – к древним и современным озерным впадинам; палюстрий и лимнопалюстрий – к современным долинам и озерным ваннам. Возраст поверхностей определяется по сингенетичным образованиям биостратиграфическим методом.

Позднемиоценовая аллювиально-пролювиальная поверхность (*10*) распространена в зоне пенеплена на образованиях жиландинской свиты и приурочена к плоским или слабовсхолмленным водораздельным пространствам с абс. отм. 300–350 м. Возраст поверхности подтверждается ее сопряжением с площадями развития отложений упомянутого стратона. Ранне-среднемиоценовая озерно-аллювиальная поверхность (*11*) выделяется по распространению осадков наурзумской свиты. Она развита преимущественно в районах *IIIа* и *IIIб*, слагая полого-холмистые водораздельные пространства; к ней приурочены россыпи золота.

Эоплейстоценовая увельская эрозионно-аккумулятивная террасовая поверхность (*13*) локализована на левобережье р. Тобол; относительная ее высота 25–30 м. Площадка террасы наклонена в сторону долины и интенсивно расчленена притоками и оврагами, бровка размыта. Ранненеоплейстоценовая суерская эрозионно-аккумулятивная террасовая поверхность (*14*) развита в долине р. Тобол и приурочена к ее левому борту. Относительная высота 45–55 м (высота цоколя 15–20 м), ширина – до 1–2 км. Бровка в рельефе не выражена (размыта), тыловой шов завуалирован делювиальным шлейфом. Ранненеоплейстоценовая черноскутовская террасовая поверхность того же генезиса отмечается в среднем течении (на широтном отрезке) р. Миасс в пределах Западно-Сибирской равнины. Ширина террасы 1–3 км, относительная высота 40–50 м. Поверхность наклонена в сторону долины, интенсивно расчленена притоками и оврагами. Средненеоплейстоценовые уфимская и исетская эрозионно-аккумулятивные

террасовые поверхности (*15*) широко распространены на площади по долинам рек. Ширина поверхностей достигает 1–2 км; относительная высота соответственно 30–40 и 25–30 м (цоколя – 15–25 и 10–15 м). Террасы наклонены в сторону долины, бровки их размыты, тыловые швы в рельефе не выражены.

Средненеоплейстоценовая субгоризонтальная озерно-аллювиальная поверхность (*12*) распространена на междуречьях в западной части Западно-Сибирской низменности и на левобережье р. Тобол. В первом случае она сформирована лимноаллювием уйско-убоганской свиты и имеет меридионально вытянутые очертания. В рельефе представлена как плоскими пространствами, так и остаточными западинами, иногда с открытой водой; абс. отм. – от 300 до 100 м (с запада на восток). В бассейне р. Тобол фиксируется уйско-убоганская аккумулятивная надпойменная терраса, слабонаклоннная, с хорошо выраженным тыловым швом, нередко примыкающим к коренному склону, и эродированной бровкой. Ширина поверхности – до 23 км, относительная высота 25–35 м.

Верхненеоплейстоценовые камышловская и режевская аккумулятивные террасовые поверхности (*16*) распространены в долинах крупных рек. Ширина их варьирует от 0,5 до 5 км; относительные высоты соответственно 6–8 и 5–7 м, увеличиваясь в низовьях до 15 и 12 м. Поверхности субгоризонтальные, участками заболоченные, с мелкими озерными водоемами (древними старицами); хорошо выражены бровки и тыловые швы. Голоценовые пойменные аккумулятивные террасы (*17*) имеют ширину от 0,5–2 до 10 км (в низовьях), относительную высоту 4–6 м, горизонтальную (часто заболоченную) поверхность со старичными водоемами при тыловом шве и четко выраженной бровкой. Они обычно заливаются в половодье.

Озерные субгоризонтальные поверхности распространены в пределах Западно-Сибирской равнины. Они имеют округлую или вытянутую форму и различные размеры; развиты на отложениях: (*18*) – светлинской свиты, (*19*) – кустанайской свиты, (*20*) – батуринской свиты, (*21*) – уйско-убоганской свиты, (*22*) – кумлякской свиты, (*23*) – современных водоемов. Озерные ванны имеют разное происхождение – эрозионное, суффозионное и термокарстовое. Древние озерные днища в разной степени эродированы и не выражены в современном рельефе. Поздненеоплейстоценовые и голоценовые поверхности четко проявляются понижениями или заболоченными западинами; они часто наследуются современными озерами или болотами. Голоценовые озера развиваются также и по долинам водотоков на аллювиальных аккумулятивных террасах, где обычно связаны со старицами.

Эоловая голоценовая субгоризонтальная поверхность (*24*) в виде небольших фрагментов распространена в восточной части территории листа на Миасско-Тобольском междуречье и на правобережье р. Тобол. Она характеризуется волнистым грядово-дюнным рельефом с частыми сосновыми борами. Высота песчаных дюн и гряд – 1–5 м.

Фитогенные (палюстринные, озерно-палюстриннные) голоценовые поверхности (*25*) распространены на западе Западно-Сибирской низменности. Ширина заболоченных участков на междуречьях Зауралья достигает 11–13 км. Поверхности субгоризонтальные, слабо вогнутые.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА

Среди наиболее древних «масштабных» форм рельефа (палеоструктур) выделяются позднемезозойские эрозионно-структурные депрессии и раннемиоценовые палеодолины. Первые из них выделены А. П. Сиговым и В. С. Шубом при составлении геоморфологической карты Урала. Основным фактором их формирования считается эрозионный. Эрозия носила избирательный характер, разрабатывая понижения в наименее устойчивых породах (известняках, сланцах и т. п.), локализация которых определялась тектоническими формами складчатого субстрата, имеющими субмеридиональное и северо-восточное простирание. Доказательством этого в частности является широкое развитие древнего аллювия (мысовская свита позднего мела). В современном рельефе депрессии либо не выражены (Соболевская и др.), либо слабо выражены (Казанская и др.); иногда бывают хорошо проявлены (Уфалейская, Миасская, Архангельская, Редутовская). Они имеют ширину от 3–5 до 10–12 км, глубину вреза 10–30 м (в карстовых западинах – до 150 м). Редутовская депрессия приурочена к зоне пенеплена, берет начало у Джабык-Карагайского гранитного массива и прослежена на север на 90 км. Она хорошо выражена в рельефе и тяготеет к полосе развития сланцев и карбонатных пород нижнего карбона и силура. Борта депрессии местами совпадают с линиями разломов. Сингенетичными и синхронными осадками во время заложения являются бокситы, каолиновые глины, кварцевые пески, галечники альбско-сеноманского возраста. Максимальная суммарная мощность покровных отложений в пределах депрессии достигает 100–150 м (в карсте), в среднем же она составляет около 10 м. Судя по уклону ее днища, сток воды осуществлялся с юга на север.

Раннемиоценовые палеодолины как наследуют вышеназванные субмеридиональные эрозионно-структурные депрессии, так и имеют самостоятельное заложение с другим (нередко субширотным) простиранием. Ширина палеодолин – от 2 до 10 км, глубина вреза в подстилающие породы – до 25 м; борта снивелированы эрозией, и они практически не проявляются в современной скульптуре рельефа. К субсинхронным образованиям относится аллювий наурзумской свиты. Примером может служить Миасская палеодолина, выделенная в Зауральском пенеплене (район *IIа*) вдоль одноименной реки по распространению отложений упомянутого стратона. Эта форма частично наследует позднемезозойскую меридиональную депрессию того же названия. Значительные площади наурзумских пород откартированы восточнее Аргазинского водохранилища, где с давних времен ведутся разработки россыпного золота (Байрамгуловские россыпи). Ширина палеодолины здесь 2–4,5 км (в раздувах – до 13 км), абсолютные отметки днища – 280–300 м. Поверхность ее представляет собой слегка всхолмленную равнину, развитую на корах выветривания по палеозойским парасланцам.

Структурно-денудационные уступы дизъюнктивного характера пользуются значительным распространением и, как правило, приурочены к границам геоморфологических подразделений; они четко прослеживаются на востоке зоны кряжа, а также между районами остаточных гор осевой части и восточного склона Среднего Урала.

Карст имеет широкое развитие в пределах пенеплена и приурочен к выходам палеозойских карбонатных пород. Наблюдается большое разнообразие карстовых форм – как по возрасту, так и по морфологии. Мезозойский карст характерен для зоны пенеплена; воронки заполнены беликовыми образованиями, бокситами и каолиновыми глинами. Пространственно его проявления часто приурочены к эрозионно-структурным депрессиям. Выражается карст многочисленными сравнительно небольшими углублениями и провалами неправильной формы или округлых очертаний (воронки, клинья и др.). Отдельные карстовые полости достигают больших размеров: несколько сот метров в длину и ширину при глубине 100–150 м (северо-восточнее оз. Урефты, Редутовская депрессия и др.).

Неогеновый карст пространственно тяготеет к раннемиоценовым речным палеодолинам в зоне пенеплена. Оживление тектонической активности и потепление климата способствовало подновлению однотипных мезозойских форм, о чем свидетельствует наличие миоценовых осадков в разрезе толщ, заполняющих многие древние карстовые просадки.

Четвертичные карстовые формы развиваются в долинах современных рек, вскрывающих карбонатные породы. Здесь выделяются блюдцеобразные просадки, воронки, пещеры, провалы. Глубина проникновения молодого карста небольшая (1,5–6 м).

Отпрепарированные гребни и гряды, сложенные устойчивыми к выветриванию кристаллическими сланцами, кварцитами и другими породами, наблюдаются на вершинах хребтов Юрма, Ицил и др. Останцы выветривания, также сложенные устойчивыми образованиями, наблюдаются в зоне кряжа и на Зауральском пенеплене.

Техногенные формы рельефа достаточно разнообразны и представляют собой искусственные водоемы, дамбы, плотины, карьеры и их отвалы, насыпи, терриконы, эйфеля и хвосты.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Для рассматриваемого района она устанавливается с мезозоя. Позднемезозойско-палеогеновый тектоно-климатический этап формирования рельефа связан с окончательным переходом территории в платформенную фазу развития. Он характеризуется поднятием будущей зоны кряжа (с последующей существенной дифференциацией его поверхности), денудационным выравниванием зоны пенеплена с образованием площадных мезозойских кор выветривания, а также заложением структурно-эрозионных депрессий, в которых накапливались континентальные осадки алапаевской толщи, синарской и мысовской свит. Отпрепарированный Зауральский пенеплен (восточная его часть) и Западно-Сибирская равнина в течение мезозоя, палеоцена и эоцена испытывали в целом медленное эпейрогеническое погружение, сопровождавшееся морскими трансгрессиями с образованием довольно мощных осадочных толщ.

В олигоценовый тектоно-климатический этап обширные пространства испытывают общее поднятие. На площади сохранялся грубо расчлененный рельеф, продолжалось денудационное выполаживание склонов и вынос

рыхлого материала. Олигоценовая речная сеть наследовала эрозионно-структурные депрессии, заложенные в мезозое. После отступления моря с территории отпрепарированного пенеплена мелководные осадки были в значительной мере смыты, и на субаэральный уровень выведены реликты древних поверхностей выравнивания. Данная регрессия обусловила образование аккумулятивных прибрежно-морских (пляжевых) поверхностей, сложенных кварцевыми песками куртамышской свиты в пределах Западно-Сибирской равнины и их аналогами озерного типа – в зоне пенеплена. Миоценовый этап был тектонически спокойным и характеризовался умеренно теплым аридным климатом, способствующим формированию многочисленных озерных ванн, развитию денудационных процессов и педипленизации территории.

Последний (плиоцен-четвертичный) этап отмечен резким усилением тектонических движений и похолоданием климата. В течение этого времени рассматриваемая площадь испытывала движения преимущественно положительного знака, особенно интенсивные в зоне кряжа. Следствием этих подвижек явилось заложение новой речной сети современных очертаний, сформировались нынешние горы и хребты. Поднятия сводового типа в четвертичное время были осложнены разрывными нарушениями и носили дифференцированный блоковый характер. Многие тектонические швы отвечают границам геоморфологических районов, эрозионно-структурных депрессий (Кундравинская и др.) и выражены в рельефе уступами, перепадами высот. Происходит понижение базиса речной эрозии с врезанием тальвегов до пород фундамента. В зоне пенеплена некоторые водотоки наследуют раннемиоценовые речные долины. Амплитуда поднятий в области кряжа достигала 250 м, в районах Зауральского пенеплена – 150–200 м. Амплитуды вертикальных голоценовых движений измеряются единицами метров. С этим периодом связано возникновение пойменных террас (с формированием россыпей золота и циркона), образование новых водоемов (с накоплением в зонах погружения торфа и сапропеля), усиление трещиноватости и, как следствие – возрастание водообильности. Неоорогенические дислокации, преобразующие ландшафты, продолжаются по настоящее время.

Современные тектонические движения проявлены в Челябинском грабене, где в диапировых складках вместе с углями участвуют и четвертичные отложения. Долговременной высокоточной нивелировкой (1925–1980 гг.) установлены как разнонаправленные вертикальные перемещения земной поверхности в различных частях площади (со скоростью до 12 мм в год), так и общее погружение обширной области Южного Зауралья, включающей и данную территорию, со скоростью 6–8 мм в год («Карта современных движений земной коры» – ред. Л. А. Кашин, 1989).

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа N-41 (особенно в его западной части) выявлено и с разной степенью детальности изучено большое количество месторождений, проявлений, пунктов минерализации и геохимических ореолов горючих, металлических и неметаллических полезных ископаемых, минерализованных и пресных подземных вод. Масштаб карты не позволил разместить в некоторых её частях все известные объекты, поэтому отображены лишь наиболее известные и перспективные из них. Всего на регистрационной карте полезных ископаемых показано 1118 объектов различного ранга, из которых 687 коренных месторождений, 60 россыпей, 310 проявлений, 52 пункта минерализации и девять первичных геохимических ореолов. Учитывая большую загрузку, карта представлена на двух листах: «разведены» объекты минерального сырья, относящиеся к доплиоценовому и плиоцен-четвертичному возрастным уровням.

В пределах листа в разные годы осуществлялась добыча каменного и бурого угля, торфа, железа, хрома, меди, ниобия, циркония, золота, урана, кварца, барита, флюсового известняка, полевого шпата, каолина, кианита, абразивных и огнеупорных материалов, мусковита, вермикулита, талька, графита, поделочных камней, строительных и формовочных материалов, кварцита, подземных пресных и минеральных вод и лечебных грязей. В настоящее время многие из этих месторождений уже выработаны, другие (по техническим или экономическим причинам) законсервированы и заброшены. Практический интерес представляют сейчас месторождения бурого угля, меди, редких металлов, золота, урана, кварца, флюсового, керамического, огнеупорного и горнотехнического сырья, строительных материалов, подземных пресных и минеральных вод и лечебных грязей. Разработка многих из них производится в настоящее время. Ниже приводится краткая характеристика наиболее типичных и перспективных объектов.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Представлены проявлениями нефти и газа, месторождениями и проявлениями каменного и бурого угля, торфа.

УГЛЕВОДОРОДНОЕ СЫРЬЕ

Нефть. Признаки нефтеносности в пределах листа были установлены при проведении геологоразведочных работ на уголь на площади Челябинского буроугольного бассейна. При проходке многих разведочных скважин (свыше 60) среди угленосных триасовых отложений вскрыты различной мощностью (от 0,5 до 50 м) пласты обломочных терригенных пород с признаками нефтеносности в виде жидкой газированной или окисленной нефти, полужидких и твёрдых битумов. В процессе специализированных поисков трестом «Тюменьнефтегеология» (1952–1955 гг.) обнаружено несколько новых проявлений нефти, из которых наибольший интерес представляло проявление скв. К-2 (II-2-107), выявленное на «Ерофеевской площади»; там серией скважин были пересечены песчаники и конгломераты, пропитанные нефтью. При испытаниях в указанной скважине (горизонт 251,0–258,0 м) получено 3800 л нефти с удельной плотностью 0,880 г/см^3, содержащей 86,02% углерода, 12,97% водорода, 1,01% кислорода и следы серы [70, 72]. Предполагалось, что нефть образовалась в палеозойских отложениях, а в триасовые осадки мигрировала по разрывным нарушениям, которые являлись, вероятно, и основной причиной разрушения ловушек для крупных залежей. Проявления нефти в палеозойских образованиях отмечались и в северной части Челябинского грабена (II-2-12), где двумя скважинами вскрыты сильно окремнённые и трещиноватые породы; в трещинах отмечались примазки битумов, а в закрытых пустотах – капли жидкой нефти.

Газ горючий. Известно одно проявление (I-2-61), расположенное в северной части Челябинского грабена на площади Сугоякского буроугольного поля. Там были пробурены три близко расположенные скважины, во время проходки которых (и даже 5 лет спустя) происходило выделение свободного газа. Газ содержал: CH_4 – 64,0–90,6%; CO_2 – 0,2–0,8%; N_2 и редкие компоненты – 9,1–34,9%; дебит достигал 1,6 м^3/сут [72].

ТВЁРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. В пределах территории листа N-41 расположены 12 объектов каменного угля, приуроченные к выходам терригенных нижневизейских отложений (брединская свита), преимущественно на юго-западе описываемой территории. Здесь находятся Бородиновское (IV-1-60), Полтавское (V-1-32), Брединское (VI-1-25) месторождения и восемь (из девяти) проявлений. Все месторождения характеризуются сходным геологическим строением и незначительными запасами [65, 97, 98].

Более изученным из них является месторождение Брединское, первые сведения о котором относятся к 1854 г., однако систематические его исследования начались с 1927 г., а с 1931 г. – эксплуатация, продолжавшаяся до 1959 г. За это время было добыто 1,6 млн т угля. В составе нижневизейских продуктивных отложений выделены три «литологические толщи»: подугленосная, собственно угленосная и надугленосная. Первая сложена

терригенными грубообломочными породами. Вторая представлена песчаниками, алевролитами, аргиллитами с большим количеством прослоев углисто-глинистых сланцев и пластов каменного угля (общая мощность «угленосной толщи» 450–500 м). Выше без видимого перерыва залегают преимущественно морские осадки. Угленосные отложения тектонически нарушены, особенно интенсивно вблизи Тарутинско-Наследницкого разлома, где отмечаются наиболее крутые углы падения слоистости и сланцеватости, большое количество мелких дизъюнктивных дислокаций. По результатам разведочных работ на месторождении было выявлено 35 пластов угля, из которых 14 достигали рабочей мощности. Пласты характеризуются сложным строением, толщина отдельных слоёв угля изменяется от 0,5 до 1,8 м (в раздувах до 3,5 м). Угли обычно представлены антрацитами, в разной степени графитизированными. Среди них отмечены массивные, слоистые, брекчиевидные и землистые разности [65]. Балансовые запасы угля утверждены в 1944 г. в количестве 5174 тыс. т, забалансовые – 7645 тыс. т. В 1960 г. после прекращения эксплуатации все запасы месторождения были переведены в забалансовые, а в 1972 г. сняты с учёта как утратившие промышленное значение.

Уголь бурый. Все месторождения этого вида сырья расположены в Челябинском буроугольном районе (бассейне), приурочены к раннемезозойским отложениям, выполняющим одноименный грабен, который протягивается в субмеридиональном направлении на расстояние около 170 км при максимальной ширине до 15 км. Впервые в его пределах бурый уголь был обнаружен И. И. Редикорцевым в 1832 г., а промышленная эксплуатация началась с 1907 г. Вся площадь грабена разделена на восемь угольных полей (Сугоякское, Козыревское, Копейское, Камышинское, Коркинское, Еманжелинское, Кичигинское, Тогузакское). Промышленная угленосность установлена в первых семи из них. Месторождения объединяют ряд шахтных участков; многие шахты уже закрыты из-за отработки запасов, нерентабельности добычи или сложных геолого-технических условий [70, 72].

Угленосная формация бассейна сложена ритмично переслаивающимися триас-нижнеюрскими континентальными (первично речными, озёрными и болотными) отложениями общей мощностью до 4000 м. В разрезе выделяется четыре крупных цикла осадконакопления, соответствующие калачёвской, козыревской, коркинской и сугоякской свитам. В основании каждой из них залегают базальные безугольные горизонты, в составе которых преобладают аллювиально-пролювиальные песчано-конгломератовые образования мощностью от 100 до 400 м. В вышележащих угленосных частях свит (мощностью 300–1000 м) доминируют болотно-озёрные отложения, содержащие пласты угля разной мощностью и различного строения – от простого (однопачечного) до многопачечного. Промышленные пласты распределены неравномерно; участки максимальной их концентрации (центры угленакопления) удалены один от другого на многие километры. Общая мощность пластов в таких центрах достигает десятков (Батуринский, Куллярский, Красносельский) и даже сотен (Коркинский) метров. По простиранию и падению мощные залежи расщепляются на

отдельные сложнопостроенные «угольно-породные зоны» (пачки); продуктивные слои разубоживаются и утоняются до полного выклинивания.

Из названных стратонов наименее угленосна калачёвская свита. Угольные пласты (около 20) в ней небольшой мощностью (0,8–6,7 м), характеризуются сложным многопачечным строением и невыдержанностью по падению. Повышенной продуктивностью отмечена козыревская свита, в составе которой выявлено свыше 30 угольных пластов, около 20 из них достигают промышленной мощности. Максимальной угленосностью (коэффициент угленосности – 32,2%) обладает коркинская свита; здесь выделено 44 пласта, среди которых наиболее мощные для бассейна в целом (Коркинский, Батуринский, Куллярский, Красносельский и др.). Это сложно построенные угольные залежи, которые по падению и простиранию быстро расщепляются на менее мощные, но более устойчивые по этому параметру угольные пачки.

Пласт «Коркинский» (одноименное месторождение – II-2-76) в своей компактной части достигал мощности 200 м, «Батуринский» (II-2-103) – 70 м, пласты «Куллярский» и «Красносельский» (III-2-4) – 40 и 50 м. На Копейском (II-2-40) и Камышинском (II-2-52) месторождениях угольные пласты более равномерно распределены в разрезе коркинской свиты и характеризуются сравнительно выдержанной мощностью, не превышающей 5 м. Продуктивные отложения сугоякской свиты развиты преимущественно в северной части бассейна, на юге они сохранились фрагментарно. На этом уровне выявлено свыше 50 угольных пластов, среди которых 37 достигают промышленной мощности, из них 24 эксплуатируются или уже отработаны. Все угленосные подразделения осложнены разномасштабной складчатостью (залегание угольных пластов от субгоризонтального до вертикального) и сеткой продольных, поперечных и диагональных разрывов; среди последних наиболее древними и протяжёнными являются продольные нарушения.

По составу угли бассейна гумусовые, бурые (Б3) высокой степени углефикации (переходные к каменным), представлены в основном кларенами. Зольность изменяется от 16 до 41%, влажность 11,8–18,4%, выход летучих – 37,9–52,7%; низшая теплота сгорания – 10,8–14,7 МДж/кг. На 1.01.2009 г. суммарные балансовые запасы бурого угля (всех категорий) по Челябинскому бассейну оценивались в количестве 564 558 тыс. т (в том числе по категориям: А – 17 543 тыс. т; В – 223 585 тыс. т; C_1 – 323 430 тыс. т; C_2 – 27 870 тыс. т); забалансовые запасы составляют 37 506 тыс. т.

Торф. Балансом учитываются 80 месторождений торфа различной величины. Они приурочены к площадям болот, заболоченным частям современных озёр, долин рек и ручьев. Продуктивные залежи месторождений преимущественно низинного типа, состав торфа в них осоковый, гипново-осоковый, сфагново-осоковый, редко с тростником. Торф этих месторождений может использоваться в качестве топлива или органического удобрения [58, 107].

Наиболее крупным объектом является месторождение Булатовское (I-1-152), расположенное в пойме р. Зюзелга в 12 км северо-восточнее

пос. Аргаяш. Площадь месторождения в нулевой границе – 18,8 км^2; в границе промышленной глубины – 11,5 км^2; максимальная мощность залежи – 5 м; средняя – 1,63 м; объём торфа-сырца – 18 799 тыс. м^3; запасы – 3542 тыс. т. Средняя степень разложения торфа – 29%; зольность – 15%; влажность – 88,1%; pH – 7,6–5,5. С 1964 г. месторождение отрабатывалось Аргаяшским торфопредприятием; в настоящее время лицензия на право разработки выдана ОАО «Челябоблтоппром», однако в последние годы добыча торфа не производилась. Лицензия на право разработки Селяевского месторождения (I-1-167) выдана ОАО «Агрохимик».

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Представлены подгруппами: чёрными, цветными, редкими, благородными металлами, редкоземельными и радиоактивными элементами.

ЧЁРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Известные на территории месторождения проявления и пункты минерализации относятся к семи рудным формациям. Наиболее широко на площади листа распространены железорудные объекты скарново-магнетитового типа; они представлены 10 месторождениями, а также 14 проявлениями и пунктами минерализации.

Среди первых в настоящее время эксплуатируется одно месторождение – Теченское (I-2-30), расположенное в Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне [72]; локализовано оно вблизи субмеридионального Теченского разлома. Рудное поле сложено теченской (лавы и туфы различного состава), карагайлинской (разнообломочные терригенные, кремнистые и карбонатные породы) и кургинской (осадочно-вулканогенный парагенез) толщами; поблизости от месторождения (на расстоянии 1,5–2 км) расположены Калдинский и Надыровомостовский гранитоидные массивы. Оруденение размещается в скарнах и скарнированных породах; среди первых выделяются гранатовые, пироксеновые и эпидотовые. Минерализованные зоны залегают согласно с простиранием вмещающих пород и имеют крутое (70–80°) восточное и юго-восточное падение. На месторождении выделяются магнетитовые руды (содержащие более 50% Fe); богатые рудные скарны (от 30 до 50% Fe) и бедные рудные скарны (от 20 до 30% Fe). Они образуют 17 тел, объединенных в четыре рудные залежи; наибольшее значение имеет залежь № 3, вмещающая основные запасы месторождения. Она состоит из шести рудных тел; наиболее продуктивным является тело № 14, имеющее длину по простиранию 520 м, протяженность по падению – 650 м, мощность – от 60 до 130 м; на глубине около 700 м отмечалось его расщепление и выклинивание. По текстурным особенностям руды разделяются на сплошные (массивные), брекчиевидные, вкрапленные и полосчатые. Кроме первичных руд в северной части залежи № 3 отмечены полуокисленные руды и рудные скарны. Минеральный состав руд довольно однообразный: главным минералом является магнетит (в полуокисленных

разностях – мартит и лимонит), в меньших количествах присутствуют сульфиды – пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит. Из нерудных компонентов отмечаются гранат, эпидот, пироксен, амфибол, хлорит, кальцит, плагиоклаз и др. Среди попутных элементов практический интерес представляет только кобальт, среднее содержание которого в рудных залежах изменяется от 0,009 до 0,034 %; основными концентраторами кобальта в рудах являются пирит, пирротин, галенит, в магнетите его концентрация от 0,002 до 0,023 %. Среднее содержание железа (валового) по залежам: в магнетитовых рудах – от 53,54 до 55,84 %; в богатых рудных скарнах 35,94–39,84 %; в бедных рудных скарнах 24,6–26,23 %. Запасы железных руд месторождения (категорий $B+C_1$) после окончания разведки оценивались в 83,7 млн т.; объект эксплуатируется Магнитогорским металлургическим комбинатом с 2008 г.

Находящееся в 3 км юго-западнее однотипное Таскинское месторождение с запасами 6,6 млн т (C_1+C_2) в настоящее время рассматривается как часть Теченского месторождения. Расположенные у северной рамки площади листа в той же минерагенической зоне разрабатывавшиеся ранее малые Зырянкульское (I-2-4) и Кульмяковское (I-2-10) месторождения обладают незначительными запасами и не представляют практического интереса [72]. Не имеют промышленного значения месторождение Поперечинское (VI-1-36) у южной границы площади, а также находящиеся западнее (в Верхотурско-Новооренбурской МЗ) Маскайское (II-1-106) и Краснокаменское (III-1-5) месторождения [65, 83, 86].

В восточной половине площади листа, на территории Курганской области железорудные объекты этого типа сосредоточены в пределах Глубоченской железорудной зоны (Западно-Сибирская провинция). Они приурочены к вулканогенно-осадочным образованиям нижнекаменноугольной валерьяновской толщи. Здесь выявлено четыре месторождения (Петровское – II-5-1, Медвежьеозёрское – II-5-3, Берёзовское – II-5-7, Глубоченское – II-4-12) и четыре проявления скарново-магнетитового типа [44, 45, 46]. Оруденение везде характеризуется довольно однородным минеральным составом и близкими структурно-текстурными особенностями. Преобладают бедные и средние магнетитовые руды с содержанием железа от 20 до 40 %; лишь на Медвежьеозёрском и Берёзовском месторождениях отмечались богатые (до 50 % железа) руды. Главным рудным минералом является магнетит; фиксируются также мартит, маггемит, гематит, мушкетовит, титаномагнетит и ильменит. На месторождениях широко развита и сульфидная минерализация (пирит, халькопирит, пирротин, халькозин, валлериит, молибденит, ковеллин, борнит, сфалерит и галенит), с которой связаны повышенные содержания меди (Берёзовское и Глубоченское месторождения), свинца и цинка (Петровское).

Наибольший интерес представляет месторождение Петровское, выражающееся магнитными аномалиями, окаймляющими с востока и юго-востока зону повышенных значений поля силы тяжести. Объект в плане имеет сложную форму, максимальная его протяженность с севера на юг – 6 км, с запада на восток – 5,5 км. Месторождение состоит из двух участков: Северного и Южного. Рудовмещающие верхневизейские образования

перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских отложений мощностью 440–500 м. Залегание пород невыдержанное, что вызвано интенсивной блоковой тектоникой. Доминируют дизъюнктивные нарушения северо-восточного и субширотного направлений. В палеозойском разрезе преобладают вулканиты основного и среднего составов; рудовмещающая пачка интенсивно изменена (альбитизация, скарнирование, амфиболизация, хлоритизация); среди скарнов преобладают пироксен-гранатовые разности. Минерализованные зоны месторождения имеют пологое (до 30°) залегание, согласное с напластованием вмещающих пород. Оруденение обладает значительным (до 350 м) вертикальным размахом. Скважинами подсекалось от одного до семи рудных тел суммарной мощностью от 7,8 до 76,1 м со средним содержанием железа 30,5–40,04 %. Руды бедные и средние с пятнистой и полосчатой текстурой. Кроме магнетита в них отмечались пирит и халькопирит, реже пирротин, галенит и сфалерит. Оценены запасы (категории C_2 – 552 млн т) и прогнозные ресурсы (категорий P_1+P_2 – 328 млн т) железных руд (при среднем содержании железа в рудах 34,03 %).

Железорудные объекты, относящиеся к формации железистых кварцитов, расположены на восточном и западном крыльях Уфалейского антиклинория вблизи контактов нижнепротерозойских свит с обрамляющими среднерифейскими стратонами. Железистые кварциты залегают обычно в виде сближенных пластообразных, линзообразных или жилообразных тел, приуроченных к зонам тектонической и метасоматической проработки, особенно интенсивной на границе гнейсового ядра и сланцевого обрамления [71]. Известно четыре малых (ранее разрабатывавшихся) месторождения: Маукское (I-1-22), Бароновское (I-1-44), Теплогорское (I-1-65) и Уфимское (I-1-85); наиболее изученным является первое из них.

Месторождение Маукское находится на северном замыкании Кизильской антиклинали в зоне тектонического контакта мигматитов и гранитогнейсов слюдяногорской свиты с гранат-слюдяно-кварцевыми сланцами куртинской свиты. Оруденение приурочено к сближенным субпараллельным пластовым интрузиям апопироксенитовых гранатовых амфиболитов, смятых в отлогие складки, и локализуется на крыльях брахиантиклинали, окаймляя её гранитогнейсовое ядро. Рудная залежь имеет мощность до 5,5 м и характеризуется сложным строением. Главное рудное тело (мощностью 1,5–1,7 м) вскрывалось в старых карьерах и прослежено на 200 м; мощность других тел 0,2–0,5 м. Залегают они согласно с вмещающими породами, полого погружаясь на восток и юго-восток; сложены магнетитом, гематитом и нерудными минералами: кварцем, реже карбонатом, гранатом, эпидотом, биотитом, апатитом, эгирином, плагиоклазом, флогопитом. По минеральному составу среди руд выделяются кальцит-магнетитовые, магнетит-кварцевые, магнетит-гематит-кварцевые и гематит-кварцевые. Содержание железа (валового) в магнетит-кварцевых рудах колеблется от 29,2 до 51,31 %; в магнетит-гематит-кварцевых – 33,6–53,67 %; гематит-кварцевых – 31,44–50,2 %. До 1917 г. месторождение разрабатывалось двумя небольшими карьерами; штабеля добытой руды (около 5 тыс. т) до сих пор находятся у карьеров. Прогнозные ресурсы (категории P_2) железных руд до глубины 50 м оценивались в 8 млн т.

Кремнисто-железорудная формация представлена на описываемой территории одним проявлением – Вишневским (III-1-63), приуроченным к кремнистым сланцам шелудивогорской толщи. Вскрыты три линзы кварц-гематит-магнетитовых руд мощностью 8–12 м и протяжённостью 40–70 м. Вмещающие породы претерпели значительные изменения и представлены в висячем боку кварц-серицитовыми, в лежачем – хлоритовыми метасоматитами [83]. Содержание валового железа в рудах достигает 22 %.

Значительным распространением в пределах листа пользуются железорудные объекты, продуктивные толщи которых сложены бурыми железняками. Они принадлежат к двум бурожелезняковым рудным формациям: кор выветривания и оолитовой. К первой из них относятся шесть малых месторождений и три проявления, в основном приуроченные к зонам контактов (часто тектонических) терригенных и карбонатных отложений. Рудные залежи в виде пласто- и линзообразных тел и гнёзд различной формы залегают среди выветрелых сланцев (существенно серицитовых, тальковых, слюдисто-хлоритовых, слюдисто-кварцевых), серпентинитов и амфиболитов, а также в мраморизованных известняках. В XIX–XX веках эти месторождения разрабатывались карьерами или шахтами до глубин 20–32 м. Бурые железняки содержат Fe_2O_3 в количестве от 39 до 64,22 %; P_2O_5 – от 0,15 до 0,72 %; SO_3 – от 0,02 до 0,39 %; MnO – до 4,24 % [71, 72, 86].

Характерным примером этой формации представляется месторождение Буровское (II-1-115), локализованное в глинистой коре выветривания тёмных (углистых?) филлитовидных сланцев. Здесь отмечаются многочисленные линзовидные рудные тела (мощностью 0,5–3 м), сложенные лимонитом и лимонитизированными филлитами. Тела прослежены на десятки метров, а общая их мощность превышает 10 м. Протяжённость минерализованной зоны – около 600 м. Содержание Fe_2O_3 в бурых железняках до 82,64 %. Месторождение отработано на глубину 20–25 м. Прогнозные ресурсы объекта (категории P_1) до глубины 150 м оцениваются в 3,4 млн т руды [86].

К бурожелезняковой оолитовой формации отнесены три месторождения, причём два из них (Ново-Казакбаевское – I-2-9 и Архангельское – II-1-81) приурочены к «беликовым» отложениям алапаевской толщи нижнего мела, а Синаро-Теченское (I-3-2) располагается в песчаных породах верхнемеловой фадюшинской свиты. Рудные тела месторождений, как правило, сложены бурыми железняками оолитового, скорлуповатого, радиально-лучистого и натечного строения; они образуют гнёздообразные залежи неправильной формы (до 150 × 50 м) при мощности от 2 до 7 м. Содержание общего железа в рудах – от 48 до 53,74 %; отрабатывались объекты открытым способом – небольшими карьерами [72, 86]. На Синаро-Теченском месторождении [54] большая часть залежи расположена севернее описываемой территории. Рудное тело средней мощностью 2 м залегает в основании фадюшинских отложений на глубинах 77–138 м. Руды представлены оолитовыми песчаниками гидрогётитового, глауконит-гидрогётитового и гидрогётит-сидеритового составов. Средние содержания компонентов в них (%): SiO_2 – 32,55; TiO_2 – 0,21; Fe_2O_3 – 35,3; P – 0,58; S – 0,08; ппп. – 11,48.

Прогнозные ресурсы (категорий P_1+P_2) этого месторождения оценивались в 523,8 млн т руды.

Сидеритовая рудная формация в пределах листа представлена одним проявлением (скв. 70 – V-1-59) и тремя пунктами минерализации (III-3-4, 5, 6), не имеющими практического значения [42, 98]. Проявление установлено в скважине, где среди образований коры выветривания (по терригенно-карбонатным породам) вскрыты маломощные линзы сидерита. Пункты минерализации также зафиксированы в скважинах; тонкие (0,1–0,2 м) прослои сидерита приурочены там к отложениям чеганской и синарской свит.

Медно-магнетитовое оруденение развито на проявлении Новотемирское (IV-1-39), приуроченном к серпентинитам Куликовского массива [97]. Линзовидное тело (мощностью около 10 м) массивных и густовкрапленных руд сопровождается хлорит-пренит-пироксеновыми и хлорит-везувиан-пироксеновыми метасоматитами по жильным габброидам среди ультрамафитов. Рудная формация не определена. В массивной руде (Fe_2O_3 – до 69,5%) содержится до 90% магнетита и около 1% халькопирита; в густовкрапленных разновидностях (Fe_2O_3 – до 44,8%) магнетит составляет до 60%, халькопирит – около 3%. Нерудные минералы представлены серпентином, тальком, хлоритом, реликтами пироксена. С поверхности залежь отработана.

Железо, хром. Оруденение этого типа относится к хромитовой дунит-гарцбургитовой формации и представлено никельсодержащими хромит-магнетитовыми рудами Камышевского (I-1-125) и Муртазинского (I-2-43) проявлений, приуроченных к небольшим массивам апогарцбургитовых хризотиловых и хризотил-антигоритовых серпентинитов [71, 72]. Первое из них локализовано среди небольшого (1600×250–280 м) линзообразного тела ультрамафитов субширотного простирания; там выявлены 13 рудных залежей мартитизированных хромит-магнетитовых руд. Они имеют линзообразную (реже неправильную) форму, протяжённость – от 20 до 80 м, видимая мощность – 4–14 м; простирание субширотное и северо-восточное с крутым падением в северных румбах. Центральные части тел сложены сплошными (50–55% рудных минералов), а краевые части – прожилково-вкрапленными (10–50%) рудами. В первых средние содержания (%): $Fe_{вал.}$ – 31,12, Cr_2O_3 – 5,81, Ni – 1,27 (в том числе сульфидного никеля – 0,19), Co – 0,052, в прожилково-вкрапленных рудах $Fe_{вал.}$ – 17,22, Cr_2O_3 – 2,22, Ni – 0,85, Co – 0,031. В рудах присутствует небольшое количество (до 0,08 г/т) платины. Объект разведывался; авторские запасы железных руд определялись в 2,4 млн т, запасы никеля – 27 тыс. т.

Железо, титан. Данное сочетание полезных компонентов представляют три проявления магматического типа, приуроченные к измененным (амфиболизация, эпидотизация) породам основного состава. Они относятся к титан-железорудной мафитовой рудной формации. На проявлении Куртинское (I-1-17) оруденение локализовано в субширотном теле апогаббroидных амфиболитов, внедренном в сланцы куртинской свиты. Среди амфиболитов

выделяются цоизитовые (лежачий бок) и гранатовые (висячий бок тела) разности; к последним приурочена ильменит-магнетитовая минерализация, более интенсивная в центральной части интрузии. Руды преимущественно редковкрапленные и густовкрапленные (свыше 30% титан- и железосодержащих минералов); среди них отмечались маломощные (до 0,3 м) линзы массивных руд. Более широко распространены редковкрапленные разности, залегающие в висячем боку и на флангах рудного тела. Густовкрапленные ильменит-магнетитовые (в центральной части залежи размером 97×14 м) и ильменит-гематитовые (по ее периферии) руды прослежены на 200 м при средней мощности 58 м. Последние залегают также и среди редковкрапленных руд. Рудные минералы, кроме названных, представлены рутилом и сульфидами [71]. По результатам разведочных работ (1954 г.) было оконтурено продуктивное рудное тело северо-восточной ориентировки протяженностью 290 м при ширине от 100 до 200 м; изучено оно на глубину до 280 м, авторские запасы железных руд оценивались в 40,6 млн т. Средние содержания полезных компонентов принимались – в запасах категории C_1: $Fe_{вал.}$ – 19,43%; TiO_2 – 4,63% (запасы – 1881,5 тыс. т); V_2O_5 – 0,09% (запасы – 36,6 тыс. т); в запасах категории C_2: Fевал. – 17,26%; TiO_2 – 3,79% (запасы – 830,2 тыс. т); V_2O_5 – 0,06% (запасы 12 тыс. т). Из-за небольших запасов и сравнительно низких концентраций железа, титана, ванадия объект практического интереса не представляет.

Ещё два проявления (Буринское – I-2-12 и Каинкульское – I-2-25) расположены восточнее, в пределах Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоны; приурочены они к полям изменённых пироксенитов и габброидов в обрамлении Калдинского и Буринского массивов [72]. На Буринском проявлении минерализованная зона (мощностью 32 м) содержит вкрапленность титаномагнетита в крупнозернистом меланократовом габбро. В 75 м восточнее скважинами были вскрыты минерализованные габбро, среди которых отмечалась протяженная линза (мощностью до 1,6 м) массивных титаномагнетитовых руд. Прожилково-вкрапленные руды содержат (%): Fe_2O_3 – 20,32–61,79; TiO_2 – 1,49–2,78; V_2O_5 – 0,13–0,42; в массивных рудах концентрация Fe_2O_3 составляет 47,55–61,48%.

Марганец. Известно четыре проявления, из которых два относятся к терригенно-кремнистой рудной формации, а два – к формации марганценосных кор выветривания. Объекты первой из них в одном случае приурочены к телам яшмовидных кварцитов, содержащих обломки и гнёзда родонита, пиролюзита и псиломелана (Чебаркульское – II-1-98) и залегающих среди глинистых сланцев [86]; в другом – к линзам кварц-гематитовых пород с прожилками псиломелана и родохрозита (Коелгинское – III-1-4), находящимся в поле кварц-серицитовых сланцев [83]. Содержание марганца в рудах изменяется в широких пределах – от 1,5% (вкрапленность в кварц-гематитовых породах) до 44% в гнездовидных выделениях рудных минералов.

Оруденение гидрогенно-инфильтрационного типа локализовано в корах выветривания гематит-кремнистых туффитов [83], залегающих среди андезитов (проявление Северо-Целинное – III-1-79), или в ожелезнённых глинистых корах по туфобрекчиям [108] (проявление скв. 72 – III-2-45).

Содержание марганца в выветрелых породах составляет 16–29%, в невыветрелых туффитах – от 2 до 5%. Проявления оценивались как бесперспективные из-за незначительных масштабов минерализации.

Хром. На рассматриваемой территории хромовое оруденение представлено 12 малыми месторождениями, 12 проявлениями и одним пунктом минерализации. Они приурочены к разной величины массивам серпентинизированных ультрамафитов куликовского, сакмарского, таловского, чебаркульско-казбаевского, дружининского, каргапольского комплексов. Хромиты локализованы в небольших (длиной от 4 до 240 м, мощностью от 0,3 до 17 м) изометричных, жилообразных, линзообразных и штокообразных рудных телах, а также в виде вкрапленности разной интенсивности. Запасы руд на месторождениях оценивались от нескольких тыс. т до 359 тыс. т; содержание в них Cr_2O_3 – от 17,8% (в бедновкрапленных рудах) до 59% (в сплошных рудах) при разном количестве попутного железа (FeO – от 0,41 до 51,31%). Большинство объектов разрабатывалось в разные годы старателями и различными предприятиями до глубин в несколько десятков метров; многие из них полностью выработаны. В настоящее время балансом учитываются запасы только двух месторождений: Лысогорского и Татищевского.

Месторождение Лысогорское (Кыштымское, 306 квартал) (I-1-96) связано с ультраосновными породами сакмарского комплекса. Рудные тела мелкие, чёткообразной, линзообразной и клиновидной формы; протяжённость их от первых метров до 36 м, мощность – от 0,2 до 6,1 м; оруденение сосредоточено в апогарцбургитовых и аподунитовых серпентинитах. Простирание тел преимущественно северо-восточное с падением на юго-восток под средними углами. Они разбиты крутопадающими разрывными нарушениями северо-западной и северо-восточной ориентировки с амплитудой смещения по ним от 1 до 15 м.

В рудах кроме хромшпинелидов присутствуют антигорит, хлорит, карбонат, брусит. Дуниты месторождения пригодны для производства огнеупорных изделий. Практический интерес представляет одно рудное тело, прослеженное на 27 м по простиранию и на 36 м по падению при мощности от 1,1 до 6,1 м (в среднем 2,48 м). Оно сложено преимущественно сплошными массивными рудами, содержащими Cr_2O_3 от 25,08 до 52,7%, реже – густовкрапленными разностями (Cr_2O_3 – 16,97–37%). Запасы руд (категории C_2) были приняты ТКЗ в количестве 4,4 тыс. т, прогнозные ресурсы (для флангов и глубоких горизонтов) оценивались в 13,8 тыс. т. На 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы (категории C_2) в количестве 3,4 тыс. т руды [71].

Месторождение Татищевское (IV-1-78) [97] расположено среди ультраосновных пород одноимённого массива, где было выявлено большое количество линзовидных, клинообразных и столбообразных рудных тел, большинство из которых в прежние годы именовались «месторождениями», хотя запасы руды не превышали 14 980 т (месторождение Татищевское-3). Суммарные запасы по всему массиву – 21,8 тыс. т; за период с 1930 по

1939 г. здесь добыто 18,2 тыс. т хромитов, оставшиеся запасы оценивались в 4800 т (Татищевское-3) и 160 т (Татищевское-4).

В результате недавних поисков (2000–2002 гг.) были выявлены 26 новых рудных залежей, на некоторых из них (Андреевское, Слава, Анатольевское) проведены оценочные работы. Выявленные залежи массивных и густовкрапленных руд целесообразно рассматривать в составе единого Татищевского месторождения. Длина рудных тел по простиранию – от 1 до 163 м, средняя их мощность колеблется от 0,5 до 7,1 м, глубина выклинивания 1,5–34 м; среднее содержание Cr_2O_3 по выявленным телам составило 31,14%. ТКЗ были утверждены запасы руд в количестве: 96,3 тыс. т категории C_1 и 12,9 тыс. т категории C_2. Одновременно с оценкой ОАО «ЧЭМК» производилась отработка выявленных залежей; с 2000 по 2002 г. добыто 63,8 тыс. т руды. В настоящее время месторождение числится в резерве с учтёнными балансовыми запасами: 27,3 тыс. т категории C_1; 9,2 тыс. т категории C_2; забалансовые запасы – 14,3 тыс. т.

Титан представлен двумя проявлениями. Оруденение выражено вкрапленностью, гнездообразными или струйчатыми скоплениями рутила в амфиболитах, биотит-карбонатных породах и кварц-слюдистых сланцах куртинской свиты (Кузнечихинское – I-1-31) или же в сочетании с минерализацией, концентрирующейся в корах выветривания по серицит-кварц-полевошпатовым сланцам (Медведевское – II-1-68). Содержание рутила в рудах колеблется от долей до 4,4% [71, 86].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Объекты, где медь является наиболее значимым полезным компонентом, представлены семью месторождениями, 25 проявлениями и шестью пунктами минерализации. Они относятся к четырём рудным формациям: медно-серно-колчеданной, медистых песчаников и сланцев, медно-порфировой и медно-кварцевой жильной. Наиболее многочисленны (семь месторождений, 22 проявления и два пункта минерализации) медно-порфировые объекты, из них наиболее изученным является месторождение Михеевское (Новониколаевское Северное) – V-1-13. Оно расположено среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований позднедевонского и раннекаменноугольного возраста, прорванных линейными интрузиями михеевского диорит-плагиогранитового комплекса. Последние контролируются крутопадающими разрывными нарушениями северо-северо-восточного простирания. Все породы в разной степени метасоматически изменены (пропилитизация, хлоритизация, серицитизация). Оруденение приурочено к пластинообразным телам, сложенным порфировыми разностями кварцевых диоритов, и локализуется в эндо- и экзоконтактах их апикальных частей и в зонах выклинивания интрузий по простиранию. Рудные тела представлены серией вытянутых штокверков, обрамлённых сульфидными ореолами существенно пиритового состава. Текстуры руд вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Среди рудных минералов преобладают пирит и халькопирит; реже встречаются борнит, молибденит, магнетит, титаномагнетит,

гематит, пирротин, арсенопирит, марказит, сфалерит, галенит, халькозин, блеклые руды, золото, серебро и их теллуриды. По бортовому содержанию меди 0,3 % на объекте оконтурено несколько залежей мощностью от 50 до 400 м и протяжённостью 900–1200 м по простиранию и до 400 м по падению [98]. В настоящее время месторождение числится на балансе как разведываемое с запасами меди по категориям C_1 – 503,9 тыс. т, C_2 – 729,6 тыс. т, забалансовыми – 228,6 тыс. т; запасы молибдена – 17,2 тыс. т (категория C_2).

Ещё одним крупным объектом этого типа, числящимся на балансе как разведываемое, является месторождение Томинское-II (II-2-85), приуроченное к эндо- и экзоконтактам тела диоритов и порфировидных кварцевых диоритов биргильдинско-томинского комплекса. Интрузивные породы и вмещающие их вулканиты саргазинской толщи в зоне контакта раздроблены, рассланцованы и интенсивно изменены метасоматически (карбонатизация, хлоритизация, эпидотизация, серицитизация, окварцевание). Сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация обычно приурочена к кварц-серицитовым метасоматитам [70]. В составе рудных тел выделяются первичные руды и руды вторичного сульфидного обогащения. Оруденение в обоих типах представлено одними и теми же минералами (пирит, халькопирит, халькозин, молибденит, реже пирротин, барит, борнит, бравоит), отличаясь лишь их количественными соотношениями. В зоне вторичного сульфидного обогащения отмечалось уменьшение содержания халькопирита с увеличением количества халькозина, а также наличие в её верхних горизонтах карбонатов меди. Содержание меди в первичных рудах – от 0,1 до 1 % (среднее – 0,55 %), во вторичных – 0,61–1,7 % (в среднем 0,95 %). Кроме меди в рудах содержатся значимые концентрации молибдена (0,001–0,003 %), золота (0,1–0,2 г/т), серебра (0,75–1 г/т) и серы (1,2–2,5 %). На 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы меди (категория C_2) в количестве 1734,5 тыс. т, забалансовые запасы – 414,1 тыс. т.

К медно-серно-колчеданному рудно-формационному типу с некоторой долей условности отнесены два пункта минерализации, из которых наиболее изученным является ПМ скв. 76 (III-2-46). Оруденение здесь представлено маломощными (до 1 м) линзами массивных колчеданных руд, залегающими в порфировых дацитах и андезидацитах. Среди серного колчедана отмечается вкрапленность халькопирита; содержание меди 0,12–0,18 %; цинка – 0,01–0,02 %.

Меднорудные объекты формации медистых песчаников и сланцев на описываемой территории пользуются незначительным распространением: их представляют одно проявление и один пункт минерализации. Оруденение выражено прожилками, плёнками и мелкой вкрапленностью малахита, азурита, редко самородной меди в алевролитах и песчаниках биргильдинской толщи (проявление 1 – II-2-3), а также в конгломератах маячной свиты (ПМ Чапаевский – I-1-130) Содержание меди в подобных рудах изменяется от 0,7 до 4,82 %; серебра – от 15 до 30 г/т [70, 71].

К медно-кварцевой жильной формации отнесено оруденение проявления Куяшское (I-2-20), представленное вкрапленностью пирита и (реже)

халькопирита в маломощной (0,1–0,2 м) кварцевой жиле, залегающей среди сланцев куяшской толщи. Содержание меди достигает 0,6%.

Не ясен рудно-формационный тип проявления Западно-Биксизакское (II-2-81), приуроченного к карбонатным отложениям, залегающим среди туфов березняковской толщи в зоне разрывного нарушения северо-западного простирания. Известняки окварцованные, сильно трещиноватые, местами брекчированные. Рудное тело мощностью 8,5 м вскрыто в скважине в интервале 123,6–132,1 м. Минерализация представлена прожилками, гнёздами и вкрапленностью сульфидов, среди которых преобладают пирит и халькопирит, реже отмечаются сфалерит, борнит, марказит, полидимит, галенит [70]. Содержание меди в рудах изменяется от 0,32 до 4,5% (среднее – 2,64%); серебра – от 11,5 до 157,5 г/т (72,9 г/т); золота – до 2,4 г/т (0,33 г/т); цинка – от 0,01 до 0,17% (0,08%); серы – от 0,74 до 5,6% (3,34%). Вероятно, оруденение носит стратиформный характер. Возможно, к этому же типу принадлежит и ПМ Нагибинский (VI-1-28), локализованный в карбонатных отложениях брединской свиты.

Медь, цинк. Представлены 12 месторождениями, восемью проявлениями и одним пунктом минерализации, расположенными преимущественно на северо-западе площади листа. Объекты относятся к двум рудным формациям: медно-цинково-колчеданной (подавляющее большинство) и медно-железорудной скарновой (единичные). Многие колчеданные месторождения в разные годы эксплуатировались (семь из них к настоящему времени уже отработаны). Сейчас балансом учитываются запасы трёх месторождений: Маукского, Южного и Султановского [71, 72].

Месторождение Маукское (I-1-20) приурочено к павдинской свите, сложенной чередующимися лавами и лавобрекчиями базальтов, андезибазальтов и андезитов с прослоями туфов основного состава, углистых и углисто-кремнистых алевролитов, песчаников и известняков. Породы метасоматически изменены и рассланцованы. Мощность рудовмещающей пачки достигает 180 м. Оруденение локализовано на контакте (альбит)-кварц-биотит-хлоритовых сланцев (лежачий бок) с альбит-эпидот-актинолитовыми сланцами (висячий бок залежи).

Среди рудных минералов преобладают пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит; в меньших количествах отмечались магнетит, галенит, мельниковит, кубанит, алтаит, марказит, арсенопирит, валлериит, блеклые руды, борнит, молибденит, самородное серебро. По соотношению полезных компонентов и текстуре выделяются медистый колчедан, медь-цинк-пирротиновый колчедан и вкрапленные руды. Всего на месторождении оконтурено восемь жилообразных пластовых рудных тел, сложенных массивными и прожилково-вкрапленными рудами. Залежи имеют северо-западную и северо-восточную ориентировку. Промышленными из них являются Центральное, Восточные II и III и ряд северо-западных рудных тел. Наиболее крупное – Центральное, прослежено на 1500 м по простиранию и 350 м – по падению при максимальной мощности 12,4 м (средняя – 4,6 м). Протяжённость остальных тел по простиранию – от 300 до 900 м, по падению – от 80 до 250 м, мощность – от 0,45 до 11,9 м. Верхняя их часть

обычно подвергнута выветриванию с развитием «железной шляпы» (зона окисления) толщиной до 20 м, ниже выделяется маломощная (2–3 м) зона выщелачивания, залегающая на первичных рудах. Содержание основных компонентов в рудах меняется в широких пределах (%): медь – 0,1–9,93; цинк – 0,15–12,4; сера – 10–47,5. Запасы медной руды месторождения (категорий $B+C_1+C_2$) утверждены ГКЗ в количестве – 4359,5 тыс. т; запасы меди в них – 69,7 тыс. т, цинка – 67,7 тыс. т [71]. В настоящее время ЗАО «Маукский рудник» ведутся работы по строительству подземного рудника.

В северо-западной части территоирии листа N-41, в районе г. Карабаш расположена группа месторождений (Дзержинское, Южное, Северо-Первомайское, Первомайское, Сталинское и Пионерское) этой же рудной формации. Они приурочены к осадочно-вулканогенным образованиям карамалыташской и улутауской свит. Оруденение локализовано в метасоматитах карбонат-альбит-хлорит-кварц-серицитового состава. На каждом месторождении выделяется от одного до нескольких (параллельно или кулисообразно расположенных) рудных тел пластообразной или жилообразной формы, залегающих согласно со сланцеватостью вмещающих пород. Главные рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит, борнит, теннантит; реже отмечались магнетит, пирротин, арсенопирит, золото и серебро.

Руды по минеральному составу подразделялись на медистые, цинковистые, медисто-цинковистые и серные колчеданы; по текстурным признакам – на сплошные и вкрапленные. Размеры рудных тел различные: длина по простиранию от 30 до 1245 м, протяженность по падению – от 223 до 1090 м, мощность – от 0,5 до 20 м. Содержание главных компонентов: медь – от 0,1 до 5,43 %; цинк – от 0,25 до 3,85 %; сера – от 16,6 до 49,6 %; золото – от 0,1 до 4,7 г/т. Запасы медной руды – от 135 тыс. т до 9 млн т; запасы меди в них – от 1,8 до 196,6 тыс. т [71]. В настоящее время все месторождения, за исключением самого крупного из них – Южного (Ворошиловского) (I-1-91) уже выработаны. Запасы (категорий $A+B+C_1$) последнего составляют 82,7 тыс. т меди (до начала эксплуатации утверждено 190,6 тыс. т) и 51 тыс. т цинка (172,7 тыс. т); объект в настоящее время числится в резерве. Севернее, в пределах Восточно-Тагильской минерагенической зоны, расположены два выработанных малых медно-цинково-колчеданных месторождения – Северо-Кузнечихинское (I-1-32) и Южно-Кузнечихинское (I-1-38), обладающие сходным геологическим строением.

Восточнее, в Сосьвинско-Суундукской МЗ находится месторождение Султановское (I-2-31), относящееся к той же формации [72]. Оруденение локализовано в относительно небольшом ($3 \times 0,7$ км) аллохтонном блоке, сложенном вулканитами рудянской толщи (афировые и порфировые базальты, андезибазальты, долериты, риолиты, риодациты и их туфы). Вмещающие породы подверглись хлоритизации, окварцеванию, серицитизации, долериты вблизи рудных тел часто гематитизированы. Рудная минерализация приурочена в основном к кварц-серицитовым и кварц-хлоритовым метасоматитам (по риолитам, риодацитам, их туфам, реже долеритам). Рудные тела неправильной формы с многочисленными раздувами, пережимами и апофизами; длина их от 50 до 600 м, мощность – от 1 до 48 м; контакты с вмещающими породами резкие.

Подсчёт запасов медных руд проводился раздельно по трем группам: медистый (медисто-цинковый) колчедан, медистые (медисто-цинковые) вкрапленные руды и серный колчедан. Всего на месторождении выделено 147 рудных тел, объединенных в три минерализованные зоны: юго-восточную, центральную и северо-западную; основная масса запасов сконцентрирована в 10 рудных телах. В тех из них, что выходят на поверхность эрозионного среза, развита кора выветривания мощностью до 80 м. Среди рудных минералов преобладают пирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды; реже отмечаются марказит, мельниковит, галенит, энаргит, альгодонит, пирротин, гематит, а также вторичные (ковеллин, халькозин, борнит) и нерудные – кварц, халцедон, карбонат, хлорит, барит, серицит, антигорит. В рудах месторождения отмечено присутствие более 40 элементов, главными из которых являются медь (в среднем 2,37%), цинк (1,05%), сера (41,24%), сопутствующими (извлекаемыми) – золото (1,1 г/т), серебро (12,8 г/т), селен (0,004%), теллур (0,003%), индий (2–48 г/т), германий (2–12,5 г/т), галлий (2–64 г/т). По категориям C_1+C_2 запасы меди оценены в 122,6 тыс. т; цинка – 54,9 тыс. т; серы – 1892,5 тыс. т; золота – 10 т; серебра – 110 т. Объект подготавливается к освоению.

Месторождение медно-железорудной скарновой формации Сугурское (I-1-113) также относится к Карабашской группе. Оно расположено у западного контакта серпентинитов Карабашского массива (сакмарский комплекс) с известняками улутауской свиты. В зоне контакта отмечались скарноподобные кремнисто-гранатовые породы с амфиболом и (редко) пироксеном, в них наблюдалась вкрапленность пирита, магнетита, халькопирита, сфалерита, пирротина, миллерита, пентландита, молибденита, халькозина, ковеллина, борнита и вторичных минералов – малахита, азурита, лимонита.

Рудные тела, осложненные раздувами и пережимами, характеризуются небольшими размерами: длина 5–40 м, мощность от нескольких сантиметров до 15 м. Общая протяжённость минерализованной зоны достигает 750 м, на глубину оруденение прослежено до 265 м. Средние содержания полезных компонентов в рудах: медь – 0,69%; цинк – 2,1%; сера – 19,7%; серебро – 9,7 г/т. Отмечалось присутствие сульфидов никеля (до 0,3%) и кобальта (до 0,12%). Запасы руды по категориям $B+C_1$ были утверждены (1940 г.) в количестве 94,4 тыс. т; за 1939–1940 гг. добыто 13,5 тыс. т. С 1941 г. месторождение законсервировано.

Свинец. Из трех пунктов минерализации лучше изучен Биктимировский (I-2-14), приуроченный к отложениям истокской свиты силура (переслаивание мраморизованных известняков и порфировых базальтов). Бурением в известняках подсечены тонкие (до 2 мм) кварцевые прожилки с пиритом, галенитом, реже магнетитом, сфалеритом, арсенопиритом. Содержание свинца в минерализованных прожилках – от 0,06 до 0,3% [72].

Свинец, цинк. Представлены четырьмя проявлениями и одним пунктом минерализации; среди них наиболее «масштабным» является проявление Крестовоздвиженское (III-1-81). В конце XVIII столетия оно разрабатывалось как меднорудное, в 1951–1955 гг. на его площади были проведены

дополнительные поисковые работы. Объект располагается среди верхнерифейских карбонатных отложений (светлинская и кучинская толщи), локализован в крутопадающей пачке серых и тёмно-серых мраморов. Внутри неё отмечается зона брекчированных пород мощностью около 15 м: остроугольные обломки мраморов (иногда с сульфидной минерализацией) сцементированы мелкозернистой слюдисто-хлорит-карбонатной массой зеленовато-серого или красноватого цвета. В средней части пачки наблюдались интенсивно окварцованные, биотитизированные, амфиболизированные и микроклинизированные («гранитизированные») мраморы. Оруденение фиксируется восточнее зоны брекчий, на контакте среднезернистых и мелкозернистых мраморов; мощность минерализованной зоны – от 20 до 120 м, она прослежена по простиранию на 1600 м. Рудная вкрапленность приурочена к тонким трещинам кливажа, выражена редкими кварц-сульфидными прожилками шириной от первых миллиметров до 15 см. Всего выделено 31 рудное тело линзообразной формы мощностью 2–5 м, протяжённостью по простиранию 100–1000 м, а по падению – 40–60 м. Минеральный состав руд: пирит, галенит, сфалерит, реже халькопирит, пирротин, арсенопирит, блеклые руды, молибденит, борнит, халькозин, ковеллин, магнетит. Максимальное содержание свинца в рудах достигало 4,47 % (среднее 0,97 %), цинка – 5,29 % (среднее 1,01 %). Запасы свинца оценивались в 4,9 тыс. т, цинка – 5,1 тыс. т [83].

Цинк. Это полезное ископаемое характеризуется тремя проявлениями и двумя пунктами минерализации, из которых наиболее изученным является проявление Биксизакское (II-2-82). Оруденение приурочено к выходам одноименной толщи (O_3–S_1), локализуется в мраморизованных известняках. Рудовмещающие известняки (мощностью от 1,5 до 129,4 м) и перекрывающие их вулканиты низов березняковской толщи интенсивно окварцованы, серицитизированы, карбонатизированы. Максимальным метасоматическим изменениям подвергнуты породы, залегающие не выше 25 м от кровли рудного горизонта [70]. Оруденение – от редкой вкрапленности до массивных руд, причём максимальная минерализация приурочена к верхним частям продуктивной пачки. Выделено несколько рудных тел, сложенных густовкрапленными и массивными рудами с разделяющими их брекчированными и мраморизованными известняками, несущими вкрапленную и прожилково-вкрапленную минерализацию различной интенсивности. В составе руд преобладают пирит и сфалерит, в меньших количествах присутствуют халькопирит, блеклые руды, галенит, пирротин, магнетит, полидимит, очень редко – дигенит, миаргирит, ксантаконит, штернбергит и штромейерит. Содержание цинка в рудных телах – от 0,6 до 28,8 % (среднее – 7,17 %); меди – 0,1–1,17 % (0,39 %); золота – до 8,5 г/т; серебра – от 3 до 78 г/т. Отмечается повышенное (0,003–0,2 %) содержание кадмия, основным концентратором которого является сфалерит.

Никель. В пределах листа известно четыре малых месторождения, 22 проявления и два пункта минерализации силикатных никелевых руд, расположенных в крупных массивах и небольших телах серпентинизи-

рованных ультрамафитов. На серпентинитах развиты коры выветривания преимущественно линейного типа, площадные коры сохранились от размыва лишь на отдельных изолированных участках. Полный профиль коры выветривания отмечается крайне редко; обычно разрез представлен нижними горизонтами зоны нонтронитизации (конечного выщелачивания), а также образованиями зон выщелачивания и дезинтеграции. На контактах серпентинитов с вмещающими породами формируются узкие (до 150 м) протяжённые, иногда прерывистые полосы гипергенно измененных пород, имеющих сложную конфигурацию и различную мощность. Они сложены глинистыми, щебнисто-глинистыми и щебнистыми массами, в разной мере окремнёнными и ожелезнёнными, содержащими обломки, щебень и маломощные линзы бурых железняков. Последние до революции на некоторых проявлениях добывались в качестве железных руд. Содержание полезных компонентов в рудах колеблется в очень широких пределах: никель – от 0,2 до 7,75%; кобальт – от 0,004 до 0,12%. В настоящее время балансом учитываются запасы двух месторождений.

Месторождение Соляноложское (IV-1-26) расположено в пределах Куликовского серпентинитового массива, связано с площадными и линейными корами выветривания ультрамафитов [97]. Линейная кора развита в зонах разрывных нарушений, а также вблизи даек и мощных жил. В профиле коры присутствуют зоны охр (на отдельных участках), глинистых минералов (нонтронитовая), выщелачивания и дезинтеграции. Продуктивными являются вторая и верхняя часть третьей зоны. Выделено пять пластообразных и линзовидных рудных тел, залегание которых близко к горизонтальному, длина по простиранию – 260–580 м, по падению – 18–280 м, мощность – от 1 до 17,5 м. Среднее содержание никеля – 1,14%, кобальта – 0,062%. Месторождение числится в резерве с запасами (категории C_2): никеля – 2 тыс. т, кобальта – 500 т. Сходными чертами геологического строения и металлогении обладает и месторождение Гулинское (VI-1-5), забалансовые запасы никеля которого (в количестве 26,4 тыс. т) числятся в резерве [65].

Молибден. Представлен восьмью проявлениями и одним пунктом минерализации, которые относятся к двум рудным формациям: молибденовой сульфидно-кварцевой грейзеновой и березитовой, а также молибденит-пегматитовой, причём ко второй принадлежит только одно проявление (Ильменогорское).

Из объектов первого типа более изученным представляется проявление Кременкульское (II-2-26). Оно расположено на площади одноименного гранитного массива, на юге и юго-западе которого выделяется ореол аномальных (0,01–0,06%) содержаний молибдена [70]. В южной части ореола была выявлена молибденовая минерализация, тяготеющая к зонам трещиноватости, окварцевания и грейзенизации в мелкозернистых гранитах позднепермского кременкульского комплекса. Молибденит в виде тонкочешуйчатых агрегатов образует «пятнистые» скопления в кварцевых прожилках или точечные включения в породе. В одной их скважин в интервале 74,3–85,3 м вскрыто рудное тело мощностью 11 м с содержанием

молибдена от 0,06 до 0,1 % (среднее – 0,067 %). Максимальные концентрации молибдена приурочены к тонким кварцевым прожилкам и зальбандам более крупных жилок, а также к участкам объемного окварцевания гранитов. Здесь же отмечались и повышенные (до 0,03 %) содержания висмута.

Проявление Ильменогорское (II-1-49) локализовано среди метасоматически преобразованных отложений вишневогорской толщи (нижняя часть ильменогорского комплекса) в зоне восточного экзоконтакта одноименного миаскитового массива [86]. В поле измененных гнейсов и амфиболитов отмечены сближенные пегматоидные жилы (пироксен)-полевошпатового и кварц-амфибол-полевошпатового составов, в разной мере фенитизированные и карбонатизированные (как и вмещающие их породы). Протяжённость отдельных жил – от 500 до 1100 м, расстояние между ними – от 3 м до десятков метров, мощность от 2 до 12 м. В 15 жилах зафиксировано неравномерно распределённое кустовое и вкрапленное оруденение (молибденит). Содержание молибдена в наиболее минерализованной жиле (№ 1) достигает 1,25 % (в среднем 0,1 %).

Вольфрам. На карту вынесены два малых месторождения, шесть проявлений и четыре пункта вольфрамовой минерализации, относящиеся в основном к вольфрам-молибденовой грейзеновой формации.

Из них типичным и лучше изученным является проявление Великопетровское (Рудник Шеелит) (V-1-7), ранее считавшееся месторождением. Оно расположено в пределах одноимённого массива гранитов неплюевского комплекса [98]. Оруденение локализовано преимущественно в кварцевых жилах – субпараллельных и кулисообразно сосредоточенных, имеющих северо-западное простирание с северо-восточным падением под средними углами; мощность их – 0,1–2,5 м (в раздувах до 5 м) при длине 0,3–1,7 км. Вмещающие граниты вблизи жил рассланцованы и грейзенизированы. В числе рудных минералов отмечались шеелит, пирит, халькопирит, галенит, пирротин, реже вольфрамит и молибденит; из нерудных – полевые шпаты, хлорит, серицит, биотит, эпидот, реже гранат и цеолиты. Шеелит образует включения размером до 3 см, а в микротрещинах – кристаллические выделения. Средние его содержания в разных жилах от 0,25 до 0,95 %, концентрации WO_3 – от 0,01 до 0,1 %. Отдельные жилы в 1940–1943 гг. разрабатывались.

К вольфрам-молибденовой скарновой формации принадлежит лишь одно проявление – Казаковское (III-1-89). Оно приурочено к контакту гранитов Степнинского массива и вмещающих сланцев. Оруденение в виде вкрапленности шеелита локализовано в зоне эпидот-гранат-пироксеновых скарнов мощностью около 1 м [83]. Среднее содержание WO_3 – 0,17 %, серебра – до 6 г/т.

Олово. В пределах площади листа N-41 неоднократно отмечалось присутствие касситерита в кварцевых и кварц-полевошпатовых жилах среди гранитов, а также в россыпях, но количество его было незначительным (до 140 знаков). И только в юго-западной части площади была оконтурена непромышленная россыпь касситерита (Башкироводольская –

VI-1-20) северо-западной ориентировки, протяжённостью около 1 км. Максимальное содержание россыпного касситерита достигало 3,5 кг/т (среднее – 0,191 кг/т) [65].

Алюминий. В качестве сырья для производства глинозёма могут применяться как высокоглинозёмистые магматические породы (нефелин-полевошпатовая щелочная формация), так и традиционный его источник – бокситы (бокситовая карстово-карбонатная формация). Первая представлена нефелинсодержащими породами Вишневогорского массива (ильменно-вишневогорский комплекс), в котором расположены два проявления – Вишневогорское (I-1-14) и Потанинское (I-1-29). Преобладают миаскиты (двуслюдяные, биотитовые, амфиболовые, скаполитовые, в том числе обогащенные нефелином), сиениты (двуслюдяные и биотитовые), конгресситы и нефелинолиты. Практический интерес для глинозёмного производства представляют три последние разновидности пород. На каждом из двух проявлений было выделено несколько (от двух до шести) зон с обогащёнными нефелином породами. Длина их достигает 1850 м, мощность варьирует от 1 до 200 м. Содержание основного полезного компонента (нефелина) находится в широких пределах – от 5 до 89%; содержание глинозёма – от 20 до 30%; кремнезёма – от 50,22 до 59,56%. Прогнозные ресурсы (категории P_1) руд (обогащённых нефелином пород) оценивались в 146 млн т для Вишневогорского проявления и 73 млн т – для Потанинского [71].

Бокситовая карстово-карбонатная формация представлена двумя малыми месторождениями и четырьмя проявлениями, приуроченными к континентальным нижнемеловым отложениям (синарская свита). Бокситоносные осадки залегают на корах выветривания палеозойских магматитов основного состава или в карстовых полостях (среди известняков) на «беликовых» образованиях алапаевской толщи. Они представлены пёстроцветными и красноцветными глинами, среди которых залегают тела бокситов (линзы, столбы, гнёзда), мощность которых достигает иногда 40 м. Более изученными являются малые месторождения, на площади которых были проведены поисково-оценочные и разведочные работы.

Месторождение Сосновское (I-2-51) располагается в зоне разрывного нарушения среди карбонатных отложений тугундинской свиты [72]. Бокситоносные отложения синарской свиты локализуются в карстовых полостях известняков в виде разобщённых залежей, которые слагают полосу от оз. Бол. Сагаусты до оз. Урефты протяжённостью около 4 км. Здесь выделены 44 залежи, из которых промышленный интерес представляют только 10. Рудные тела сложены каменистыми (10,2%), рыхлыми (43,5%) и глинистыми (46,3%) бокситами; содержания основных компонентов в них различные: SiO_2 – от 3,36 до 13,17%; Al_2O_3 – от 31,68 до 42,82%; Fe_2O_3 – от 25,04 до 42,47%. Запасы бокситов (категорий $B+C_1$) по упомянутым промышленным рудным телам оценивались в 111 тыс. т. Месторождение Бессоновское (VI-1-10) [65] находится на юго-западе территории листа N-41 у контакта нижнекаменноугольных карбонатных образований серпентинитов Гулинского массива в пределах Бессоновской структурно-эрозионной депрессии. Бокситоносные синарские отложения,

заполняющие карстовые воронки, залегают на палеозойских известняках или на глинисто-щебнистых осадках нижнемеловой алапаевской толщи. Продуктивная пачка перекрывается континентальным палеогеном, с размывом залегающим на бокситовых залежах. На месторождении оконтурено 14 рудных тел; средние содержания окислов: SiO_2 – 12,18 %; Al_2O_3 – 43,6 %; Fe_2O_3 – 18,42 %; TiO_2 – 2,54 %. Бокситы высокожелезистые, гиббситовые. Их запасы категории C_2 оценивались в 1,4 млн т; забалансовые – 0,5 млн т.

Ртуть. Представлена одним проявлением (Лысовогорское – II-1-69), приуроченным к тектоническому контакту ультрамафитов сакмарского комплекса и вулканитов карамалыташской свиты, прорванных диоритами салаватского комплекса. Оруденение (вкрапленность киновари) отмечено в лиственитизированных оталькованных серпентинитах, где её содержание достигает 1–2 кг/м^3 (0,05–0,1 %); в элювии и делювии вблизи разрывов – до 667 г/м^3 [86].

Висмут. В виде висмутина присутствует в рудах малых месторождений и проявлений легирующих металлов (молибдена, вольфрама), развитых в грейзенизированных гранитах, а также в кварцевых, кварц-полевошпатовых и кварц-сульфидных гидротермалитах среди них. Известно одно собственно висмутовое проявление – Висмутовая Горка (V-1-4), приуроченное к северо-восточному экзоконтакту Великопетровского гранитного массива. Представлено двумя кварцевыми жилами, залегающими в оталькованных серпентинитах и тальковых сланцах. В составе жил, кроме кварца, присутствуют барит, серицит, альбит и рудные минералы – пирит, висмутин, галенит, халькопирит, редкие знаки золота. Простирание жил северо-северо-западное, длина 10–50 м, мощность 0,2–0,5 м [98]; содержание Bi_2O_3 – 0,1–0,3 %.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Бериллий. На площади листа известно 10 небольших объектов бериллиевой минерализации, относящихся к двум рудным формациям: бериллиеносных пегматитов (двеять проявлений) и бериллиеносных флюорит-слюдистых метасоматитов (одно проявление). Наиболее крупным и лучше изученным проявлением первого типа является Светлинское (III-1-54), расположенное среди метаморфитов ерёмкинской толщи. Оруденение локализовано в пегматитовых жилах джабыкско-санарского комплекса, приуроченных к зоне субмеридионального разлома. Здесь зафиксировано около 50 пегматитовых жил мощностью от 0,5 до 15 м и протяжённостью 70 – 500 м. В них присутствуют берилл, колумбит, танталит; максимальное содержание металлов отмечается в альбитизированных и грейзенизированных пегматитах. Руды содержат: BeO – до 0,03 %; Nb_2O_5 – до 0,017 %; Ta_2O_5 – до 0,05 % [83].

Ко второму рудноформационному типу относится проявление Бобровское (III-2-48), локализованное в образованиях алексеевской свиты (переслаивающиеся углисто-серицит-кварцевые, слюдисто-хлорит-кварцевые и кварц-

(карбонат)-флогопитовые сланцы, алевролиты, кварцевые песчаники). В парапороды внедрены линзообразные тела ультрамафитов, превращённых в тальковые, тальк-карбонатные, тальк-кварц-слюдистые, слюдисто-карбонатные и тальк-актинолитовые метасоматиты, мощность которых местами превышает 30 м. Названные породы прорываются в том числе маломощными дайками гранит-порфиров и плагиогранит-порфиров. Бериллиевое оруденение приурочено в основном к зонам контактов тальк-карбонатных и тальк-слюдисто-карбонатных метасосматитов, где содержание BeO колеблется от 0,01 до 0,3 %. Сопутствующим элементом является вольфрам, наиболее высокие (0,1–0,3 %) его концентрации фиксируются в маломощных «слойках» и линзочках мусковитизированных парасланцев (вблизи контакта с тальк-карбонатными породами) и в кварцевых жилах [108].

Литий. На площади находятся два проявления литиевой минерализации (У оз. Глубострово – I-1-62 и Лепидолитовая Жила – V-1-28), относящиеся к рудной формации литиеносных пегматитов [71, 98]. Более изученным является первое из них, локализованное в небольшом теле серпентинитов вблизи разрывного нарушения. Оруденение сосредоточено в пегматитовой жиле блюмовского комплекса, секущей ультрамафиты; она имеет северо-восточное простирание и крутое юго-восточное падение. Строение жилы зональное: почти вся её центральная часть подвергнута альбитизации и мусковитизации (с последней связаны образования топаза и берилла). Формирование литиевого оруденения, вероятно, было наиболее поздним процессом, который осуществлялся путём замещения мусковита мелкочешуйчатым лепидолитом и образованием крупнолистовых агрегатов светло-фиолетового лепидолита. Оруденелый блок имеет неправильную форму и небольшие (65–70 м^2) размеры. Среднее содержание LiO_2 в рудном теле – 0,0115 %; BeO – 0,0027 %; в мономинеральной пробе лепидолита содержание: LiO_2 – 5,6 %; Cs – 0,11 %.

Ниобий, тантал. Представлены одним малым месторождением, шестью проявлениями и одним пунктом минерализации, относящимися к двум рудным формациям – редкометалльных пегматитов (три объекта) и редкоземельно-редкометалльной карбонатитовой (шесть объектов). Наиболее представительным и хорошо изученным является месторождение Вишневогорское (I-1-6), где редкометалльное оруденение представлено обеими формациями [71]. Оно расположено у северной границы листа, приурочено к северным контактовым зонам одноимённого массива миаскитов. Последний обрамляется фенитизированными гнейсами, амфиболитами и гранитными мигматитами низов ильменогорского комплекса, за пределы которых оруденение не распространяется.

На месторождении выделяются рудные залежи двух типов: 1) пегматитовые жилы; 2) «пластовые метасоматические залежи» (минерализованные зоны). Первые, хотя и встречаются у контактов массива на всём его протяжении, но наиболее многочисленны в северной части (преимущественно за рамкой листа). Распространены как в самих миаскитах, так и во вмещающих породах, где залегают субсогласно или секут их. Протяжённость

жил – от 100 до 400 м, мощность – 0,5–10 м (обычно 1–2 м). Они сложены микроклином, микроклин-пертитом, нефелином, биотитом, пироксеном; рудные минералы: ильменит, пирохлор, циркон, ферсмит, эшинит, ортит. Оруденение чаще всего представлено крупными (1–5 мм) вкрапленниками красного и красно-бурого пирохлора. Содержание Nb_2O_5 – от 0,05 до 0,5% (среднее – 0,25%). К настоящему времени наиболее крупные из жил выработаны, оставшиеся не представляют практического интереса.

«Пластовые метасоматические залежи» (минерализованные зоны 116, 140, 144, 147, 148, 150) считаются основными промышленными объектами на месторождении: две из них (140 и 144) расположены севернее площади листа N-41. Из находящихся в его пределах наиболее продуктивной является зона 147, прослеженная вдоль всего контакта «Центрального щелочного массива» с обеих его сторон. Мощность зоны от нескольких метров (в восточном контакте), до десятков метров – на северо-западе (максимум 100 м); мощность отдельных рудных тел – от 2 до 15 м. Строение залежи очень сложное из-за частой перемежаемости альбитизированных фенитов и пироксен-полевошпатовых пород с карбонатитами, карбонатитовыми брекчиями, милонитами и дроблёными миаскитами. Оруденение большей частью локализовано в карбонатитах, составляющих 20–30% объёма зоны; среди них выделяются биотитовые, амфиболовые и брекчиевидные разности. Оруденелыми нередко являются и вмещающие породы: фениты, альбититы, миаскиты, а также меланократовые карбонатитоподобные образования. Основной рудный минерал – вишнёво-красный пирохлор, он присутствует в виде мелкой (0,1–1 мм) неравномерно распределённой вкрапленности. В рудных телах в среднем содержатся (%) 0,11–0,12 Nb_2O_5 (при фоновых содержаниях 0,05–0,07), Ta_2O_5 – до 0,003. Руды месторождения являются труднообогатимыми из-за их мелкозернистости и постоянного присутствия вредных примесей (сфена, амфибола и пироксена). Месторождение эксплуатировалось по 1993 г., с 1994 г. числится в резерве с запасами (категорий $B+C_1$) руды 3770 тыс. т и Nb_2O_5 – 5535 т (при среднем содержании Nb_2O_5 – 0,147%); запасы категории C_2 –151 тыс. т руды, Nb_2O_5 – 184 т; забалансовые запасы: руда – 60 033 тыс. т, Nb_2O_5 – 52 751 т. Забалансовые запасы сопутствующего циркония (ZrO_2) оценены в 47,3 тыс. т.

Ниобий, титан. Известно одно малое месторождение (Селянкинское – II-1-14), расположенное среди метаморфитов селянкинской свиты в восточном экзоконтакте одноименного массива сиенитов. Оруденение приурочено к пегматитовым жилам симметрично-зонального строения: краевые части сложены биотитовыми карбонатитоподобными породами, центральные – пегматоидными пироксен-амфиболовыми и крупнокристаллическими полевошпатовыми, реже слюдисто-полевошпатовыми образованиями. Вмещающими являются пироксеновые и биотит-амфиболовые фениты. Выявлены семь рудных жил, из которых пять (наиболее мощных) располагаются меридионально одна за другой на протяжении 1 км. Протяжённость их – 30–180 м, мощность – от сантиметров до 14,5 м; ширина «биотитовых зон» – до 5 м. Оруденение неравномерное (кустовое): в виде разрозненных желваков, развито преимущественно в карбонатитоподобных породах, реже

в карбонатизированных пироксен-амфиболовых и полевошпатовых участках жил. Размеры желваков от 3×3×5 до 20×30×50 см. Они сложены ильменорутилом, ильменитом, сфеном, цирконом, гематитом, магнетитом. Значительные концентрации $Nb_2O_5+Ta_2O_5$ отмечаются в ильменорутиле (с ильменитом) – 7,46–15%, в сфене – до 1,18%, в ильмените – 0,9–1,5%; содержание TiO_2 в ильменорутиле 60–87,3%, в ильмените – до 43,58%; в сфене – до 32,4%; кроме того, фиксируются повышенные значения урана (до 0,57%) и тория (до 0,17%) [86]. В 1934–1941 гг. одновременно с разведкой производилась добыча руды. Месторождение разведано до глубины 34 м. Запасы ильменорутилового концентрата (категорий $B+C_1+C_2$) по жилам № 1 и 2 оценивались в 1312 т, забалансовые – 304 т. За время разведки было добыто 272,5 т ильменорутилового и 28,2 т ильменитового концентрата.

Цирконий. Циркониевая минерализация отмечалась в рудах редкометалльных месторождений и проявлений, приуроченных к интрузиям ильмено-вишнёвогорского комплекса; там содержание ZrO_2 колеблется от 0,05 до 0,43%. При комплексной оценке названных объектов лишь в единичных случаях (Вишневогорское тантало-ниобиевое месторождение – см. выше) подсчитывались запасы и прогнозные ресурсы этого вида сырья. Практическое значение имели россыпи циркона, сосредоточенные в логах и долинах рек на площади того же Вишневогорского массива; они рассматривались как единое россыпное месторождение Вишневогорское (I-1-15). Под этим названием объединялось свыше 24 залежей (Чупрунов Лог, Курочкин Лог, Свистунов Лог, оз. Светленькое, р. Бол. Маук, р. Мал. Маук, р. Спириха и др.), расположенных на склонах и в межхребтовых понижениях Вишнёвых Гор. Они приурочены к рыхлым четвертичным отложениям; выделяются два типа россыпей: пролювиально-делювиальные и аллювиальные [71].

Пролювиально-делювиальные россыпи расположены в верхних и средних частях логов и поперечных долин, берущих начало на склонах гор. Обломочный материал здесь слабо сортирован и практически не окатан. Он представлен щебнем и дресвой миаскитов, биотит-полевошпатовых пород, нефелин-полевошпатовых мигматитов и пегматитов, смещённых вниз по склону под воздействием временных водных потоков или силы тяжести. Кроме дресвяно-щебнистых образований в россыпях в разных количествах присутствует песчано-глинистый материал и угловатые обломки коренных пород. Мощность продуктивных рыхлых отложений изменяется от 0,5 до 5 м, содержание циркона в них – до 3 кг/м^3. В нижних частях логов осадки более сортированные (перемытые), состоят из смеси песка, глины и угловато-окатанных обломков коренных пород. Мощность их 0,5–8 м, содержание циркона достигает 5–10 кг/м^3 и более. Размеры россыпей этого типа небольшие: длина до 2 км, ширина – 100–500 м, средняя мощность – 1,5 м, среднее содержание циркона – 3,5 кг/м^3. В 1930–1950-е годы эти объекты эксплуатировались, наиболее богатые их части (с содержанием циркона до нескольких десятков кг/м^3) полностью отработаны.

Аллювиальные россыпи приурочены к современной сети постоянных водотоков; располагаются в террасовых отложениях рек Бол. и Мал. Маук, пересекающих Вишнёвые Горы в широтном направлении. Они выполнены хорошо сортированными осадками мощностью 10–15 м, в основном песками и галечниками. Окатанные обломки представлены щелочными магматитами, гранитогнейсами, кварцитами, амфиболитами, серпентинитами и жильным кварцем. Продуктивный пласт мощностью от 1 до 3 м (в среднем 1,5 м) сложен песчано-гравийно-галечным материалом. Протяжённость россыпей 2–2,5 км, ширина 150–600 м, средние содержания циркона – от 2,14 до 6,91 кг/м^3; по мере удаления от Вишневогорского массива концентрация этого минерала в россыпях резко уменьшается. Средние содержания ильменита по отдельным водотокам изменяются от 2,51 до 5,48 кг/м^3. Химическим анализом цирконов установлены средние концентрации: ZrO_2 – 63,5 %; HfO_2 – 1,05 %. Всего в россыпях обнаружено более 40 минералов, среди которых преобладают циркон, ильменит, магнетит, гранат, реже отмечались золото (до 50 мг/м^3), платиноиды, шпинель, хромшпинелиды, пирохлор, апатит и др. Месторождение отрабатывалось; в настоящее время оно числится в резерве с забалансовыми запасами песков в количестве 30 770 тыс. м^3, ZrO_2 – 31 тыс. т.

Редкие земли представлены пятью проявлениями и одним пунктом минерализации, которые относятся к двум редкоземельно-редкометалльным рудным формациям: апогранитовой щелочных метасоматитов и кор выветривания. Наиболее изученным является проявление Спирихинское (I-1-8), оруденение которого представлено обоими рудноформационными типами [71]. Оно расположено в западном экзоконтакте миаскитов Вишневогорского массива с вмещающими метаморфическими и метасоматическими образованиями (фениты, мигматиты, гнейсы) ильменогорского комплекса. Среди выходов этих пород отмечались также тела ультрамафитов, гранитоидов и пегматитов, а также многочисленные маломощные жилы и прожилки карбонатитов. Полезные компоненты накапливались преимущественно в пироксеновых фенитах и мигматитах, редкоземельные элементы выносились из миаскитов и карбонатитов. Содержание редких земель в коренных породах обычно ниже, чем в корах выветривания, где суммарная их концентрация в отдельных пробах достигала 2,5 %. Оруденение представлено вкрапленностью монацита, ортита, чевкинита, бритолита, бастнезита, пирохлора, рабдофенита, черчита, эшинита.

На проявлении выделено два участка: Халдихинский (северный) и Спирихинский (южный). На первом в фенитизированных породах установлено пять рудных тел жилообразной формы мощностью от 3 до 8,7 м. Минерализация здесь имеет сквозной характер, т. е. одно рудное тело может располагаться в разных породах (фенитах, плагиогнейсах, кварцитах, гипербазитах). Самое крупное из них (№ 3) залегает в основном среди ультрамафитов. Коры выветривания в этой части проявления обычно безрудные. На Спирихинском участке в пределах 1 км было выделено два рудных тела сложной формы, с многочисленными разветвлениями. Наиболее

обогащены редкоземельными минералами коры выветривания фенитизированных плагиогнейсов, к которым приурочена большая часть руд.

В разрезе кор выделяются три зоны: дезинтеграции, промежуточных продуктов и глинистая. Наиболее значительное рудное тело (№ 6) имеет протяжённость 955 м, мощность его в коренных породах – 10,1 м, в корах выветривания – 33 м, максимальная глубина залегания – 162 м, среднее содержание суммы редких земель в коренных породах – 0,361%, в корах – 0,387%. Всего на проявлении (в корах выветривания и коренных породах) оконтурено семь рудных тел протяжённостью от 120 до 1350 м, мощностью от 2,8 до 33 м; они располагаются на глубинах от 40 до 162 м и имеют средние углы падения (30–65°). Усредненное содержание суммы редких земель в рудных телах меняется от 0,114 до 0,562%. Среди редкоземельных элементов преобладают (85,5%) лантан и церий, в меньших количествах присутствуют иттрий (1,2%) и скандий (21 г/т). Ранее подсчитанные авторские запасы (категории C_2) суммы редких земель до глубины 130 м составляли 27 тыс. т, прогнозные ресурсы (категории P_1) для глубин 130–200 м – 25,4 тыс. т. Решением НТС Челябинскгеолкома (Протокол № 10 от 26.04.1993 г.) запасы категории C_2 были переведены в ресурсы категории P_1; последние приняты в количестве 52,4 тыс. т. Кроме того, ресурсы южного фланга проявления оценивались в 5,2 тыс. т [71].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото коренное представлено 34 месторождениями и в разной степени изученными 58 проявлениями, которые принадлежат к восьми рудно-формационным типам. К золото-кварцевой формации относятся четыре проявления; оруденение приурочено к кварцевым жилам различной мощности, залегающим среди интрузивных или вулканогенно-осадочных комплексов. До революции они отрабатывались старателями, сведений об особенностях их строения почти не сохранилось.

Наибольшая информация имеется о проявлении Эльдорадо (IV-1-79), представленном тремя крутопадающими золотоносными кварцевыми жилами, залегающими среди слабометаморфизованных парасланцев и талькитов [97]. Простирание их широтное и меридиональное, мощность 0,1–0,2 м, вскрыты выработками на протяжении 12–40 м, отрабатывались до глубины 26 м. Содержание золота очень неравномерное: максимум 150 г/т в обогащённых гнёздах («кустах»).

Наибольшее количество золоторудных объектов (25 месторождений, 34 проявления) относится к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Они представлены кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами, залегающими среди метасоматически изменённых и рассланцованных пород, в разной степени минерализованных (магнетит, сульфиды, иногда барит). Золотое оруденение обычно приурочено к минерализованным участкам (включающем жилы), содержание металла там изменяется от 1 до нескольких сот г/т.

Из объектов этого типа самым крупным и известным является месторождение Кочкарское (III-1-44), локализованное в плагиогранитах

Пластовского массива [83]. Массив характеризуется сложным строением и неоднородным петрографическим составом; в северной его части (50–60 % площади тела) резко преобладают лейкократовые средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные плагиограниты и гнейсограниты, широко распространены дайки различного состава. По возрасту среди даек выделяются ранние, сложенные плагиогранит-аплитами, плагиогранит-пегматитами, плагиогранитами, и поздние: керсантиты, микродиориты и риолит-порфиры. Они часто смяты, неравномерно рассланцованы и метасоматически изменены; выделяются метаморфизованные разности: «табашки», состоящие в основном из биотита или биотита с роговой обманкой (метасоматиты по меланократовым магматитам), и разности, выполненные мусковитом, полевыми шпатами с подчинённым биотитом (метасоматиты по кислым порфировидным породам). Золоторудные тела чаще развиты внутри мощных даек или между сближенными дайками, локализуются около их боков и лишь иногда пересекают дайки полностью.

Кроме рудных тел значительной протяжённости, выдержанных по мощности и падению, отмечаются мелкие, следующие друг за другом с перерывами; мощность таких жил от 0,1 до 3 м. Форма тел – от простой (линзовидные жилы) до более сложной, с ответвлениями. На участках с дорудными нарушениями жилы Т-образные, Г-образные, «лестничные», подковообразные. Рудные тела в плане расположены веером, раскрытым к востоку. В их составе отмечается около 100 рудных и нерудных минералов. Среди последних (составляющих 85–99 % массы руды) преобладает кварц нескольких генераций, в подчинённых количествах присутствуют серицит, мусковит, хлорит, флогопит, биотит, анкерит, кальцит, турмалин и др.

Рудные минералы составляют от 1 до 15 % (очень редко – до 40–50 %); среди них доминируют пирит (нескольких генераций), арсенопирит и марказит; в меньших объемах отмечаются халькопирит, галенит, сфалерит, пирротин, тетраэдрит, тетрадимит, висмутин, шеелит, золото, ещё реже молибденит, джемсонит, буланжерит, кобальтин и др.

Золото встречается в виде мелких зёрен, чешуек, листочков, пластинок, плёнок, дендритовидных и жилковидных агрегатов. Размеры золотин – от 0,001 до 2,5 мм, редко фиксировались скопления – самородки весом до 2,5 кг. Пробность металла в первичных рудах – до 800, в окисленных – до 900. Распределение золота в рудах неравномерное. Характерно чередование промышленных участков жил с непромышленными, протяжённость их колеблется от нескольких метров до многих десятков, а иногда и сотен метров. Содержание золота изменяется в различных пределах и может достигать нескольких сот г/т. Первая золотоносная жила на месторождении открыта в 1862 г. при разработке россыпей Успенского прииска, а к 1900 г. было выявлено уже около 1000 рудных тел, на которых действовало до 600 шурфов и мелких шахт. В настоящее время объект разрабатывается ОАО «Южуралзолото». Балансом учитываются следующие запасы золота: категорий $A+B+C_1$ в количестве 9712 кг; категории C_2 – 9359 кг; забалансовые запасы составляют 7518 кг.

На площади Пластовского массива расположено и золоторудное месторождение Ново-Троицкое (III-1-49), обладающее сходным геологическим

строением [83]. От вышеописанного Кочкарского месторождения оно отличается преобладанием кварцевых жил сложного строения с повышенными содержаниями мышьяка, свинца и цинка. Из руд, кроме золота, извлекался также и мышьяк, содержание которого достигало промышленного уровня. Месторождение разрабатывалось, в настоящее время числится в резерве. Повышенной мышьяковистостью отличаются и руды месторождения Шершнёвское (II-2-30), представленного системой золотоносных жил, секущих березитизированные гранитоиды Челябинского плутона. Отрабатывались (до уровня грунтовых вод) сульфидно-кварцевые и сульфидно-полевошпат-кварцевые жилы субширотного простирания с крутым северным падением, минерализованные пиритом и арсенопиритом; содержание мышьяка в рудах достигало 16% [70].

К золото-сульфидному рудно-формационному типу отнесены два месторождения и семь проявлений, из которых в настоящее время промышленное значение имеет только месторождение Светлинское (III-1-52). Оно расположено в узле пересечения субмеридиональной системы разрывов Мурзинской зоны смятия со Степнинским разломом северо-западного простирания [83]. Площадь месторождения сложена образованиями светлинской толщи верхнего рифея (пара- и ортосланцы, мраморы, амфиболиты), а также внедренными в них амфиболизированными габбро, габбро-долеритами, иногда пироксенитами, серпентинитами, талькитами.

Оруденение представлено прожилково-вкрапленной минерализацией в метасоматитах, сульфидно-кварцевых жилах и прожилках (приуроченных к кливажным трещинам скалывания), а также золотоносными корами выветривания (остаточными и переотложенными). В составе первичных руд преобладает пирит, реже встречаются пирротин, халькопирит, галенит, магнетит, шеелит, теллуриды золота, серебра, свинца; в рудах коры выветривания и карстовых отложениях сульфиды почти отсутствуют, отмечаются гидроокислы железа, иногда сидерит. В результате разведочных работ на месторождении были выделены пять пластообразных минерализованных зон, различных по размеру (длина 60–610 м, протяжённость по падению 20–370 м, мощность 25–190 м) и по содержанию золота. Они представляют собой субмеридионально вытянутую полосу, состоящую из кулисообразной серии рудных тел северо-западного простирания, прослеживающихся в коренных породах, корах выветривания и рыхлых образованиях карстовой депрессии. Объект разрабатывается ЗАО «Южуралзолото». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитываются запасы золота категорий C_1 – 32 537 кг (при среднем содержании 2,3 г/т) и C_2 – 3345 кг; забалансовые запасы – 18 241 кг.

К этому же типу относится и месторождение Мелентьевское (II-1-45), расположенное среди девонских осадочно-вулканогенных образований (карамалыташская и улутауская свиты); в пределах месторождения они прорываются дайкой сиенит-аплитов, имеющей северо-восточное простирание и крутое юго-восточное падение. Вмещающие породы рассланцованы и метасоматически изменены (кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые и кварц-хлорит-серицит-карбонатные сланцы); по сланцеватости они несут вкрапленную и прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию.

Промышленное оруденение представлено линзами сплошных сульфидных руд протяжённостью 30–100 м, мощностью до 2 м, а также вкрапленными рудами, суммарная мощность которых в минерализованных зонах достигает 40 м. Минеральный состав и тех, и других практически одинаков, различия состоят лишь в количественном соотношении минералов. Объем рудных минералов в сплошных разностях в среднем составлял 70 %, во вкрапленных – 10 %. Массивные руды сложены пиритом (30 %), сфалеритом (22 %), галенитом (8–10 %), халькопиритом (2–4 %), теннантитом (3–4 %); нерудные минералы составляют около 30 %. Здесь часто отмечаются полосчатые текстуры, обусловленные чередованием «слойков», сложенных пиритом и халькопиритом со «слойками» галенит-сфалеритового и кварц-карбонатного составов [86]. В отдельных пробах содержание золота достигало 347 г/т; серебра – 324 г/т; свинца – 22,4 %; цинка – 24,3 %; меди – 4,4 %. Среднее содержание золота в сплошных рудах – 3,03 г/т, во вкрапленных – от 1,1 до 2,5 г/т, в минерализованных сиенитах – до 6,5 г/т. Месторождение открыто в 1930 г., разведано в глубину на 460 м. За время эксплуатации (1933–1950 гг.) было отработано до глубины 285 м. Реализация оставшихся запасов признана нерентабельной.

К четвёртой по счету – золото-хлоритовой (золото-родингитовой) рудной формации относится только одно месторождение – «Золотая Гора» (I-1-106), расположенное среди серпентинизированных ультрамафитов сакмарского комплекса [71]. Оруденение локализуется в зоне субмеридионального разрывного нарушения, где на протяжении 2,5 км фиксируются кулисообразно залегающие жилы хлорит-гранат-диопсидового состава (хлорититы). Падение жил крутое юго-восточное, длина каждой из них не превышает 500 м, мощность – 2–3 м (в раздувах – до 8 м). Наиболее крупная Восточная жила прослежена по простиранию на 490 м, на глубину – до 195 м; мощность ее – 2–3 м (в раздувах – 5–6 м), характерны многочисленные маломощные апофизы во вмещающие породы.

Все жилы окружены карбонатизированными, офитизированными, хлоритизированными и диопсидизированными серпентинитами. В них отмечались магнетит, ильменит, гематит, халькопирит, халькозин, ковеллин, самородная медь, миллерит, никелин, брейтгауптит, аргентит, золото. Последнее наблюдалось в виде примазок и тонких пластинок по трещинам спайности в диопсиде, реже в хлорите, кальците, гранате, магнетите, халькопирите. На месторождении отмечалось золото трёх разновидностей: медистое (меди до 20 %), медьсодержащее и серебристое. Содержание золота в рудных телах неравномерное: обычно от 1 до 30 г/т (в единичных пробах до 275 г/т), средние значения – 1,5–3,5 г/т; средняя пробность – 760. Месторождение было открыто в 1902 г., за время эксплуатации (1909–1940 гг.) до глубины 135 м было добыто около 1,5 т золота. Запасы более глубоких горизонтов оценивались разными авторами в количестве от 0,8 до 3,5 т.

К объектам золоторудной черносланцевой стратиформной формации относится проявление Черноозёрское (I-1-104), приуроченное к углисто-(терригенно)-кремнистым отложениям в составе существенно базальтовой поляковской свиты [71]; в подобных прослоях содержится до 3 % углистого вещества. Углеродсодержащие золотоносные осадки откартированы

в неширокой (менее 1 км) субмеридиональной полосе протяжённостью около 16 км вдоль восточного подножия Карабашских Гор; здесь они контактируют с серпентинитами сакмарского комплекса. Для этих отложений характерны также повышенные содержания меди, цинка, свинца, серебра, мышьяка, в отдельных пробах – кадмия, сурьмы и висмута. Была выделена обширная геохимическая аномалия этих элементов, охватывающая почти всю площадь их распространения. Атомно-абсорбционным анализом во всех 22 бороздовых пробах (длиной 1,5–2,5 м) установлено присутствие золота в количестве от 0,02 до 18,11 г/т, а также элементы группы платины: палладий – до 0,061 г/т, платина – до 0,018 г/т, родий – до 0,079 г/т, иридий – до 0,01 г/т. Полученные данные могут свидетельствовать о высокой перспективности этого объекта.

К золото-порфировой рудной формации отнесены четыре месторождения и четыре проявления; из крупных объектов более изученным является месторождение Березняковское (II-2-105). Оно расположено среди выходов осадочно-вулканогенных отложений березняковской толщи и прорывающих их диоритов биргильдинско-томинского комплекса [70]. Оруденение приурочено к гипабиссальным телам кварцевых диорит-порфиритов, локализуется в кварц-серицитовых и существенно кварцевых метасоматитах. Минерализация концентрируется в линейных зонах субширотного и северо-западного простирания, иногда она проявлена в виде золото-сульфидного штокверка сложного строения. В первом случае рудные тела мощностью от 0,3 до 91,5 м вскрыты на глубинах от 0,2 до 459 м, имеют вытянутую или столбообразную форму с расстоянием по длинной оси до 300 м. В штокверках содержания золота в целом более низкие, но относительно выдержанные.

В пределах объекта оруденение развито как в коренных породах, так и в рыхлых образованиях коры выветривания; при этом существенного различия в концентрациях золота не наблюдалось. В рудах, кроме того, отмечены пирит, халькопирит, блеклые руды, сфалерит, галенит, реальгар, рутил, циркон, а также сульфиды висмута, теллуриды свинца, висмута, золота и серебра. Содержание полезных компонентов колеблется в очень широких пределах: золота – до 698,3 г/т; серебра – до 636,8 г/т; меди – до 6,13 %; цинка – до 2,5 %; мышьяка – до 1,6 %; сурьмы – до 1,5 %. Пробность золота высокая (826–972), кроме этого металла в составе золотин присутствуют серебро (2,78–2,87 %), палладий (до 0,11 %) и ртуть (до 0,014 %). Месторождение открыто в 1990 г. при ГДП-50, впоследствии в его пределах выполнены поисково-оценочные и разведочные работы. В настоящее время объект эксплуатируется ОАО «Еткульзолото». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитываются запасы золота: категории C_1 – 2407 кг, C_2 – 9224 кг; забалансовые запасы – 3416 кг.

Ещё одним известным объектом этого типа является месторождение Тыелгинское (I-1-133), оруденение которого представлено как золотоносными сульфидно-кварцевыми жилами, так и минерализованными зонами в рассланцованных и метасоматически изменённых диоритах салаватского комплекса с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией [71].

К золото-серпентинитовой формации отнесены одно малое месторождение и два проявления, связанные с телами интенсивно измененных ультрамафитов сакмарского и куликовского комплексов. Золотоносные зоны этого типа проявлены рассланцованными, оталькованными, карбонатизированными серпентинитами, жилами и прожилками хризотилового, хлорит-хризотилового и хризотил-асбестового состава с вкрапленностью сульфидов и магнетита.

Месторождение Лысая Гора (II-1-11) приурочено к контакту изменённых пород: диоритов салаватского комплекса и гипербазитов сакмарского комплекса [86]. Оруденение локализовано в серпентинизированных гарцбургитах и представлено золотоносной залежью сульфидизированных (преимущественно пиритизированных) тальковых и тальк-серпентин-хлоритовых сланцев. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные, среди них выделялись участки плойчатых гнейсовидных лиственитов с видимым золотом. Эти образования пересекаются крутопадающей золотосодержащей кварцевой жилой мощностью до 0,5 м и протяжённостью до 15 м, на глубине 70 м она выклинивается. Содержание золота в кварце достигало 40 г/т, в тальк-серпентин-хлоритовых сланцах – 150–200 г/т. Месторождение отработано.

Проявление Гора Лиственная (II-1-100) расположено у восточного контакта ультрамафитового массива (куликовскй комплекс). Приурочено к зоне рассланцевания; тальковые, тальк-хлоритовые, тальк-карбонатные сланцы, актинолитовые породы, рассланцованные габбродиориты и диориты прорваны дайками гранитоидов и маломощными жилами кварцевого и карбонат-кварцевого составов. Мощность зоны – около 100 м, протяжённость – около 6 км [86]. Максимальная концентрация золота (до 71,6 г/т) отмечена в актинолитовых породах; в тальковых, тальк-хлоритовых и тальк-карбонатных сланцах его содержание 10–20,2 г/т. Требуется дальнейшее изучение площади проявления.

Рудная формация золотоносных кор выветривания включает малое месторождение и шесть проявлений. Месторождение Тамбовское (Гогинское) (V-1-79) расположено в поле выходов брединской свиты [98]. В 1977–1980 гг. в коре выветривания ее пород была выявлена пластово-линзовидная золоторудная залежь, контролируемая полого падающими на северо-восток зонами рассланцевания и разрывами. Она приурочена к кварц-карбонат-альбит-серицитовым метасоматитам (включающим карбонат-кварцевые прожилки) с редкой вкрапленностью сульфидов. Протяжённость залежи – около 200 м, длина по падению изменяется от 100 до 280 м. Строение тела сложное: рудные интервалы (мощностью от 1 до 31 м) чередуются с участками пустых пород (1–20 м). Основной объем представлен оруденелыми глинистыми, глинисто-щебнистыми корами выветривания маршаллит-гидрослюдисто-каолинитового состава; «реликты» и более крупные блоки (первые метры, редко 10–15 м) первичных руд составляют до 10% залежи. Последние обладают прожилковой и прожилково-вкрапленной текстурой. Из сульфидов в них превалирует пирит, редко встречаются арсенопирит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, пентландит. Содержание золота в рудной залежи – до 51 г/т. Месторождение разрабатывается

ООО «Брединская золоторудная компания». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы золота категории C_2 в количестве 1042 кг; забалансовые запасы – 392 кг.

Золото россыпное. В пределах листа, особенно в его западной части широким распространением пользуются золотоносные россыпи. Всего на карте показаны 54 россыпи разной степени освоенности, различных размеров и возраста (от мезозоя до квартера).

Позднемезозойские россыпи имеют ограниченное распространение и установлены только в глубоких карстовых провалах, обычно расположенных среди структурно-эрозионных депрессий (россыпи Светлинская – III-1-53, Архангельская – IV-1-11, Бурное Золото – IV-1-13).

Своеобразной формой залегания в них золотоносных отложений являются «косые» пласты, лучше изученные на Архангельской россыпи, расположенной в пределах одноимённой депрессии [83, 97]. Ложе последней приурочено к зоне тектонического контакта тугундинской и биргильдинской толщ. Наличие мощных прослоев карбонатных пород в их составе создавало благоприятные условия для образования карстовых ниш и заполнения их продуктами выветривания золотоносных образований. Наиболее продуктивны древние аллювиальные отложения мысовской свиты, залегающие на мраморизованных известняках. Продолжение карстообразования уже после заполнения провалов золотоносными осадками приводило к деформированию россыпей и образованию так называемых «косых» пластов. В 1930-е годы разрабатывались три таких пласта протяжённостью от 120 до 500 м и различными углами падения (от 40° до вертикального); содержание золота в них достигало 7–12 г/т. В пределах Сухтелинской структурно-эрозионной депрессии отрабатывались две меловые делювиально-аллювиальные россыпи (месторождение Бурное Золото); мощность продуктивных пластов, как правило, составляла 0,2–0,9 м (иногда до 3 м), средние содержания золота 3,6–8 г/м^3.

Большим распространением пользуются олигоценовые и неогеновые россыпи, часть из которых уже отработана, а некоторые представляют промышленный интерес и в настоящее время. К последним относятся Байрамгуловские россыпи (I-1-111), расположенные в пределах древней (неогеновой) Миасской структурно-эрозионной депрессии [71]. Продуктивные отложения представлены галечниками, глинистыми песками, глинисто-песчано-галечными осадками и песчанистыми глинами наурзумской, светлинской и жиландинской свит. Они образуют линзовидные и лентообразные (реже округлые) преимущественно субмеридиональные залежи протяжённостью от 0,3 до 5,5 км и шириной от 40 до 1800 м. Мощность золотоносных отложений 1–14 м (в среднем по отдельным россыпям – от 2,3 до 5 м).

Большинство залежей локализовано в наурзумской свите; менее продуктивны отложения светлинской и жиландинской свит. Содержание золота в россыпях достигает 2,1 г/м^3, составляя в среднем (по отдельным залежам) от 130 до 204 мг/м^3 (данные разведки 1981 г.) и 184–246 мг/м^3 (по результатам переоценки 2001 г.). Соответственно и его запасы (категории C_1) для разных россыпей колеблются от 24,8 до 1056,3 кг (от 18,4 до 569,2 кг).

Россыпи отрабатывались старателями в 1863–1903 и в 1928–1944 гг.; поисково-оценочные и разведочные работы проведены в 1976–1981 гг.; в 2001 г. была выполнена переоценка запасов. По ее результатам общие запасы россыпей значительно сократились (с 3035 до 1650 кг) из-за повышения минимального промышленного содержания металла (со 130 до 170 мг/м^3) и минимального его содержания в оконтуривающих выработках (до 150 мг/м^3). С 2005 г. месторождение отрабатывается ОАО «Миассзолото». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы россыпного золота категории C_1 в количестве 1609 кг; забалансовые запасы – 691 кг.

В юго-западной части площади расположены два разрабатываемых россыпных месторождения – Бессоновское (V-1-71) и Казанское (V-1-72), приуроченные к одноимённым структурно-эрозионным депрессиям [98]. Продуктивные горизонты первого из них сложены песчано-глинистыми отложениями наурзумской и светлинской свит, залегающими на брединской свите нижнего карбона. Месторождение объединяет ряд субпараллельно расположенных россыпей (делювиально-пролювиальных, аллювиальных и элювиальных), среди которых 15 балансовых и шесть забалансовых. Среднее содержание золота в балансовых запасах 164 мг/м^3, средняя пробность – 927. Присутствуют минералы платиновой группы.

Россыпи отрабатывались старателями в 1855–1899 гг., было добыто 1206 кг золота. В настоящее время месторождение эксплуатируется ООО «Терра Голд». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы золота категории C_1 в количестве 1640 кг, категории C_2 – 8 кг; забалансовые запасы – 399 кг. Казанские россыпи расположены восточнее в пределах одноимённой депрессии. Продуктивные горизонты также представлены аллювиальными осадками наурзумской и светлинской свит, но верхние части залежей образованы и четвертичными отложениями. Россыпи занимают площадь $5 \times 1{,}5$ км. Отмечалось наличие обогащённых золотом «косых» пластов, в отдельных случаях уходящих на значительные глубины. Среднее содержание металла в балансовых запасах (категории C_1) – 170 мг/м^3, средняя пробность золота – 932. Присутствуют платиновые минералы. В 1851–1910 гг. месторождение отрабатывалось 12 приисками, среднее извлечение золота по отдельным приискам составляло от 1,76 до 3,02 г/м^3. По неполным данным, было добыто 2853 кг золота. В настоящее время объект разрабатывается ООО «Золотое руно». Балансом учитываются запасы (категории C_1) золота в количестве 1381 кг, забалансовые запасы – 338 кг.

К отработанным относится большинство месторождений Кочкарского района, среди которых широко распространены россыпи, связанные с ложковыми элювиально-делювиальными и пролювиально-делювиальными неогеновыми отложениями. Самая крупная из них – Большой Пласт (III-1-29), расположена вблизи коренного Кочкарского месторождения, в результате разрушения которого и образовалась [83]. Протяжённость россыпи – свыше 10 км при ширине 40–120 м, мощность продуктивного слоя (залегающего на глубинах 7–13 м) – 0,35–1,5 м. Содержание золота – от 4 до 26 г/м^3. За время отработки было добыто 9140 кг металла.

К Новотроицкому месторождению коренного золота примыкает аналогичная отработанная Успенская россыпь (III-1-48), где было добыто – 4 т золота [83]. Крупная Андреевская россыпь (III-1-59) расположена в карстовой депрессии среди делювиально-пролювиальных и аллювиальных песчано-глинистых отложений наурзумской и светлинской свит. Протяжённость россыпи – 4,5 км при ширине 100–750 м и мощности продуктивного горизонта 2–9 м (залегает на глубинах 0,5–20 м). Содержание золота – от 2,6 до 10,6 г/м^3. Россыпь отработана, добыто 6780 кг золота. Связь с коренными источниками не установлена [83].

Значительное количество россыпей приурочено к четвертичным отложениям. Среди них различаются элювиально-делювиальные и аллювиальные россыпи. Более многочисленны первые, залегающие у подножий и на склонах возвышенностей, чаще в небольших логах, направленных в сторону речных долин и озёрных впадин. Формирование их связано с разрушением и выщелачиванием золотосодержащих пород, последующим перемещением и отложением рыхлого материала временными потоками. Эти россыпи имеют обычно небольшие размеры: протяжённость – сотни метров, ширина – единицы (реже первые десятки) метров, мощность – от 0,3 до 1,5 м (редко 2,5 м). Сложены они глинами и песчано-глинистым материалом со щебнем и слабо окатанными обломками коренных пород. Обломочный материал отсортирован слабо. Плотик сложен серпентинитами, гранитами, известняками, туфами, различными сланцами. Содержание золота – от 0,1 до 12 г/м^3. К настоящему времени почти все россыпи этого типа выработаны.

Гораздо больший практический интерес представляют аллювиальные россыпи. Они характеризуются более значительными размерами: длина до нескольких сот метров, мощность рыхлых отложений местами превышает 10 м. По характеру обломочного материала залежи нередко определяются как делювиально-аллювиальные: наряду с хорошоокатанной галькой в россыпях встречаются сглаженные и даже практически не окатанные обломки коренных пород, принесённые впадающими в речные долины короткими логами. Продуктивные горизонты обычно сложены песчаными, песчано-галечными или песчано-валунными отложениями с примесью глинистого материала, дресвы и щебня. Мощность золотоносных осадков – от 0,5 до 5 м; содержание металла в них – до 6 г/м^3. Золото чаще мелкое светло- или тёмно-жёлтое пластинчатое, листоватое, реже крупинчатое и нитеобразное. На некоторых объектах отмечалось присутствие осмистого иридия. Большинство россыпей этого типа отработано, в настоящее время разведаны и числятся в резерве лишь некоторые из них: река Бол. Маук (I-1-11), река Горькая (I-1-13), Аткульская (I-1-84), Атлянская (II-1-44), река Миасс – полигон № 8 (I-1-126). Последняя является наиболее крупной и лучше изученной. Она берет начало от истока реки (оз. Аргази) и продолжается в южном направлении на расстояние свыше 27 км; ширина ее – от 44 до 1045 м. Мощность рыхлых отложений в долине реки – от 2 до 12 м; они представлены второй (исетской) и первой (камышловской) надпойменными аккумулятивными террасами, высокой и низкой поймой, современными озёрными и озёрно-болотными отложениями. Продуктивный горизонт

мощностью 2–5 м (в среднем 3,1 м) сложен разнозернистыми глинистыми песками (кварцевыми и полимиктовыми), глинистыми галечниками с маломощными прослоями бурых и зеленовато-серых глин.

Золотоносные осадки перекрываются разнозернистыми полимиктовыми песками, серыми и зеленовато-серыми иловатыми глинами, торфом, почвенным слоем, а подстилаются в разной степени выветрелыми коренными туфами, амфиболитами, базальтами, андезибазальтами, сланцами. Распределение золота неравномерное, с чередованием относительно бедных и обогащённых (чаще в приплотиковых слоях) участков. Золотины мелкие и средние, крупинчатой формы, хорошоокатанные, иногда сплющенные. В россыпи отмечалось присутствие осмистого иридия [71, 86]. Объект числится в резерве с балансовыми запасами золота (категорий $B+C_1$) 6546 кг (при среднем содержании 80 мг/м^3), забалансовые запасы – 1402 кг.

Платина и платиноиды. При ГДП-200 в последние годы выявлено два пункта платиновой минерализации. Они приурочены к изменённым и сульфидизированным габброидам (ПМ обн. 5158 – I-1-35) и пироксенитам (ПМ Синеглазовский – II-2-62). На этих объектах зафиксированы повышенные (но не промышленные) концентрации элементов платиновой группы. Максимальное содержание платины достигало 0,09 г/т; палладия – 0,64 г/т; родия – 0,034 г/т; иридия – 0,04 г/т; осмия – 0,2 г/т; рутения – 0,2 г/т [70, 71]. Необходимо отметить, что ещё при отработке золотоносных россыпей на некоторых из них отмечалось присутствие МПГ, представленных в основном осмистым иридием с максимальным его содержанием по р. Миасс (10% относительно золота) [86]. Меньшее количество (4% по отношению к добытому золоту) осмистого иридия наблюдалось в отдельных залежах Байрамгуловской группы. В южной части площади платиноиды обнаружены в золотоносных отложениях Бессоновских, Казанских и других россыпей. В частности, при отработке Михайло-Архангельского прииска (Бессоновские россыпи) вместе с золотом находили самородки платины весом до 4 г [71, 98].

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Уран. На площади листа N-41 находится 55 месторождений, проявлений и пунктов минерализации радиоактивных элементов, которые отнесены к шести рудным формациям. Иногда на одном объекте развито нескольких типов оруденения, в этом случае формации указывались по преобладающему (наиболее продуктивному) из них. Необходимо также отметить, что повышенные содержания этих элементов, которые фиксируются высокой (до 400 мкР/ч) радиоактивностью, зафиксированы в щелочных породах ильмено-вишнёвогорского комплекса – пегматитах, карбонатитах, альбититах и слюдистых метасоматитах, содержащих вкрапленность пирохлора, циркона, ортита, эшинита, гатчетолита, бетафита, ферсмита, торита, монацита и др. В составе данных минералов в разных количествах присутствуют уран (от 0,001 до 0,156%) и торий (0,002–0,386%). Выделялись

Вишнёвогорское, Потанинское, Увильдинское (Обуховское) проявления, которые пространственно совмещаются с рудными телами одноимённых редкометалльных объектов. Из-за высокой загруженности карты они отдельно не показываются, а по причине низких в целом содержаний и трудной извлекаемости радиоактивного сырья указанные объекты не рассматриваются в ранге комплексных.

К первому (урановому березитовому и эйситовому) рудноформационному типу отнесены семь проявлений и семь пунктов минерализации; они приурочены к зонам интенсивного дробления и трещиноватости внутри гранитов или к контактовым частям массивов. Здесь отмечается объемное окварцевание, серицитизация, калишпатизация пород, развитие кварцевых и сульфидно-кварцевых прожилков, в которых наблюдается вкрапленность пирита, халькопирита, пирротина, молибденита, уранинита, а в верхних частях (в зоне окисления) – примазки урановой черни. Оруденение фиксируется обычно радиоактивными аномалиями интенсивностью от 50 до 492 мкР/ч и сильно изменчивыми (0,005–0,96 %) содержаниями урана. Мощность рудных тел, как правило, небольшая (от 1 см до 2 м), чаще первые десятки сантиметров; при этом более мощные из них отличаются более низкими концентрациями полезного компонента.

Характерным объектом этого типа является проявление Кабановское (III-1-25), локализованное в мощной (около 200 м) дайке гранитов джабыкско-санарского комплекса на контакте мраморов и кристаллосланцев [83]. В дайке расположены три продольные минерализованные зоны, в каждой из которых выделено несколько рудных тел мощностью 0,2–2 м и протяжённостью 100–200 м; они обычно приурочены к границам пегматоидных и мелкозернистых разностей гранитов. Оруденение представлено вкрапленностью уранинита, молибденита, пирита, халькопирита и пирротина. В верхних (выветрелых) частях рудных тел отмечалась урановая чернь с пиритом и марказитом. Содержание урана в первичных рудах – до 0,14 %, в выветрелых – до 0,1 %.

К урановой углеродисто-сланцевой рудной формации отнесено только одно проявление Южное (IV-1-54), приуроченное к дробленым углисто-глинистым сланцам карбона, переслаивающимся с измененными порфировыми базальтами. Выделено несколько рудных тел мощностью 0,4–1,6 м. Оруденение образовано вкрапленностью уранинита, пирита, марказита, а также арсенидов никеля и кобальта. Содержание урана в рудных телах 0,01–0,04 %, редко достигает 0,1 % [97].

К урановой буроугольной рудной формации принадлежат три проявления и один пункт минерализации в пределах Челябинского буроугольного бассейна, они приурочены к угленосным триасовым отложениям. Урановое оруденение преимущественно локализуется в грубообломочных (песчаники, гравелиты, конгломераты) более проницаемых образованиях калачёвской свиты. Уран находится в сорбированной форме в обуглившихся растительных остатках, в цементе обломочных пород (обогащённом угольным веществом) и в фосфоритовых гальках конгломератов и гравелитов. Оруденение фиксируется радиоактивными аномалиями интенсивностью до 270 мкР/ч. Рудные тела характеризуются небольшими размерами и

невысокими концентрациями урана. Только в некоторых телах, локализованных среди угольных пластов коркинской свиты (проявление Копейское–II-2-38), содержание его в отдельных пробах достигает 0,85 % [70].

К четвёртому (ураноносных кор выветривания) рудноформационному типу относятся одно месторождение, 10 проявлений и один пункт минерализации. Они развиты в корах выветривания кислых магматитов, гнейсов и углеродсодержащих сланцев. Материнские породы часто рассланцованы, сильно изменены (окварцевание, каолинизация, хлоритизация, серицитизация), в разной степени ожелезнены. Оруденение фиксируется радиоактивными аномалиями интенсивностью до 350 мкР/ч. Размеры рудных тел и содержание в них урана на большинстве объектов незначительные.

Месторождение Анненское (V-1-27) расположено у юго-восточного контакта Джабыкского гранитного массива, приурочено к линейным корам выветривания (по гранитам, дайкам кислого состава и вмещающим их гнейсам), развитым вдоль серии сближенных разломов северо-восточного простирания. Оруденение локализовано как непосредственно в корах, так и (очень редко) в перекрывающем четвертичном аллювии [98]. По бортовому содержанию урана 0,03 % выделено шесть рудных тел (линз) северо-восточной ориентировки. Длина их – от 280 до 520 м, ширина – 50–180 м; общая протяжённость месторождения 1000 м при максимальной ширине 600 м. Мощность рудных залежей – от 0,3 до 8 м (средняя мощность по разным телам варьирует от 0,7 до 2,5 м); залегают они на глубинах от 3 до 40 м. Содержание урана в рудных телах 0,03–0,3 % (средние концентрации колеблются от 0,052 до 0,094 %); среднее по месторождению – 0,065 %. Главными рудными минералами являются урановая чернь и отенит, второстепенными – урановые слюдки; металл сорбируется также в марказите, глинах и гидроокислах железа, редко отмечались силикаты урана. Среди нерудных минералов в залежах преобладают кварц, гидрослюды, каолинит, реже встречаются плагиоклаз, ортоклаз, роговая обманка, биотит, мусковит. Запасы руд месторождения оценивались в 440,2 тыс. т, а запасы урана в них – 284,9 т (при среднем содержании 0,065 %). Ввиду незначительных масштабов месторождение не имеет на сегодняшний день промышленного значения.

Пятая по счету (урановая терригенная наложенных впадин) рудная формация включает одно месторождение, 11 проявлений и три пункта минерализации, расположенные в пределах мезозойско-кайнозойских структурно-эрозионных депрессий и приуроченных к ним долинах современных рек.

Непосредственно в депрессиях урановое оруденение представлено двумя проявлениями и двумя пунктами минерализации в меловых песчано-глинистых отложениях (часто лигнитоносных). Из них более изученным является проявление Московское (IV-1-49) среди Редутовской депрессии. Ураноносные лигнитовые глины прослежены на глубинах 25–150 м на протяжении 8 км при ширине зоны 50–100 м. В разрезе выделялось от одного до четырех минерализованных (сульфидизация, сидеритизация) интервалов мощностью 0,4–9,9 м с выделениями урановой черни [97]. Содержание урана – от 0,01 до 0,08 % (среднее – 0,03 %). Средние содержания сопутствующих элементов в разных телах (%): Co – 0,2–0,3; Ni – 0,4–0,6;

Zn – 1,6–1,9; Y – до 0,3; La – до 0,1; Cd – до 0,06; As – до 0,6; Cu – до 0,3. Почти такое же количество объектов (одно месторождение, девять проявлений и один пункт минерализации) локализовано в аллювиальных отложениях современных рек (Коелга, Караси, Увелька, Кабанка, Санарка, Чёрная, Средний Тогузак, Кызыл-Чилик, Карагайлы-Аят), чаще в основании вторых надпойменных террас.

Обычно рудоносны тёмно-серые и чёрные песчанистые глины, реже пески, обогащённые растительными остатками и несущие сульфидную минерализацию. К этой группе относится и минерализация в торфяно-илистых осадках, обогащённых гумусом и растительными остатками (проявление Куйсаринское (Пионерское) – II-1-120). Ураноносные отложения образуют линзовидные тела мощностью от 0,3 до 1,5 м, залегающие на глубинах 0,5–0,8 м. Руды бедные, со средними содержаниями урана 0,01–0,03 %, редко 0,07–0,08 %. Этот элемент сорбируется глиной, органическими остатками, лимонитом; представлен обычно урановой чернью, шрекингеритом и отенитом. Наиболее крупным объектом является проявление Санарское (III-1-67); оно располагается в долинах рек Коелга, Увелька, Кабанка, Санарка и объединяет пять участков [60, 83]. Для продуктивных речных долин характерен ступенчатый профиль с чередованием расширенных аккумулятивных и суженных эрозионных участков. Оруденение концентрируется в местах пересечения долинами гранитных массивов или гранито-гнейсовых ассоциаций (с высоким кларком урана или убогой эндогенной урановой минерализацией). Как правило, оно локализуется в песчано-глинистых осадках нижнего неоплейстоцена, залегающих в субстрате разреза камышловской террасы на плотике коренных пород или корах выветривания. Иногда приурочено к насыщенным органическими остатками пойменным или озёрно-болотным отложениям, перекрытым красноцветными глинистыми образованиями. Эпигенетические процессы привели к обогащению ураном как аллювиальных фаций, так и гидрослюдисто-щебнистой коры выветривания.

Мохиревский участок месторождения (протяжённостью более 5 км) расположен в долине р. Коелга; там выделены две лентовидные залежи: Звягинская (длиной 4,2 км при ширине 20–350 м) и Мохиревская (9 км при ширине 50–125 м). Они имеют мощность 0,5–3 м, залегают на глубинах 3–8 м. Запасы урана по категориям $B+C_1$: в песчаных рудах – 288,6 т (со средним содержанием урана 0,033 %), в глинистых – 51,9 т (0,025 %).

На Варламовском участке оруденение прослежено в долине р. Увелька на протяжении около 20 км. Выделены четыре залежи (Лесозаводская, Пионерская, Варламовская, Муранская) лентовидной формы; протяжённость их – от 2,8 до 6,5 км, ширина – от 50 до 600 м, мощность – от 2,34 до 2,77 м, глубина залегания – 2–20 м. Запасы урана категорий $B+C_1$ составляют: в песчаных рудах – 2051,8 т (среднее содержание урана – 0,031 %), в глинистых рудах – 1714 т (0,03 %).

Демаринский участок расположен в долине р. Кабанка, его протяжённость 19 км. В результате выполненных разведочных работ выделены три залежи (Михайловская, Демаринская, Кочкарская) пластообразной или лентовидной формы протяжённостью 4,3–8,75 км, шириной 50–600 м,

мощностью 1,8–2,3 м, глубина их залегания 1–8 м. Запасы урана по категориям $B+C_1$ оценены: в песчанистых рудах – 918,7 т (среднее содержание 0,02 %), в глинистых рудах – 1092,6 т (0,02 %).

Санарский участок приурочен к долине р. Санарка; здесь выявлена одна залежь протяжённостью 3 км при ширине до 250 м, мощностью 1–5 м, залегающая на глубинах 0,5–8 м. Форма ее сложная: на северо-западе – линзовидная с пальцеобразным выклиниванием, на юго-востоке – мешкообразный раздув с многочисленными рукавами. Запасы урана категорий $B+C_1$ составляют: в песчаных рудах – 373,8 т (среднее содержание урана 0,051 %), в глинистых рудах – 505,6 т (0,044 %).

В пределах Пьянковского участка, расположенного в долине р. Санарка, на протяжении 6 км выделены семь рудных залежей длиной 400–1900 м, шириной 15–700 м, мощностью 1–4 м и глубиной 1–10 м. В плане они объединяются в единую зону протяжённостью до 6 км и шириной до 1 км. Оруденение локализовано преимущественно в гидрослюдисто-щебнистых корах выветривания (линейного и площадного типов), частично – в аллювиальных песчаных отложениях. Залежи сложены только песчаными рудами, глинистые разности отсутствуют. Запасы урана категорий $B+C_1$ оценивались в 831,2 т (при среднем содержании металла 0,028 %). Общие запасы (категорий $B+C_1$) урана по Санарскому месторождению следующие: в глинистых рудах – 3264,1 т, в песчаных рудах (пригодных для добычи методом подземного выщелачивания) – 4464,1 т.

В 1971–1980 гг. на Варламовском участке проводились эксплуатационные работы именно этим методом; было добыто 103,9 т урана. В настоящее время месторождение законсервировано.

К шестой рудной формации (уран-редкоземельной терригенной палеодолин) относятся три месторождения и шесть проявлений, приуроченные к средне-позднеюрским отложениям, выполняющим древние (раннемезозойские) палеорусла, врезанные в поверхность доюрского фундамента на глубины 100–120 м и выполненные сероцветными аллювиальными отложениями [54, 59, 60].

Наиболее изученным является среднее по рангу месторождение Далматовское (I-3-3), рудовмещающая толща которого состоит из трёх пачек (ритмов), выполненных аллювиальными отложениями, зернистость которых уменьшается снизу вверх. В основании ритмов залегают галечники и гравийники, вверх по разрезу сменяющиеся песками, алевритами и глинами; каждый новый ритм залегает на предыдущем с размывом. Минерализация приурочена к отложениям нижнего и среднего ритмов. Основным фактором, определяющим условия локализации уранового оруденения, признаны эпигенетические процессы, обусловливающие миграцию урана, сопутствующих элементов (селена, молибдена, рения) и концентрацию их в зоне окислительно-восстановительного барьера.

Распределение урана в рудных залежах очень неравномерное (от 0,01 до 3 %), что связано с неоднородностью фильтрационных свойств вмещающих пород и неодинаковым распределением органического вещества, являющегося основным восстановителем, обеспечивающим локализацию урана в зоне геохимического барьера. Урановые минералы представлены

настураном, коффинитом и уранофаном; они часто ассоциируют с сульфидной минерализацией и выполняют поры в обломочных породах, иногда замещают глинистый цемент и органические остатки. Наиболее богатые руды (с содержаниями урана до первых процентов) локализуются в сероцветных отложениях вблизи контакта их с эпигенетически изменёнными белесыми породами. Для интервалов с высокой концентрацией металла характерно увеличение крупности выделений урановых минералов, главным образом настурана, агрегаты которого образуют плёнки, корочки, скопления размером до 5 мм. Запасы урана по месторождению были оценены (по категориям $A+B+C_1$) в количестве 7735 т, запасы категории C_2 – 1828 т, забалансовые – 1607 т. Месторождение отрабатывается (методом подземного выщелачивания) ЗАО «Далур». При добыче урана сернокислотным способом в технологических растворах, кроме соединений урана, отмечались скандий и редкоземельные элементы, что свидетельствует о возможности извлечения их в качестве попутных компонентов. Концентрация скандия в водопроницаемых осадках – от 4,7 до 10,42 г/т (среднее – 6,28 г/т), а содержание суммы редких земель и иттрия в богатых песчаниковых рудах (с количеством урана свыше 0,06%) достигает 429,5 г/т. Запасы скандия (категории C_2) учтены в количестве 228,3 т. Другие месторождения этой группы (Хохловское – II-4-5 и Добровольное – III-5-1) в настоящее время не разрабатываются.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ОПТИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ

Кварц оптический и пьезоэлектрический. Представлен хрусталеносными кварцевыми жилами (четыре месторождения, 11 проявлений) и россыпями (четыре россыпи), а также жилами гранулированного кварца (восемь месторождений и четыре проявления). Наиболее известным является месторождение Астафьевское (IV-1-57), продуктивные жилы и россыпи которого образуют одноименное хрусталеносное поле площадью около 20 км^2; в советское время там добывалось около 50% пьезокварца СССР [97]. Жилы концентрируются в узлах пересечения разрывов северо-западного и северо-восточного направлений, обычно сопутствуют телам кварц-альбитовых метасоматитов и гранитоидов; 97% сырья на Восточном участке добыто из жил северо-западного простирания. Те из них, что содержат гнезда горного хрусталя, как правило, обладают небольшими размерами. Длина их по простиранию редко превышает 100 м (в среднем около 20 м), протяженность по падению – до 50 м, мощность очень изменчива – от 0,1 до 10 м (редко 20 м); форма тел линзообразная, плитовидная. Кварц в жилах крупно- и гигантозернистый, вблизи гнёзд шестоватый и друзовый полупрозрачный. Длина кристаллов – от первых сантиметров до 2,2 м (чаще 10–20 см), вес преимущественно 100–500 г (иногда до 10 кг и более, максимум 2,5 т), окраска слабодымчатая, дымчатая, реже бесцветная; качество пьезокварца высокое. Месторождение отрабатывалось до 1995 г., в настоящее время законсервировано (затоплено), а его оставшиеся запасы

числятся в резерве: кристаллосырьё категории C_1 – 2653 т, C_2 – 5439 т; пьезокварц категории C_1 – 38 055 кг; моноблоки категории C_2 – 36 807 кг; горный хрусталь для плавки категории C_1 – 1126 т, C_2 – 1583 т.

Другие подобные месторождения (Сосновое – II-1-35, Гребенщиковское – II-1-112 и Светлинское – III-1-51) характеризуются значительно меньшими размерами и к настоящему времени практически выработаны. Проявления, представленные одиночными небольшими кварцевыми жилами или развалами кварца, также не представляют практического интереса [83, 86].

В результате разрушения хрусталеносных кварцевых жил образовались довольно многочисленные россыпи ложкового, аллювиального и (реже) элювиально-делювиального типов. В пределах Астафьевского хрусталеносного поля выделено 10 сближенных россыпей (IV-1-56), более крупные из которых (Бортовая, Бортовая А, Дальняя, № 34, Октябрьская) обладали запасами в несколько тонн моноблоков пьезокварца [97]. Они имеют сравнительно небольшую протяжённость (350–2000 м) при ширине от 40 до 500 м; мощность продуктивного слоя – от 0,3 до 3,5 м (редко 5–6 м). Россыпи сложены песчано-глинисто-щебнистым материалом с окатанными и угловато-окатанными обломками прозрачного кварца, горного хрусталя и кремнистых пород; возраст продуктивных отложений различный – от четвертичного до олигоценового. Распределение кристаллов неравномерное, струйчато-кустовое; большая часть обломков кварца концентрируется в приплотиковых частях россыпей. Среднее содержание пьезокварца по различным россыпям достигает 5,2 г моноблоков на 1 $м^3$ продуктивного слоя. Большинство подобных объектов к настоящему времени отработано. Почти все (90%) кристаллы кварца (как коренных, так и россыпных объектов), не пригодные для использования в качестве пьезооптического сырья, могут применяться для выплавки кварцевого стекла и синтеза искусственных монокристаллов.

Для производства светотехнического и химического кварцевого стекла, плавки оптического стекла и стёкол со специальными свойствами используется гранулированный кварц, месторождения и проявления которого развиты в основном в северо-западной части листа [71, 86]. Жилы залегают среди докембрийских метаморфитов егустинской, слюдяногорской, куртинской, нижнесаитовской, верхнесаитовской и игишской свит, а также в девонских вулканитах карамалыташской и улутауской свит.

Промышленный интерес представляют жилы, сложенные мелко- и тонкозернистым («уфалейский» тип) или средне- и крупнозернистым («кыштымский» тип) прозрачным гранулированным кварцем, представляющим собой агрегат чётко индивидуализированных зёрен размером от долей миллиметра до 1 см. Форма тел обычно линзовидная, реже плитообразная или веретенообразная, выклинивание их тупое или клиновидное, часто с разветвлениями. Среди вмещающих пород они занимают согласное (преимущественно мелкие жилы) или секущее (более крупные тела) положение. Располагаются друг относительно друга кулисообразно, либо в линию, одна за другой. В широких пределах изменяются размеры жил: длина – от нескольких до сотен метров, мощность – от первых десятков сантиметров до 14 м. Падение их преимущественно восточное, редко – западное

с углами от 10° до 80°. Текстура кварца равномернозернистая массивная, структура гранобластовая и катакластическая. В составе жил, кроме резко преобладающего (97% и более) кварца, от 1 до 3% приходится на долю примесей (графит, мусковит, биотит, полевой шпат, хлорит, турмалин, гранат, рутил, пирит, гидроокислы железа). В результате обогащения получается кварцевый концентрат («крупка»), содержание примесей в котором колеблется от 0,0005 до 0,0063%. Запасы кварца промышленных категорий на разведанных месторождениях характеризуются различными величинами (от 31,6 до 1106,7 тыс. т).

Наиболее крупным является месторождение Кыштымское (I-1-54), расположенное на восточном крыле Кизильской антиклинали среди образований слюдяногорской и куртинской свит. Здесь выявлено около 1400 кварцевых выходов, из которых свыше 250 было оценено с разной степенью детальности. Большая часть тел сосредоточена в пределах Центрального жильного поля, прослеженного в субмеридиональном направлении на 13 с лишним километров при ширине 1–3 км. Подавляющее количество (около 80% запасов) кварца сосредоточено в жиле 175 (на западном склоне горы Острая) среди слюдяногорской свиты. Форма ее плитообразная, мощность – от 0,7 до 14 м, падение на юго-восток под средними углами. Жила прослежена по простиранию на 190 м, по падению – на 165 м. Месторождение эксплуатируется с 1960 г.; в настоящее время лицензии на право разработки выданы ОАО «Кыштымский ГОК» и ООО «Кварц». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы (категорий C_1+C_2) кварца в количестве 729,7 тыс. т. Кроме Кыштымского, в настоящее время эксплуатируются месторождения Вязовское (I-1-3), Кузнечихинское (I-1-27) и Агардяшское (I-1-76).

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЁ

Барит. Известно пять проявлений, локализованных в баритовых или кварц-баритовых жилах среди изменённых пород различного возраста. Длина жил – от 16 до 500 м, мощность 0,25–10 м, простирание их субширотное, падение крутое. Они сложены белым, светло- и буровато-серым, иногда зеленоватым баритом с незначительной примесью кварца и карбоната. В барите отмечалась редкая вкрапленность сульфидов, налёты медной зелени и сини. Некоторые жилы отрабатывались. Более изученным является проявление Гогинское (V-1-66), разведка и эксплуатация которого осуществлялась в 1930–1951 гг. [98]. Здесь три широтные жилы барита залегают в кварц-серицитовых сланцах брединской свиты. Длина тел 100, 16 и 80 м, мощность соответственно 1; 0,25–0,5 и 0,3 м. В барите фиксировалась редкая мелкая вкрапленность галенита и куприта, налёты медной зелени. Первые две жилы почти полностью выработаны (местами до 46 м на глубину); добыто 1600 т барита. В рудах содержатся (%): $BaSO_4$ – 92,1–97,0; SiO_2 – 1,04–3,49; Fe_2O_3 – 0,05–0,06; Al_2O_3 – до 0,44.

Известняк флюсовый. В пределах листа разведано восемь месторождений флюсовых известняков, приуроченных к девонским и каменно-

угольным карбонатным отложениям. Они представлены пластообразными телами, залегающими среди различных сланцев, туфов, туфопесчаников. Простирание продуктивных залежей – от субмеридионального до северо-восточного, падение восточное и юго-восточное под углами от 20° до 80°; протяжённость тел – от 400 до 5000 м, мощность – от 12 до 250 м. Сложены они серыми (разных оттенков) мелкозернистыми, иногда полосчатыми известняками, в разной степени мраморизованными, местами доломитизированными [70, 71, 86, 98]. Породы характеризуются высокими (52–55,14%) средними содержаниями CaO и низкими MgO (0,2–1%), фосфора (0,0016–0,012%), серы (0,006–0,062%). Несколько худшим качеством (среднее содержание CaO – 45,9%; MgO – 8,32%) отличаются доломитизированные разности западной полосы Барнинского месторождения (I-1-114), которые могут быть использованы в качестве сырья для производства строительной извести. Известняки остальных объектов являются первосортным флюсовым сырьём. Запасы флюсовых известняков промышленных категорий ($A+B+C_1$) оценивались по разным месторождениям в количествах от 461,6 до 418 330 тыс. т. Раньше часть их разрабатывалась, в настоящее время большинство числится в резерве.

Эксплуатируется лишь одно месторождение – Тургоякское (II-1-47), приуроченное к карбонатным отложениям туратской свиты [86]. Продуктивная залежь пластообразной формы прослежена на 3 км при ширине от 120 до 800 м (средняя – 300 м) и средней мощности 250 м. Серые (до светло-серых) мраморизованные известняки состоят почти целиком (98%) из кальцита с примесью кварца, серицита, хлорита, углистого вещества и редкой вкрапленностью пирита, магнетита, лейкоксена. Средние содержания (%): CaO – 54,7; MgO – 0,3; SiO_2 – 0,54; R_2O_5 – 0,25; P – 0,012%; S – 0,006; ппп – 43,17. По составу породы относятся к высококачественному флюсовому сырью I сорта. С 1920 г. сырье месторождения использовалось для производства извести, с 1933 г. применяется как флюсовый материал. Сейчас добычу известняка производит ОАО «Тургоякское рудоуправление». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы известняка (категорий $A+B+C_1$) в количестве 203 704 тыс. т, категории C_2 – 40 095 тыс. т. В 2005 г. выдана лицензия ОАО «ЧМК» на эксплуатацию северной части месторождения Сухореченское (V-1-44), запасы которого составляют 47 000 тыс. т известняка.

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

Фосфорит. Известно одно проявление (скв. 10 – II-1-101), локализованное в графитистых кварцитах игишской свиты [86]. Скважинами вскрыты породы с включениями чёрных метаморфизованных конкреций фосфорита размером от 2 мм до нескольких сантиметров; содержание их – от 1 до 30%. Конкреции деформированы, уплощены с ориентировкой по сланцеватости. Слои фосфоритоносных кварцитов имеют толщину от 3 до 10 м; они переслаиваются с «безрудными» пластами, мощность которых 12–25 м. Содержание P_2O_5 в продуктивных кварцитах колеблется от 0,2 до 4,5%.

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЁ

Представлено месторождениями и проявлениями маршаллита, полевого шпата, каолина, кианита, керамических пегматитов, глин огнеупорных и керамических, огнеупорных доломитов.

Кварцевые пески (маршаллиты). Шесть месторождений и одно проявление отнесены к данной подгруппе достаточно условно, так как области применения маршаллита (пылевидного кварца) довольно разнообразны. Он может использоваться в стекольном, керамическом, фарфорово-фаянсовом, пластмассовом производстве, а также в качестве цементного, абразивного и формовочного сырья.

Наиболее известным является месторождение Куликовское (Светлая Дача) (IV-1-55); маршаллиты разведывались в 1934 г. как сырьё для стекольной промышленности, а добывались (1934–1935 гг.) для использования в литейном производстве. Объект расположен в поле выходов кремнистых сланцев и окремнённых известняков биргильдинской толщи, приурочен к корам выветривания этих пород. Продуктивная толща сложена белыми, светло- и желтовато-серыми, часто тонкослоистыми маршаллитами (иногда загрязнёнными различными примесями), которые после обогащения могут применяться в стекольной и керамической промышленности [97]. Запасы оценивались в 97,6 млн т. В качестве цементного и формовочного сырья предполагалось использовать маршаллиты месторождений Ямского (II-1-107), Бузановского (II-1-91) и Гулинского (Новогеоргиевского) (V-1-81), а маршаллиты месторождения Тугундинское (II-2-87) могли применяться в литейном и абразивном производстве.

В настоящее время балансом учитывается только месторождение Туктубаевское (II-1-77), приуроченное к корам выветривания нижнекаменноугольных окремнённых известняков [86]. Маршаллиты образуют пластообразную залежь, прослеженную по простиранию на 1200 м при ширине 600 м и сильно изменчивой мощности (от 0,1 до 14,5 м), в среднем составляющей 7,4 м для запасов категории C_1 и 3,4 м категории C_2; мощность вскрыши – от 0,3 до 15 м. Продуктивная толща выполнена серой мучнистой породой, состоящей из пылевидного кварца с тонкими (до 5 см) прослоями глинистого материала и обломками окремнённых известняков, количество которых достигает 30 % от объёма породы. В маршаллите содержится (%): SiO_2 – 62,03–97,22; Al_2O_3 – 0,20–11,83; Fe_2O_3 – 0,04–3,1; MgO+CaO – 0,09–0,97. Огнеупорность изменяется от 1420 до 1730 °С. Сырье может также применяться в качестве добавки в формовочные смеси, заполнителя в пластмассовых изделиях, в асфальтовом и фарфорово-фаянсовом производстве. Месторождение разрабатывалось, сейчас числится в резерве с запасами маршаллита категории C_1 – 543 тыс. т, категории C_2 – 481 тыс. т.

Полевой шпат и нефелин. Представлены двумя месторождениями и одним проявлением. Наиболее крупным объектом является месторождение Вишневогорское (I-1-7), расположенное в пределах «главного интрузивного

тела» одноимённого щелочного массива [71]. Около 80 % его площади занимают миаскиты, среди которых выделяются биотитовые и амфиболовые разности. Первые являются основным нефелин-полевошпатовым сырьём месторождения. Чередование разновидностей с переменным минеральным составом и различными текстурно-структурными особенностями обусловливает высокую изменчивость характеристик нефелин-полевошпатового материала. Оптимальными технологическими свойствами обладают крупно-среднезернистые лейкократовые миаскиты, залегающие в наименее дислоцированных частях массива с минимальными вторичными изменениями. В них наблюдается почти полное отсутствие мелковкрапленного ильменита, который попадает в концентрат в виде сростков с нефелином и полевым шпатом. Обычно выход концентрата превышает 60 %, а содержание Fe_2O_3 в нём не более 0,08 %. Более низкими технологическими параметрами характеризуются миаскиты, которые подверглись интенсивной гидротермальной переработке. Это меланократовые породы с мелкозернистой структурой и пятнистой, полосчатой или однородной текстурой. В значительных количествах в них присутствуют сростки железосодержащих минералов (магнетит, ильменит, биотит, сульфиды) с полевыми шпатами и нефелином, что предопределяет небольшой (30–40 %) выход концентрата и его невысокое качество (содержание Fe_2O_3 – 0,3 % и более). В составе миаскитов преобладают (в сумме 95 %) нефелин, полевые шпаты, биотит; в качестве второстепенных и акцессорных минералов отмечались кальцит, мусковит, гидромусковит, ильменит, магнетит, сфен, апатит, содалит, пирохлор, ортит, пирит, пирротин, халькопирит, молибденит. Высокая изменчивость технологических свойств сырья требует его обогащения, включающего дробление, измельчение, магнитную сепарацию и флотацию, что позволяет получать нефелин-полевошпатовый концентрат, соответствующий требованиям к сырью для стекольной и керамической промышленности. Месторождение эксплуатируется с 1995 г. ОАО «Вишневогорский ГОК». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы руд категории C_1 в количестве 35 905 тыс. т, C_2 – 34 377 тыс. т; забалансовые запасы – 14 909 тыс. т.

Пегматит керамический представлен одним месторождением (Чашковское – II-1-76), расположенным в раннепермских гранитоидах еланчиковского комплекса и состоящим из 38 пегматитовых жил сложной формы с раздувами, пережимами и апофизами [86]. Протяжённость жил – от 16 до 200 м, мощность – 1–30 м. Пегматиты светло- и желтовато-серые, реже розовато-серые крупнозернистые, состоящие в основном из кварца, полевого шпата (ортоклаз, микроклин) и слюд. Структура пород гранитная, реже графическая, гигантозернистая и крупнозернистая. Большинство выявленных пегматитов относится к натриевым (отношение K_2O/Na_2O гораздо меньше 2), поэтому после обогащения полевошпатовое сырьё может применяться в тех отраслях керамической промышленности, где не нормируется соотношение между щелочами. Месторождение отрабатывалось, добыто 700 т пегматита. Авторские его запасы (категории C_2) оценивались в 17,3 тыс. т.

Каолин. Представлен 10 месторождениями и 11 проявлениями, приуроченными к каолинитовым корам выветривания гранитоидов, гнейсов и некоторых сланцев. В настоящее время из 10 месторождений разрабатываются только три, из которых более известным является Кыштымское (I-1-56), расположенное в эпигенетических образованиях по одноименной толще ильменогорского комплекса [71]. В вертикальном профиле коры выделяются (сверху вниз): зона глинистых продуктов (каолинитовая), зона интенсивного выщелачивания и зона дезинтеграции. Полезным ископаемым являются породы верхней зоны, в составе которых выделяются первичные и переотложенные каолины. Первые представляют собой рыхлую глинистую слабопластичную массу различной окраски (белой, светло-жёлтой, светло-розовой, тёмно-серой, бурой и др.). В нижних горизонтах зоны наблюдались реликты материнских пород в виде параллельных цепочек зёрен кварца. Мощность толщи первичных каолинов – от 0,9 до 40,2 м; резкие ее увеличения приурочены к зонам разрывных нарушений. Переотложенные каолины характеризуются более низким качеством, они наблюдались почти на всей площади месторождения в виде маломощного (0,1–0,5 м) «слоя» на поверхности вышеописанных разностей; границы между ними трудно устанавливаются. Иногда переотложенные каолины смещены от залежи первичных руд (месторождение Чекмакульское – V-1-36).

Кыштымское месторождение условно подразделяется на две каолиновые залежи (Восточную и Западную), в составе каждой выделено по два участка развития кондиционных каолинов. Более крупная Восточная залежь прослежена в субмеридиональном направлении на 1700–1800 м при ширине от 50 до 840 м и мощности от 1 до 40,2 м. Форма её в целом корытообразная, с раздувами, пережимами, разветвлениями и выступами материнских пород. Западная залежь вытянута меридионально на 900 м, ширина ее 700–900 м, мощность продуктивного слоя 0,5–27,6 м. Форма тела также изометричная корытообразная, осложнённая выступами материнских пород. Первичные каолины состоят (%) из каолинита (50–80), кварца (20–40), гидрослюды (0,5–30), серицита (3–4); в качестве примесей отмечались эпидот, хлорит, гранат, лимонит, пирит, ильменит, гидроокислы железа и марганца, мусковит, турмалин, сфен, рутил, циркон. Промышленностью используется обогащённый каолин, получаемый методом гидравлической классификации. Средний выход обогащённого сырья по отдельным участкам изменяется от 49,1 до 94,2%. В его составе каолинита уже 96%, в значительно меньших количествах присутствуют мусковит (до 3%) и кварц (около 1%), встречаются единичные зёрна ильменита, лимонита, циркона, амфибола, гидрослюд. Обогащённый каолин описываемого месторождения используется в химической, электротехнической, керамической и огнеупорной промышленности. Добыча на объекте ведётся с 1910 г., в настоящее время разработку осуществляет ОАО «Атекс». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учтены запасы каолинов категорий $B+C_1$ в количестве 2965 тыс. т, категории C_2 – 460 тыс. т.

Эксплуатируется также и месторождение Журавлиный Лог (III-1-31), приуроченное к глинистым корам выветривания гранитов. Пластообразная залежь каолинов характеризуется значительными колебаниями мощности

(3,45–30,5 м) и глубины залегания (0,5–17 м). Сырьё пригодно для использования в качестве наполнителя в керамической, бумажной и парфюмерной промышленности. В настоящее время отработку месторождения ведёт ЗАО «Пласт-Рифей». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы каолинов в количестве: категорий $B+C_1$ – 10 756 тыс. т, C_2 – 5548 тыс. т [83].

Самое крупное каолиновое месторождение описываемой территории – Полетаевское (II-2-57) до недавнего времени числилось в резерве. Оно приурочено к каолиновой коре выветривания гранитоидов Челябинского плутона. Практический интерес представляют верхние горизонты коры, сложенные пестроокрашенными и светлыми каолинами, причём кондиционными являются последние (светло-серые и белые) разности. Обогащённые каолины месторождения могут применяться для производства шамотных изделий, ответственных огнеупоров и типографской бумаги. Кондиционные руды образуют 23 пластообразные залежи сложного очертания с сильно изменчивой (от 1 до 31 м) мощностью. Общие их запасы категорий $A+B+C_1$ оценивались в 16 173 тыс. т, категории C_2 – 13 943 тыс. т [70]. С 2005 г. лицензия на право разработки части запасов высоких категорий (2023 тыс. т в залежах 6 и 8) принадлежит ООО «Уральская каолиновая компания». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались остаточные запасы (категорий $A+B+C_1$) каолинов этих залежей в количестве 1880 тыс. т.

Глины огнеупорные. В пределах территории листа находятся девять месторождений и два проявления огнеупорных глин, связанных с мезозойско-кайнозойскими образованиями. Наиболее крупным и самым известным является месторождение Берлинское (IV-2-2), приуроченное к наурзумской свите [97]. Продуктивная толща сложена серыми глинами (в разной степени песчанистыми) с линзами и прослоями серых кварцевых песков. Мощность кондиционных глин – от 0,3 до 8 м (средняя – 2,5 м), вскрыша – от первых метров до 12 м (средняя – 4,5 м). Последняя представлена преимущественно песчаными отложениями, среди которых оконтурена залежь песков, пригодных для изготовления бетонных растворов.

В составе глин преобладает (80–90%) каолинит, в меньших количествах отмечаются кварц, полевой шпат, гидрослюды, кальцит, магнетит, лимонит и другие минералы; химический состав (%): SiO_2 – 48,5–57,5; $Al_2O_3+TiO_2$ – 26,2–34; Fe_2O_3 – 1,5–6; ппп – 9–12. Огнеупорность глин 1670–1740 °С. Они пригодны для производства различных видов огнеупорных изделий, применяемых в металлургии. Месторождение занимает довольно обширную территорию на границе Российской Федерации и Республики Казахстан (к последней относится большая его часть). При общей площади объекта в 66,4 км^2 дополнительные разведочные работы и подсчёт запасов в пределах РФ выполнены для участка размером 4,64 км^2, где на 1.01.2009 г. они оценивались в 203 523 тыс. т (категорий $B+C_1$) и 223 798 тыс. т (категории C_2). Месторождение разрабатывается Бускульским карьероуправлением ОАО «Магнитогорский металлургический комбинат», но потребителями глин являются также многие металлургические и керамические

предприятия Урала и других регионов России. Аналогичные по составу и одновозрастные глины добываются на месторождении Нижне-Увельское (III-2-22), где ЗАО «НП Уральское рудоуправление» ведёт селективную добычу огнеупорных, тугоплавких и формовочных глин [94]. По состоянию на 1.01.2009 г. балансом здесь учитывались запасы огнеупорных глин в количестве: категорий $B+C_1$ – 1734 тыс. т, категории C_2 – 95 тыс. т; тугоплавких – 729 тыс. т, формовочных – 2543 тыс. т.

Глины керамические. Представлены двумя месторождениями и одним проявлением, приуроченными к ранненеогеновым осадкам. Крупное месторождение Первомайское (V-1-37) сложено белыми и светло-серыми глинами наурзумской свиты [98]. Они образуют два продуктивных тела сложной формы, с пережимами и раздувами. Протяжённость Восточной залежи около – 5,5 км при ширине 1,5 км и мощности кондиционного слоя 1,5–7,4 м (средняя – 3,11 м). Западная залежь имеет длину 1,9 км, среднюю ширину 800 м и мощность от 0,4 до 3,7 м. Разведочные работы выполнены в 1969–1971 гг. в центральной части Восточной залежи. Технологические и полузаводские испытания показали, что глины относятся в основном к слабо- и среднепесчанистому пластичному и малопластичному сырью; средний химический состав (%): SiO_2 – 63,93; Al_2O_3 – 20,33; Fe_2O_3 – 2,27; TiO_2 – 1,42; CaO – 1,27; ппп – 8,97%. Они пригодны для изготовления качественного лицевого кирпича марки 150 и керамического семищелевого камня. Запасы глин разведанной части месторождения утверждены ТКЗ (1972 г.) в количестве: категории B – 733 тыс. т, категории C_1 – 1954 тыс. т, категории C_2 – 10 178 тыс. т.

Кианит. Три месторождения и три проявления кианитсодержащих пород приурочены к метаморфитам различного возраста и состава. Более изученным представляется месторождение Мало-Каслинское (I-1-34), локализованное в верхнедевонской иртяшской толще; оно представлено двумя линзами кианитсодержащих силицит-слюдистых сланцев, при этом протяжённость северной – 300 м, южной – 780 м. Мощность их – от 1 до 10 м (в раздувах – до 16 м), простирание северо-восточное, падение крутое юго-восточное. Среднее содержание кианита в северной линзе – 24%, в южной – 10–15%; он присутствует в виде отдельных кристаллов или пучковато-лучистых агрегатов серого и голубого цветов. Месторождение разведывалось в 1932–1933 гг. для нужд фарфорового завода им. Ломоносова, попутно было добыто несколько сот тонн кианитового полуконцентрата [71]. Оставшиеся на 1.01.1956 г. запасы оценивались в 58 тыс. т руды (с содержанием от 10 до 23,7% кианита).

Восточнее, в Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоне расположены два малых месторождения – Михайловское (III-1-20) и Борисовское (III-1-56), приуроченные к кианитовым сланцам ерёмкинской толщи. На площади Борисовского месторождения развиты также техногенные кианитовые россыпи, оценка которых выполняется в настоящее время.

Довольно известным является проявление Карабашское (I-1-73) в метаморфитах нижнепротерозойских егустинской и слюдяногорской свит;

выделенные там два участка (Карабашский и Егустинский) обладают сходным геологическим строением [71]. Продуктивные образования представлены двумя «горизонтами» кианитовых слюдисто-кварцевых сланцев и кварцитов; нижний (5–15 м) отделяется от верхнего мощной (около 500 м) пачкой гранат-биотитовых гнейсов с прослоями и линзами амфиболитов, слюдисто-кварцевых сланцев и кианитсодержащих гнейсов. На Карабашском участке породы с кианитом протягиваются на 14 км, на Егустинском – 5 км. На поверхности они образуют по две линейно-вытянутые полосы северо-северо-западного простирания шириной от 10 до 150 м с крутым залеганием на первом участке и пологим на втором.

В состав руд, кроме кианита, входят кварц, полевой шпат, мусковит, биотит, встречаются редкие зерна рутила, магнетита, ильменита, апатита, пирита, граната. Содержание полезного компонента меняется в широких пределах: от единичных зёрен до 50%. В результате обогащения получается кианитовый концентрат, отвечающий требованиям огнеупорной промышленности с содержанием Al_2O_3 от 45 до 58%. Рудные тела оконтуривались по трём вариантам бортового содержания кианита: не ниже 10; 15; 20%. Прогнозные ресурсы обоих участков (до глубины 50 м) относились к категории P_1, ресурсы отдельных небольших тел вне выделенных полос – к категории P_2.

Доломит огнеупорный. Представлен двумя месторождениями, расположенными на юго-западе площади и приуроченными к карбонатным отложениям биргильдинской толщи. Типовое месторождение Гулинское (VI-1-6) характеризуется пластовой залежью доломитов мощностью около 300 м с крутым восточным падением. Доломиты залегают между известняками (снизу) и переслаивающимися углисто-кремнистыми сланцами и кремнистыми песчаниками (сверху). Перекрывающие рыхлые отложения в среднем по месторождению – 8,2 м. Разведанная мощность доломитов 60–65 м; их средний химический состав (%): MgO – 20,89; CaO – 31,21; Fe_2O_3 – 0,13; SiO_2 – 0,30; Al_2O_3 – 0,06; объёмный вес – 2,76–2,84 г/см^3. Технологические испытания показали, что доломиты месторождения относятся к высококачественному огнеупорному сырью, а также могут использоваться для производства стекла и стеклоизоляторов, строительной извести, щебня. По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы следующих категорий: А – 20 074 тыс. т; В – 25 255 тыс. т; C_1 – 18 625 тыс. т (А+В+C_1 – 63 954 тыс. т); C_2 – 7196 тыс. т [65]. С 2005 г. ООО «Минералы Урала» разрабатывает доломиты блока 13-В, где на 1.01.2009 г. балансовые запасы категории В составляли 10 111 тыс. т.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Корунд. Характеризуется двумя малыми месторождениями корундовых плагиоклазитов (кыштымитов) – Каслинским (I-1-24) и Борзовским (I-1-39); оба в основном (на 75–95%) выработаны до уровня грунтовых вод [71]. Типичным может считаться последнее из них, приуроченное к эндоконтактам двух небольших массивов ультраосновных пород, разделённых

удлинённым телом гранитоидов увильдинско-кисегачского комплекса. На месторождении выделялось 19 крутопадающих жильных тел неправильной формы мощностью от 0,1 до 0,5 м (редко до 3 м), длиной по простиранию от 15 до 70 м (иногда 90–95 м), протяженностью по падению 8–12 м (изредка 30–40 м).

Корундовый плагиоклазит представляет собой серую или тёмно-серую породу полосчатой или сланцеватой текстуры, состоит из плагиоклаза (от альбит-олигоклаза до анортита) и серого, синего или зелёного корунда, иногда включает зелёную шпинель. Кристаллы корунда длиной от первых миллиметров до 5 см имеют дипирамидальную, реже шестоватую форму. Содержание его в руде – от 10 до 95%, чаще 40–60%. Ультрамафиты, вмещающие рудные жилы, в зоне контактов превращены в вермикулитовые, хлоритовые, тальк-хлоритовые и актинолитовые породы, мощность которых не превышает 4 м. До 1939 г. месторождение отрабатывалось старателями с годовой добычей 500–800 т. За время эксплуатации было добыто свыше 10 тыс. т руды; месторождение выработано на 90–95%.

Наждак. Представлен двумя малыми месторождениями – Иртяшским (I-1-37) и Кызылташским (I-1-42), входящими в состав так называемой «Прииртяшской группы» [71]. Они локализованы среди карбонатных отложений иртяшской толщи, чаще всего располагаются на контактах серых битуминозных мраморизованных известняков и белых среднезернистых сахаровидных мраморов. На каждом месторождении выделено несколько рудных тел штокообразной, линзовидной, жилоподобной или гнёздообразной формы, имеющих широтную, субмеридиональную или северо-восточную ориентировку. Длина их по простиранию – от 10 до 60 м, по падению – 20–45 м, мощность – от 1 до 12 м, падение их обычно крутое. Рудные тела сложены мелкозернистым тёмно-серым (иногда зеленовато-серым) хлоритоидным, реже маргарит-хлоритоидным и маргаритовым наждаком с вкрапленностью кристаллов синего корунда и сульфидов, местами лимонитизированных. В периферических частях залежей на контактах с мраморами отмечались зоны пиритного наждака. Содержание корунда в разных телах колеблется от 2 до 65%; отмечалось, что с глубиной содержание его в большинстве залежей уменьшалось, хотя в отдельных объектах Кызылташского месторождения наблюдалась обратная картина.

В 1930–1940-е годы месторождения интенсивно разрабатывались, но после 1950 г. добыча была прекращена из-за истощения запасов большинства залежей и сильного притока воды в горные выработки. В настоящее время в резерве числится только Кызылташское месторождение с балансовыми запасами категорий: $B+C_1$ – 71 тыс. т, C_2 – 8 тыс. т.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЁ

Асбест. Оруденение представлено двумя подтипами: хризотил-асбестовым и антофиллит-асбестовым. К первому относится большинство объектов (одно месторождение, четыре проявления и два пункта минерализации), из них наиболее значительным является малое месторождение

Гора Французская (II-1-6), локализованное в ультрамафитах сакмарского комплекса [86]. Здесь выделены семь залежей хризотил-асбеста, не имеющих чётких границ с вмещающими породами. Минерализация выражена тонкими (до 25 мм) разноориентированными (взаимно пересекающимися) прожилками («мелкая сетка») и просечками. Сырьё пониженной прочности, полуломкое, поперечно-волокнистое; среднее содержание полезного компонента – 1,74 %. Асбест представлен в основном (60–80 %) материалом IV сорта. Запасы (категории C_1) оценивались в 134 тыс. т.

К объектам второго типа относятся месторождение Савелькульское (II-1-32) и проявление Михеевское (V-1-12) [86]. Месторождение приурочено к малым линзовидным телам гипербазитов куликовского комплекса, залегающим среди ильменогорских метаморфитов вблизи контакта с Кисегачским гранитоидным массивом. Тела ультрамафитов (размером до 200 × 700 м) ориентированы на северо-запад, сложены (оливин)-энстатитовыми породами, а также их оталькованными и асбестированными разностями. Последние тяготеют к периферическим частям тел или формируют нацело измененные массивы. Выделены более 40 рудных залежей площадью от первых метров до 35 × 150 м. Преобладающие массивные руды представлены асбестированными энстатититами, антофиллит-энстатитовыми, антофиллитовыми и актинолит-антофиллитовыми породами, содержащими до десятков процентов асбеста. Средневзвешенное содержание волокна по месторождению – 5,6 %. Руды хорошего качества, кислотостойкие – 94,88 %, с низким содержанием карбоната. Запасы (категорий $C_1 + C_2$) оценивались в 3319 т.

Мусковит. На площади располагаются три месторождения и два проявления мусковита; они приурочены к пегматитовым жилам, залегающим среди (графит)-слюдяно-кварцевых кристаллосланцев, амфиболитов, гранитогнейсов, биотитовых гнейсов и слюдистых кварцитов [71]. Наиболее значительными запасами этого сырья обладает месторождение Слюдяногорское (I-1-55), в пределах которого выявлено более 120 пегматитовых тел различного размера – от мелких инъекций до жил протяжённостью свыше 100 м и мощностью до 10 м. Преобладают линзовидные формы, меньше развиты пластинчатые и чётковидные жилы. Первые характеризуются значительным распространением на глубину при относительно небольших размерах на поверхности. Участки наибольшей концентрации пегматитов выделены в четыре зоны, из которых наиболее крупной являлась зона № 4 длиной более 1900 м и шириной 50–80 м.

Слюдоносные пегматиты сложены кварцем, альбитом, олигоклазом, микроклином, мусковитом. В них интенсивно проявлена редкоземельная и сульфидная минерализация, представленная вкрапленностью иттроэпидота, фергуссонита, самарскита, колумбита, эвксенита, молибденита, пирита, халькопирита и других рудных минералов. Мусковит в пегматитах обычно имеет зелёную и светло-зелёную окраску и различные размеры – от мелких чешуек до пластин сечением 120 × 80 см при высоте до 40–50 см. Отмечались деформированные, проросшие кварцем и полевым шпатом пластины с включениями в них биотита, гематита, ильменита, магнетита,

рутила, апатита, граната и др. Содержание этого минерала в жилах по отдельным пробам превышало 1000 кг/м^3, составляя в балансовых запасах в среднем (по разным телам) от 19,88 до 34,47 кг/м^3. Мусковит месторождения отвечал требованиям промышленности на щипаную и конденсаторную слюду. Объект эксплуатировался до 1963 г., в настоящее время числится в резерве с балансовыми запасами (на 1.01.2009 г.) забойного сырца категорий $B+C_1$ в количестве 9116 т, категории C_2 – 3132 т; забалансовые запасы – 188 т. В резерве находятся также запасы мусковита месторождения Острогорско-Теплогорское (I-1-63) в количестве 40 т забойного сырца категории C_1 и 338 т – категории C_2.

Вермикулит. Представлен одним месторождением и двумя проявлениями, расположенными на северо-западе территории листа N-41 и связанные с корами выветривания метаморфических пород [71]. Месторождение Потанинское (I-1-28) локализовано у восточного контакта миаскитов Вишневогорского массива с фенитизированными метаморфитами низов ильменогорского комплекса. На западе участка преобладают мигматиты, в центре – биотит-полевошпатовые и биотит-карбонатные породы, на востоке – гибридные образования (пироксеновые фениты).

В Центральной части месторождения были проведены поисковые и разведочные работы; установлены коры выветривания линейного типа, интенсивность и глубина развития которых зависят от состава и структуры пород, а также тектонических особенностей площади. Промышленный интерес представляет кора по жилообразным биотит-карбонатным породам, в которой образуются гидробиотит и вермикулит, являющиеся полезными ископаемыми месторождения.

В разрезе коры выветривания сверху выделяется зона выщелачивания и гидратации, а ниже – дезинтеграции и слабой гидратации. В первой биотит-карбонатные породы превращены в рыхлую сыпучую массу золотисто-коричневого, коричневого и зеленовато-коричневого цветов. Она состоит из мелких чешуек упомянутых минералов с примесью полевых шпатов, сфена, апатита, пироксена и др. Наибольшее количество высокосортного вермикулита содержится в средней и нижней частях этой зоны, мощность которых составляет от 1,5 до 80 м (обычно 10–12 м). В зоне дезинтеграции (5–8 м) химическое выветривание проявлено значительно слабее. Все рудные залежи, наследуя форму тел биотит-карбонатных пород, имеют линейно-вытянутые очертания. Главным полезным компонентом в них является вермикулит, который при нагревании до температуры +900 °С увеличивает свой объём в 15–20 раз. Среднее его содержание в руде-сыпучке изменяется по блокам от 29,6 до 42,3 % (среднее по Центральному участку – 34,7 %). На основании технологических испытаний была разработана эффективная схема «мокрого» обогащения руд, позволяющая получать концентрат (выход 27,4 %), содержащий более 86 % вермикулита. Обожжённый вермикулитовый концентрат отвечает требованиям ГОСТ и может использоваться в металлургической и строительной промышленности, а также в сельском хозяйстве. Месторождение разрабатывается ООО «Уралвермикулит». По состоянию на 1.01.2009 г. на балансе числилось 13 131 тыс. т руды

категории C_1, содержащей 3218 тыс. т вермикулита; по категории C_2 – 335 тыс. т руды с 77 т вермикулита.

В рудах отмечено присутствие апатита; наибольшее его количество концентрировалось в классе <0,5 мм, содержание P_2O_5 в рядовых пробах – от 0,04 до 11,62 % (в среднем – 2,63 %). Запасы пятиокиси фосфора по месторождению оценивались в 256,8 тыс. т. С севера к детально разведанному Центральному участку примыкает Успенский участок (площадью 1,4 км^2), в пределах которого проведены только поисковые работы: выявлены тела вермикулитовых руд мощностью от 1 до 18 м, протяжённостью 400–500 м и глубиной гидратации слюд 8–10 м. Эта площадь характеризуется таким же геологическим строением, типом оруденения, размерами и формой рудных тел, как и на Центральном участке месторождения. Прогнозные ресурсы вермикулита категории P_1 для Успенского участка оценивались в 1,2 млн т, а P_2O_5 – в 130,6 тыс. т.

Тальк. В западной части описываемой территории широким распространением пользуются объекты талькитов и тальк-карбонатных пород, приуроченные к ультрамафитам сакмарского, куликовского, и чебаркульско-казбаевского комплексов. В основном они сосредоточены на площади листа N-41-VII в пределах Верхотурско-Новооренбургской и Сосьвинско-Суундукской минерагенических зон [86]. Всего же на карте полезных ископаемых показано шесть месторождений, четыре проявления и один пункт минерализации талька, из которых балансом учитываются три «резервных» месторождения, характеризуемые ниже.

Месторождение Куйгустинское (II-1-25) представлено 27 линзами существенно тальковых пород, из которых самая крупная имеет протяжённость 660 м и среднюю мощность 2,46 м (максимум – 16,49 м). Талькиты рудных тел местами плойчатые, представлены сланцеватыми разностями, имеют длиннолистоватое строение, что затрудняет помол. По чистоте две трети их соответствуют марке Б, а треть – марке В. По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы категорий $A+B+C_1$ в количестве 1156 тыс. т.

Юго-восточнее, в зоне Казбаевского надвига известно несколько месторождений и проявлений талькитов, расположенных на площади одноимённого ультрамафитового массива. На балансе состоят запасы крупного месторождения Медведевское (II-1-72), объединяющего индивидуализированные ранее Западно-, Восточно- и Южно-Медведевское месторождения и представленного многочисленными (около 60) линзообразными телами существенно тальковых пород. Они обычно приурочены к контактам серпентинитов с вмещающими образованиями. Протяжённость рудных тел – от 5 до 950 м, мощность – от 0,2 до 70 м (в среднем 1,8–7 м), глубина залегания – до 115 м; простирание их северо-западное (310–350°) с юго-западным падением под углами от 40° до 88°. Линзы характеризуются многочисленными раздувами и пережимами. Они сложены тальк-хлоритовыми и тальк-карбонатными сланцами, карбонатизированными тальковыми породами, стеатитом и рыхлыми талькитами; могут применяться в резиновой и керамической промышленности. По состоянию на 1.01.2009 г. на балансе

числились запасы категорий $A+B+C_1$ в количестве 7597 тыс. т, а также 1310 тыс. т категории C_2.

У западной рамки площади листа N-41-VII расположена Миасско-Филимоновская группа месторождений, из которых самым известным является Красная Поляна (II-1-110). Тальковая залежь имеет линзовидную форму, осложнённую многочисленными раздувами, пережимами и ответвлениями; протяжённость её – 215 м, мощность в раздувах достигает 75 м, падение крутое юго-западное, на отдельных участках северо-западное. Тальковые сланцы и карбонат-тальковые породы относятся в основном к I и II сортам марки В, в меньшей степени – к сортам I и II марки Б тальк-кового сырья, пригодного для использования как наполнитель в резиновой и керамической промышленности, а также для производства цветной бумаги и инсектицидов. Месторождение разрабатывалось карьером для нужд Миасской тальковой фабрики; в середине 1960-х годов из-за низкого качества сырья добыча была прекращена. Оставшиеся на 1.01.2009 г. запасы категорий $A+B+C_1$ балансом оценивались в 486 тыс. т.

Графит. Все известные объекты (два месторождения, восемь проявлений и два пункта минерализации) расположены в западной части описываемой территории. Наиболее изученным из них является месторождение Тайгинское (I-1-66) на западном крыле Кыштымской антиклинали среди метаморфитов ильменогорского комплекса [71]. Графитовая минерализация большей частью приурочена к биотитовым плагиогнейсам, менее графитоносными являются амфибол-биотитовые гнейсы и слюдистые кварциты. Графитсодержащие породы образуют субмеридионально вытянутые согласные пласты или линзы мощностью от 2 до 130 м. Выделено 11 основных рудных тел, которые объединены в четыре графитоносные полосы, прослеженные по простиранию на расстояние от 1400 до 2960 м при ширине от 3 до 200 м.

В рудах преобладают полевые шпаты и кварц, содержание которых достигает 80–90% объёма породы. Графит присутствует в форме удлинённых или округлых чешуек (от долей миллиметра до 2–2,5 мм в поперечнике) неправильных очертаний с хорошо выраженной спайностью и перистой штриховкой, часто с изрезанными краями. Он развивается преимущественно по роговой обманке, замещая её. Содержание графитового углерода – от десятых долей до 7,8%, в среднем по разным блокам – от 1,84 до 3,98% (среднее по месторождению – 3,14%). Более качественное сырьё отмечалось в III графитоносной полосе, особенно в её южной части. Руды месторождения хорошо обогащаются методом флотации, в результате которой получается графитовый концентрат шести марок, соответствующий требованиям промышленности к аккумуляторному, тигельному, карандашному, элементному, литейному и электроугольному графиту. Запасы категорий $A+B+C_1$ были утверждены ГКЗ (после переоценки 1981 г.) в количестве 39 737 тыс. т руды и 1249 тыс. т графита. По состоянию на 1.01.2009 г. балансовые запасы составляли (тыс. т): для руды – 28 700, для графита – 918,8; забалансовые запасы – 2488 руды и 32,2 графита. Месторождение эксплуатируется с 1942 г.; в настоящее время его разработку производит

ООО «Уралграфит». Проявления Каслинское-II (I-1-26), Кыштымское (I-1-50), Ново-Тайгинское (I-1-68) и Аргазинское (I-1-93), расположенные в северо-западной части территории листа, характеризуются аналогичным геологическим строением и типом оруденения.

Южнее них находится проявление Чернавское (II-1-74), приуроченное к зоне Миасского разлома глубокого заложения [86]. Рудные тела залегают в дроблёных графитизированных известняках и серицит-полевошпат-кварцевых сланцах. Графит представлен глиноподобной массой, а у контактов рудных тел и во вмещающих породах – в виде нитевидных прожилков и сгустковых скоплений явно- и скрытокристаллического строения. Признано малоперспективным.

На западе рассматриваемой территории выявлены одно малое месторождение и три проявления, связанные с угленосными нижнекаменноугольными отложениями. Объекты образовались в результате метаморфических изменений углесодержащих пород и углей (антрацитов). Месторождение Полтавское-2 (V-1-25) приурочено к брединской свите, где среди андалузит-дистеновых и слюдисто-кордиеритовых сланцев у контакта с гранитоидами выделяется несколько пластов (мощностью 1,5–6 м) графитизированных антрацитов. Содержание графитового углерода в них 5,34–9,62%; графит скрытокристаллический [98]. Месторождение разведано до глубины 25 м, его запасы категории C_1 оценивались в 271 тыс. т.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмазы. В нескольких пунктах минерализации (III-1-61, III-1-65, III-1-80) известны прямые признаки алмазоносности: единичные кристаллы алмазов и их обломки обнаружены в основном при отработке золотоносных россыпей в долине р. Санарка [83]. В результате тематических работ ВСЕГЕИ на Каменно-Санарском участке в аллювии найдены три обломка кристаллов алмаза, а также минералы-спутники (пироп, энстатит, хромшпинелиды). Одно зерно алмаза диаметром около 1,5 мм было выявлено в протолочной пробе, отобранной из алевролитов и песчаников брединской свиты, вскрытых картировочной скважиной на глубине 57,5 м (пункт минерализации Ольховский – V-1-9). Лабораторными исследованиями установлена принадлежность его к природным алмазам кимберлитового или лампроитового происхождения [98].

Топаз. Известно одно проявление – Жуковское (III-1-66), приуроченное к пачке (мощностью 20–25 м) окварцованных мраморов кучинской толщи, находящейся в зоне надвига. В раздувах и разветвлениях кварцевых жилок и прожилков отмечаются друзы горного хрусталя и прозрачные, часто трещиноватые кристаллы топаза размером до $4 \times 5 \times 3$ мм. Цвет их розовый, жёлтый, фиолетовый. Наблюдались также кристаллы рубина, граната, турмалина, рутила, аметиста [83].

Рубин. Единственное проявление Кучинское (III-1-39) приурочено к доломит-кальцитовым мраморам одноимённой толщи; в мраморах разви-

ты гнездообразные выделения плагиоклазового состава. В трещинах этих выделений отмечались ограненные формы корунда прозрачных, розовых, тёмно-красных и пятнистых разностей, а также кристаллы фуксита, зелёного турмалина, шпинели, розового топаза, фторапатита и сфена [83].

Серпентинит (змеевик). На площади листа широким распространением пользуются серпентинизированные ультраосновные породы, слагающие крупные массивы и малые тела различной формы и размеров. Среди сильно трещиноватых пород в верхних частях отдельных тел иногда наблюдаются плотные, слабо трещиноватые серпентиниты (змеевики). Они характеризуются различными оттенками зелёной окраски, струйчатым, пятнистым, пятнисто-полосчатым, узловато-пятнистым рисунком и хорошей полируемостью, что позволяет использовать эти породы в качестве поделочного и облицовочного сырья. Изученность объектов в большинстве случаев недостаточная. На карте отмечены два проявления – обн. 255 (I-1-119) и Котликское (III-1-18). Первое приурочено к серпентинитам таловского комплекса и представляет собой выход тела змеевиков в выемке на обрывистом северном берегу р. Бол. Киалим. Среди змеевиков преобладают светлоокрашенные разности с пятнистым рисунком и редкими прожилками хризотила, менее развиты тёмно-зелёные змеевики с лучисто-игольчатыми выделениями белесого тремолита. Породы прекрасно полируются, декоративные качества хорошие [71]. Второе проявление локализовано в ультрамафитах куликовского комплекса. В картировочной скважине (инт. 42–49 м) вскрыты зеленовато-серые серпентиниты с пятнами бледно-голубого и зеленовато-синего цветов [83].

Амазонит. В северо-западной части территории листа N-41-VII расположен Ильменский государственный заповедник, в пределах которого известно более 300 копей, где в XVIII-XX веках добывался коллекционный и ограночный материал. Особой известностью пользовались амазонитовые пегматиты блюмовского комплекса (проявление 61 – II-1-60) как источники кристаллов топаза, берилла, аквамарина, колумбита и других минералов. Они представлены секущими жилами (северо-западного или широтного простираний) протяжённостью от 15 до 100 м и мощностью 2–3 м. Сложены преимущественно зелёным или голубовато-зелёным амазонитом; иногда наблюдались постепенные переходы от амазонита к жёлтому или розовому микроклину. Отдельные жилы или их крупные участки выработаны [86].

Гранит письменный. На территории известно одно проявление письменного гранита – Кочкарское (III-1-26), расположенное у восточного контакта Борисовского массива в поле развития пегматитовых жил. Объект представлен жилами разнозернистого письменного гранита с ихтиоглиптами, площадь поперечного сечения которых от 1 × 1 мм до 1 × 2 см. Полированные образцы обладают высокими декоративными свойствами, что позволяет использовать граниты в качестве поделочного или облицовочного сырья [83].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

В пределах листа расположено большое количество месторождений строительных материалов, представленных магматическими и осадочными (карбонатными, кремнистыми, глинистыми, обломочными) породами.

Магматические породы

В западной части площади листа на дневную поверхность выходят многочисленные тела магматических пород кислого, среднего, основного и ультраосновного составов, которые могут использоваться в строительстве. Практически вблизи каждого населённого пункта расположены небольшие карьеры, в которых в разное время добывались строительные материалы. Каталогом (прил. 1) учитываются 57 месторождений, на площади которых были выполнены разведочные работы и проведена оценка их запасов по промышленным категориям. «Продуктивные толщи» этих месторождений сложены гранитами, гранодиоритами и сиенитами (31 объект); диоритами (три объекта); габброидами (пять объектов); серпентинитами (один объект); эффузивными породами (13 объектов) и туфами (четыре объекта). Из них 32 месторождения эксплуатируются или готовятся к освоению, пять числятся в Государственном резерве, запасы остальных 20 отнесены к забалансовым. Из разрабатываемых месторождений четыре представляются наиболее значительными.

Месторождение Полетаевское (II-2-55) расположено в юго-западной части Челябинского плутона, приурочено к гранитоидам полетаевского комплекса. «Продуктивная толща» средней мощностью 76 м сложена серыми биотитовыми гранитами среднезернистыми и порфировидными с тонкими дайками аплитов и мелкозернистых гранитов. Мощность вскрыши – от 1,8 до 22,1 м (средняя – около 10 м). Площадь, где она меньше 10 м, имеет размер 0,3–1 × 2,5 км. Граниты могут применяться для производства строительного щебня марок «800–1200» [70]. Месторождение разрабатывается ООО «Альфа – Стоун». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы камня: категории В – 6607 тыс. $м^3$, категории $С_1$ – 68 340 тыс. $м^3$, категории $С_2$ – 168 924 тыс. $м^3$.

Месторождение Ново-Смолинское (II-2-54) находится на юго-востоке Челябинского плутона. Полезная «толща» представлена в основном (91,6 %) кварцевыми диоритами мариинovского комплекса и рвущими их гранитами султаевского комплекса. Первые – серые и зеленовато-серые среднезернистые плотные, местами эпидотизированные и трещиноватые; вторые – светло-розовато-серые среднезернистые, реже порфировидные. Коэффициент вскрыши – 0,08 $м^3/м^3$. Породы месторождения пригодны для производства строительного щебня марок «800–1400». Объект эксплуатируется ООО «Регионснабсбыт». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы камня категорий $А+В+С_1$ в количестве 80 531 тыс. $м^3$; категории $С_2$ – 16 611 тыс. $м^3$ [70].

Месторождение Центральное (V-1-35) локализовано в центре северной интрузии Новокатенинского массива среди основных магматитов первой фазы катенинского комплекса. Продуктивная «толща» сложена

несколькими разновидностями габбро (пироксеновое, роговообманковое, уралитовое, порфировое) и габбродолеритами; это массивные плотные породы от зеленовато-серого до тёмно-зелёного цвета, с мелко- и среднезернистой структурой, пригодны для производства строительного щебня марки 1400. Средняя мощность полезного ископаемого, принятая для подсчёта запасов – 46,19 м, вскрыши – 3,81 м; коэффициент вскрыши – 0,09 $м^3/м^3$ [98]. Лицензия на разработку объекта выдана ЗАО «Геоинвест». В настоящее время идет подготовка месторождения к освоению. По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитываются запасы камня (категорий $A+B+C_1$) в количестве 42 366 тыс. $м^3$, в том числе по категории А – 9943 тыс. $м^3$, В – 9890 тыс. $м^3$, C_1 – 22 533 тыс. $м^3$.

Эффузивные породы

Месторождение Аргаяшское (I-1-71) расположено среди осадочно-вулканогенных образований кулуевской толщи. Продуктивные породы – порфировые базальты, андезибазальты и их туфы. Они в основном мелко- и среднезернистые серого и зеленовато-серого цветов, трещиноватые; пригодны для производства щебня (марок «600–1200») как заполнителя обычных бетонов [71]. Месторождение разрабатывается ООО «Завод № 4». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитываются запасы (категорий $A+B+C_1$) камня в количестве 30 001 тыс. $м^3$, в том числе категории А – 1979 тыс. $м^3$, В – 7598 тыс. $м^3$, C_1 – 20 424 тыс. $м^3$.

Карбонатные породы

Мраморы. Шесть месторождений и пять проявлений этого вида сырья приурочены к зонам контактов карбонатных отложений (различного возраста) с интрузивными телами. Наиболее известным из них является месторождение Коелгинское (III-1-1), эксплуатация которого началась ещё в 1925 г. Оно локализовано в экзоконтакте Пластовского гранитного массива. Продуктивная толща сложена нижнекаменноугольными мраморами – светло-серыми и белыми с желтоватым оттенком, местами пятнистыми мелко- и среднезернистыми. Они образуют неправильной формы линзовидную залежь северо-северо-восточного простирания, протяжённость которой около 1,6 км, а ширина 0,6 км. Мощность кондиционных мраморов – от 10,8 до 39,4 м; средняя мощность вскрыши – 4,8 м. Сырьё характеризуется хорошей блочностью, выход кондиционных блоков составляет в среднем 34%. Мрамор используется для изготовления электрораспределительных щитов, а также в качестве поделочного и облицовочного материала. Разработку месторождения осуществляет ЗАО «Коелгамрамор». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы мрамора категорий В – 10 767 тыс. $м^3$, C_1 – 9615 тыс. $м^3$; $(B+C_1)$ – 20 382 тыс. $м^3$. В 1,5 км к юго-юго-западу разведано и отрабатывается месторождение Южно-Коелгинское, которое, вероятно, целесообразнее рассматривать как южный участок вышеописанного объекта. Его запасы категорий $B+C_1$ оценивались в 11 991 тыс. $м^3$ мрамора, категории C_2 – 125 181 тыс. $м^3$.

Брекчия декоративная. В качестве облицовочных материалов могут использоваться брекчии месторождения Урефтинское (I-2-55), располагающегося среди нижнекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений во внутренней части наложенной грабенообразной структуры. Полезная толща представлена зеленовато-серыми и пёстрыми карбонатными брекчиями, состоящими из уплощённых обломков светло-серых и желтовато-серых мраморов, серых, вишнёво-розовато-серых мраморизованных известняков, бурых и серых кремней. Содержание обломков – от 60 до 90%, распределение их неравномерное. Цемент кварц-карбонатный или кремнисто-карбонатный, слабо серицитизированный и хлоритизированный. Простирание продуктивной залежи северо-западное, падение пологое (5–8°) юго-западное, протяжённость её в контуре подсчёта – 1200 м при ширине от 200 до 850 м и мощности от 11,6 до 39,6 м (средняя – 35,8 м). Мощность вскрышных пород – от 4,5 до 8,8 м (в среднем – 5,5 м). Брекчии могут применяться для наружной облицовки и внутренней отделки общественных и административно-бытовых зданий [72]. По состоянию на 1.01.2009 г. запасы месторождения (категорий $A+B+C_1$) составляют 2527 тыс. $м^3$; объект числится в резерве.

Известняки (для производства извести). Представлены 11 месторождениями, приуроченными к карбонатным отложениям различного возраста. Из их числа четыре месторождения (Фёдоровское – II-2-5, Ухановское – II-2-65, Варненское – IV-1-87 и Варненское-II – IV-2-6) эксплуатируются, два (Худайбердинское – I-1-69 и Рамеевское – VI-1-17) подготавливаются к освоению, два (Синеглазовское-II – II-2-67 и Ключевское – II-2-114) числятся в резерве, а три (Баландинское – I-2-64, Смолинское – II-2-49 и Сухтелинское – IV-1-5) отнесены к забалансовым.

Наиболее известным является Ухановское месторождение, расположенное в каменноугольных образованиях, слагающих ядро небольшой антиклинали, вытянутой в северо-северо-восточном направлении. Продуктивная толща выполнена известняками (нередко доломитизированными) и известняковыми конгломератами. Известняки могут использоваться для производства строительной извести. Доломитизированные известняки и другие породы, не пригодные для этих целей, могут применяться для получения строительного щебня [70]. Месторождение эксплуатируется ООО «Силикатчик – Ресурс». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы известняка в количестве 7437 тыс. $м^3$, в том числе по категории B – 2922 тыс. $м^3$ и категории C_1 – 4515 тыс. $м^3$.

Известняки цементные. Единственное месторождение – Шеинское (II-2-98) приурочено к силурийско-девонским карбонатным отложениям, слагающим центральную часть одноимённой структуры [70]. Продуктивная толща представлена серыми известняками разных оттенков, мелкозернистыми (реже среднезернистыми) толстослоистыми трещиноватыми, участками доломитизированными. Они образуют пластовую залежь северо-западного простирания с крутым юго-восточным падением. Вскрытая мощность отложений превышает 450 м, хотя глубина подсчёта запасов

принималась равной 50–55 м. Средняя мощность вскрыши колеблется на разных участках от 3,6 до 9 м; необходимо отметить, что слагающие её глины и суглинки могут использоваться как алюмосиликатная часть шихты при производстве цемента. Известняки, являющиеся высококачественным сырьём для производства портландцемента марок «400–600», а также специальных быстро твердеющих тампонажных цементов, разрабатываются ОАО «Лафарж – Цемент». По состоянию на 1.01.2009 г. запасы месторождения оценивались в 178 985 тыс. т, в том числе по категориям: А – 20 588 тыс. т, В – 16 720 тыс. т, C_1 – 141 677 тыс. т.

Диатомит. Этот вид сырья представлен двумя месторождениями – крупным Потанинским (II-2-32) и средним Увельским (III-2-27). Месторождение Потанинское приурочено к морским отложениям ирбитской свиты: первичным и переотложенным диатомитам; это тёмно- и желтовато-серые, зеленовато-жёлтые тонкопористые мягкие пластичные породы [70]. Переотложенные разности содержат примесь глинистого и песчаного материала. Подстилаются диатомиты тёмно-серыми кремнистыми опоками серовской свиты. Продуктивная толща представлена пластообразными залежами различной формы и размера (от 620 × 420 м до 1800 × 1200 м); мощность диатомитов колеблется от 7,8 до 32,7 м (средняя по участкам – от 11,9 до 28,5 м), мощность вскрыши – 0,3–8 м. Технологическими испытаниями установлено, что при добавлении в шихту (состоящую из равного количества первичных и переотложенных диатомитов) 7–20 % шлака и опила можно получить легковесный кирпич марок «75–150». Отдельные участки месторождения отрабатываются ОАО ПЗСМ «Полистром». По состоянию на 1.01.2009 г. для всего объекта балансом учитывались запасы диатомитов высоких категорий в количестве 9887 тыс. $м^3$ (в том числе по категориям: А – 3446 тыс. $м^3$, В – 4546 тыс. $м^3$, C_1 – 1895 тыс. $м^3$); запасы категории C_2 – 10 456 тыс. $м^3$. Увельское месторождение числится в резерве с забалансовыми запасами диатомитов – 3811 тыс. $м^3$ [94].

Глинистые породы

Глины кирпичные. Выделено 83 месторождения кирпичных глин, расположенных на территории Челябинской и Курганской областей. В качестве кирпичного сырья могут применяться различные суглинки и глины неогенового и четвертичного возрастов, песчанистые и опоковидные глины палеогена, а также элювиальные глины кор выветривания вулканогенных и осадочных пород. На некоторых объектах продуктивная толща сложена существенно разновозрастными образованиями. Глинистое сырьё одних месторождений может использоваться в естественном виде, на других – для получения качественного кирпича необходимо введение в шихту пластифицирующих или отощающих добавок. В настоящее время балансом учитываются запасы 42 месторождений кирпичных глин, из которых 11 эксплуатируются, а 31 числится в Государственном резерве.

Наиболее изученным из них является крупное месторождение Южно-Аргаяшское (I-1-117), продуктивная толща которого сложена четвертичными

бурыми глинами, красновато- и желтовато-бурыми песчанистыми глинами неогена, а также глинистыми корами выветривания порфировых базальтов, андезибазальтов и туфов касаргинской толщи. Оконтуренная залежь имеет протяжённость 2000 м и ширину 1700 м; мощность осадочных глин – от 0,2 до 14,1 м (средняя – 4,3 м), глинистых кор – от 0,2 до 18 м (средняя – 10,8 м). Мощность вскрыши 0,1–4 м (средняя – 0,5 м). Коры выветривания в чистом виде не пригодны для производства; продукция лучшего качества (марки 150) получается из шихты, содержащей 75% «коровых» глин и 25% бурых неоген-четвертичных глин при изготовлении кирпича из вакуумной массы и обжига его при температуре 1020–1050 °С [71]. Лицензия на право разработки месторождения выдана ООО «Мет Ком». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы кирпичных глин высоких категорий в количестве 15 541 тыс. м^3 (в том числе категорий: В – 3979 тыс. м^3, $С_1$ – 11 562 тыс. м^3); запасы категории $С_2$ составляют 17 938 тыс. м^3.

В 36 месторождениях полезную толщу образуют лишь четвертичные аллювиально-делювиальные суглинки и глины. Типичным их представителем является месторождение Куяшское (I-2-77), сложенное песчанистыми бурыми глинами с тонкими прослоями разнозернистых полимиктовых песков. Глины образуют пластообразную залежь площадью свыше 300 тыс. м^2 и средней мощностью полезного ископаемого 4,6 м; вскрыша – 0,5 м. Они содержат от 5 до 44% песчаного материала, что позволяет производить кирпич марки 100 без применения отощающих добавок [72]. Разработку месторождения производит ООО «Южно-Уральский кирпичный завод». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы категорий $А+В+С_1$ в количестве 1526 тыс. т, категории $С_2$ – 152 тыс. т.

К месторождениям с разновозрастной продуктивной толщей относится Тимофеевское (II-2-95), работы на котором были начаты ещё в 1936 г. [70]. Оно представлено сверху бурыми четвертичными глинами (мощностью от 2 до 5,4 м), содержащими прослои жёлто-бурых кварцевых песков (0,5–2 м) и мучнистые карбонатные стяжения; в нижней части залежи размещаются серые и зеленовато-серые плотные опоковидные глины ирбитской свиты мощностью от 16 до 36 м. Средняя мощность продуктивной толщи в контуре подсчёта запасов составляет 6,5 м, вскрыши – 0,5 м. Установлено, что из глин можно получать кирпич марок 100 и 125. Месторождение эксплуатируется ООО «Керамик – Ресурс». Его балансовые запасы (категории $С_1$) на 1.01.2009 г. оценивались в 1831 тыс. м^3.

Глины гончарные. Известны два малых месторождения, продуктивные горизонты которых в одном случае сложены бесструктурной глинистой корой выветривания филлитовидных сланцев (Акакульское – I-1-75), в другом – пёстроцветными глинами светлинской свиты (Восточно-Аргаяшское – I-1-89). Глины этих месторождений обладают высокой пластичностью, хорошо формуются, имеют нормальную воздушную и огневую усадку, а изготовленные из них гончарные изделия не уступают продукции действующих цехов [71]. Запасы первого объекта оценивались в 51,8 тыс. м^3 (категория $С_1$), а второго – 446 тыс. м^3 (категория $С_2$).

Глины цементные. В пределах листа разведаны четыре месторождения (Тургоякское – II-1-137, Томинское – II-2-83, Шеинское – II-2-101 и Городищенское – V-2-5), глинистое сырьё которых пригодно для цементного производства. Крупное Шеинское месторождение связано с мезозойскими корами выветривания и перекрывающими их палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными отложениями [70]. Полезным ископаемым являются: четвертичные бурые суглинки и глины, красно-бурые и тёмно-жёлтые глины неогена и палеогена, а также пестроокрашенные, белые и серые глинистые коры выветривания сланцев еманжелинской толщи девона. Породы отличаются большой изменчивостью состава как в разрезе, так и по простиранию. Более качественным сырьём являются палеогеновые глины бурого, красно-бурого и тёмно-жёлтого цветов, характеризующиеся сравнительно постоянным химическим составом. Кондиционные глины слагают пластообразные залежи значительных размеров (до 4000 × 1500 м) при средней мощности 8,5 м. Они используются в качестве компонента для производства портландцемента марок «400–600». Месторождение отрабатывается ОАО «Лафарж Цемент». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы глин следующих категорий: А – 12 854 тыс. т, В – 17 552 тыс. т, C_1 – 48 810 тыс. т ($A+B+C_1$ = 79 216 тыс. т) и C_2 – 12 147 тыс. т.

Глины керамзитовые. Известны два месторождения керамзитовых глин – Курганское-II (I-6-10) и Шаминское, участок 2 (III-2-59), приуроченные к чеганской свите палеогена (первое) и четвертичным отложениям (второе). Глины Курганского месторождения относятся к дисперсному сырью, в них практически отсутствуют включения крупнее 3 мм. Продуктивная толща образует пластообразную залежь средней мощностью 10,1 м (7,2–17,4 м). Мощность вскрыши – 0,2–4,5 м. Из глин (при введении в шихту 1% солярового масла) возможно получение керамзита марки «400–600» и использование его для изготовления конструктивно-изоляционного керамзитобетона [19]. Месторождение разрабатывалось Курганским заводом железобетонных изделий № 2, в настоящее время оно находится в резерве с балансовыми запасами глин категорий $A+B+C_1$ в количестве 1586 тыс. $м^3$. В резерве числятся и запасы глин Шаминского (участок 2) месторождения [94], составляющие 1091 тыс. $м^3$ (категории $B+C_1$).

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал. Учтено семь месторождений в четвертичных делювиально-аллювиальных песчано-гравийных отложениях, расположенных преимущественно в долинах рек Миасс, Увелька, Уй и их крупных притоков. Наиболее известным является месторождение Сычёвское (II-2-117) на р. Миасс, представленное аллювием поймы I и II надпойменных террас [70]. Полезным ископаемым являются пески и песчано-гравийный материал, залегающие на опоковидных глинах ирбитской свиты. В продуктивной толще в зависимости от гранулометрического состава осадков выделяются: пески (содержание гравия – до 10%),

гравийно-песчаные смеси (гравия больше 10%) и пески глинистые (содержание глины – до 30%). Средний состав залежи (%): песок – 76,24; гравий – 9,76; глина – 14,09. Песчаный и гравийный материал представлен в основном кварцем и полевым шпатом (а также кварц-полевошпатовыми сростками), реже амфиболом, кварцитом и песчаником. Пески и гравийно-песчаные смеси в естественном виде не соответствуют требованиям промышленности; нужна отмывка глинистых частиц и разделение смеси на песчаную и гравийную составляющие. После промывки и грохочения пески могут использоваться для приготовления штукатурно-кладочных растворов, а гравий – для применения в качестве заполнителя тяжёлых бетонов. Пластообразная залежь вытянута в широтном направлении на 5500 м при ширине до 2500 м; мощность её – от 1 до 10,4 м (средняя – 5 м), мощность вскрыши 0,1–4,5 м (средняя – 1,5 м). В настоящее время большая часть объекта (собственно Сычёвское месторождение, расположенное на левом берегу р. Миасс) числится в резерве с балансовыми запасами (на 1.01.2009 г.) в количестве 5896 тыс. $м^3$, в том числе по категории В – 1380 тыс. $м^3$, $С_1$ – 4516 тыс. $м^3$. ООО «Строительные пески» отрабатывается «Черкассовский» (правобережный) участок этого месторождения, где на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы (тех же категорий) песка в количестве 5871 тыс. $м^3$, в том числе по категориям: В – 1184 тыс. $м^3$, $С_1$ – 5871 тыс. $м^3$, а запасы категории $С_2$ составляли 1000 тыс. $м^3$.

Песок строительный. На площади листа находятся 42 месторождения, продуктивные толщи которых сложены в основном песчаным материалом с незначительной примесью или маломощными прослоями гравия. Среди них 31 месторождение приурочено к дочетвертичным (неогеновым, палеогеновым или меловым) осадкам, а 11 – отложениям квартера. В настоящее время девять объектов эксплуатируются, девять – числятся в резерве, а запасы остальных по разным причинам отнесены к забалансовым. Наиболее представительные из разрабатываемых месторождений характеризуются ниже.

Месторождение Вознесенское (II-2-72) связано с разновозрастными прибрежно-морскими и озёрными образованиями [70]. Продуктивная толща представлена существенно песчаными отложениями камышловской свиты верхнего мела (Центральный и Южный участки), а также песками олигоценовой куртамышской свиты и четвертичных стратонов (Восточный участок). Камышловские алевритовые пески имеют серую и желтовато-серую окраску, существенно кварцевый состав, включают линзы и стяжения светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников и тонкие (1–10 см) прослои серых глин. Олигоценовые пески светло-серые слабоглинистые, четвертичные – буровато-жёлтые разнозернистые полимиктовые, нередко глинистые. Продуктивные породы Центрального и Южного участков образуют единую пластообразную залежь сложной формы, вытянутую в северо-восточном направлении на расстояние около 3800 м при ширине от 150 до 1000 м; мощность её от 2 до 9,5 м (в среднем – 4,5 м). На Восточном участке залежь субмеридиональная длиной около 1000 м, шириной от 50 до 550 м и мощностью от 3 до 7 м (средняя – 4,1 м). Пески состоят в

основном из кварца (81–99 %); в меньших количествах (до 3 %) отмечаются полевой шпат и кремни, встречаются единичные зёрна магнетита, хромита, ильменита, апатита, турмалина, циркона и др. Породы требуют отсева гравия и обогащения (до 28 %) укрупняющей добавкой (отсев дробления известняков), после чего могут применяться для производства силикатного кирпича марок «150–250». Месторождение отрабатывается ООО «Силикатчик – Ресурс». По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы песков в количестве 2623 тыс. м^3, в том числе категории В – 875 тыс. м^3, категории C_1 – 1748 тыс. м^3.

Месторождение Половинкинское (III-2-33) приурочено к неогеновым озёрно-аллювиальным отложениям [19], сложено серыми разнозернистыми кварцевыми песками с прослоями глин (мощностью до 0,5 м). Полезная толща образует две пластообразные залежи мощностью от 1,4 до 13,5 м (средняя – 5,8 м); размер их 3100 × 600 м и 1800 × 600–1000 м. Пески пригодны для приготовления штукатурно-кладочных растворов. Месторождение разрабатывается ООО «Ин Ма». По состоянию на 1.01.2009 г. на балансе состояли суммарные запасы 16 841 тыс. м^3, в том числе по категории В – 1497 тыс. м^3, категории C_1 – 15 344 тыс. м^3.

Месторождение Карачельское (I-4-15) локализовано в четвертичном аллювии р. Миасс [19], представлено разнозернистыми, местами глинистыми песками, иногда с существенной примесью гравийного материала (в среднем 3,88 %). В контуре подсчёта запасов содержание глинистой составляющей не превышает 10 %. Продуктивная толща образует пластообразную залежь мощностью от 3 до 13,1 м (средняя – 8,2 м) при средней мощности вскрышных пород 3,56 м. После отмывки глины и отсева гравия пески пригодны для изготовления бетона и штукатурно-кладочных растворов. Тонкозернистые пески вскрыши могут применяться для производства силикатного кирпича марки 75. Месторождение разрабатывалось, в настоящее время числится в резерве с балансовыми запасами песка (категорий $A+B+C_1$) в количестве 10 077 тыс. м^3; запасы категории C_2 – 3973 тыс. м^3.

Песок формовочный. Учтено 11 месторождений, приуроченных к осадкам различного генезиса и возраста. В одних случаях продуктивная толща сложена песчанистыми корами выветривания кремнистых сланцев (Лазаретское – I-1-30), в других – песчано-глинистым лимнием квартера (Мало-Каслинское – I-1-140, Тумакское – V-1-83), но наибольшее число месторождений (восемь) представлено прибрежно-морскими отложениями куртамышской свиты. Среди последних крупными являются Сугоякское II и III (I-2-48), Нехорошевское (II-2-115), Кичигинское (III-2-15) и Галяминское (III-2-16). Из общего количества объектов два разрабатываются, а три находятся в Государственном резерве. На наиболее известном Кичигинском месторождении эксплуатация начата ещё в 1937 г. [94]. Продуктивная толща его сложена серыми и светло-серыми мелкозернистыми кварцевыми песками, местами глинистыми (3–5 %), содержащими также индивидуализированные прослои глин. Породы образуют единую субмеридионально вытянутую пластообразную залежь протяженностью более 10 км, шириной 1–3 км и средней мощностью 7,5 м (в центральной части – до 23 м).

Мощность вскрыши изменяется от 0 до 18 м (средняя – 7,5 м). Пески состоят из кварца (90–99%), небольшого количества (0,1–10%) полевого шпата, включают редкие зёрна магнетита, пирита, хромита, рутила, циркона, граната, турмалина, сфена. По содержанию глинистых частиц они относятся к тощим, полужирным и жирным классам и пригодны в качестве формовочных для производства цветного, чугунного и стального литья. Запасы песков утверждены ГКЗ СССР (протокол № 10642 от 21.03.1989 г.) в количестве 77 093 тыс. т (категории В – 20 054 тыс. т, C_1 – 57 039 тыс. т). Кроме того, в качестве строительных могут применяться пески наурзумской свиты, перекрывающие продуктивную толщу; запасы их составляли 760 тыс. т (категории В) и 4468 тыс. т (C_1). Месторождение отрабатывается ОАО «Кварц»; на 1.01.2009 г. запасы песков оценивались в 56 821 тыс. т (в том числе по категориям В – 12 286 тыс. т, C_1 – 44 535 тыс. т).

Песок стекольный. Четыре крупных месторождения стекольного сырья локализуются в камышловской свите верхнего мела (Ерофевское – II-2-99) и куртамышской свите олигоцена (Сугоякское – I-2-68, Ивановское – II-2-46 и Васильевское – II-2-51). Более изученным является первое; продуктивная толща там сложена серыми и жёлтыми мелкозернистыми кварцевыми песками с тонкими (до 20 см) прослоями и желваками кварцитовидных «сливных» песчаников, залегающих чаще в низах разреза. Пески образуют пластообразную залежь, вытянутую субмеридионально на расстояние около 3 км при ширине 350–500 м и изменчивой (2,3–12,7 м) мощности (средняя 8,6 м); вскрыша – от 0,5 до 10,3 м (в среднем – 3,9 м). Породы Ерофеевского месторождения сложены преимущественно кварцем (91,8–98,1%); охристо-глинистые и гидрослюдисто-глинистые образования составляют 1,48–6,39%, встречаются редкие зёрна полевых шпатов, циркона, ильменита, хромита, турмалина, глауконита и др. Кварц округлой и полуокатанной формы, прозрачный и полупрозрачный, часто покрытый жёлтой плёнкой гидроокислов железа; преобладающий размер зерен 0,1–0,5 мм. В естественном виде пески могут использоваться как формовочные, но не пригодны в качестве стекольных (из-за высокого содержания красящих окислов). Методом отсева и флотооттирки их можно обогащать до концентрата, содержащего более 99% SiO_2 и менее 0,04% Fe_2O_3 (выход концентрата – 82%). Обогащённые пески применимы для производства бесцветного листового стекла [70]. Месторождение находится в резерве с балансовыми запасами категорий $A+B+C_1$ – 17 588 тыс. т, категории C_2 – 6211 тыс. т (на 1.01.2009 г.).

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс. Известно три объекта гипса: одно месторождение в неогеновых осадках и два проявления в каменноугольных отложениях. Месторождение Брединское (VI-1-23) приурочено к песчано-глинистым образованиям светлинской свиты [65]; продуктивные породы слагают пластообразное субгоризонтальное тело размером 300 × 300 м, мощность – от 0,6 до 4,5 м (средняя – 1,5 м). Мощность вскрыши 1–2,5 м. Оно выполне-

но зеленовато- и красновато-жёлтыми плотными глинами (содержащими редкий щебень кварца) со стяжениями гипса размером до 20 см в поперечнике. Месторождение разрабатывалось в 1920–1930-х годах, гипс использовался для производства алебастра. Малые объекты представлены, в одном случае, прослоями гипса (мощностью 0,6–6,3 м), залегающими среди известняков и глинистых сланцев нижнего карбона (проявление скв. 225 – I-2-40); в другом – в виде тонких (до 0,5 м) удлиненных линз и компонентов цемента конгломератов среднекаменноугольной ухановской толщи (проявление № 34 – IV-1-31).

Кварцит. Разведано 4 месторождения; они приурочены к метаморфитам нижнего протерозоя (ильиновский комплекс) или среднерифейских стратонов. Более известным и хорошо изученным является среднее месторождение Серебрянское (I-1-88), продуктивными породами которого являются кварциты куртинской свиты – серые разнозернистые массивные или (реже) рассланцованные [71]. Оконтуренные пластовые залежи (Основная, Средняя, Западная, Северная и Северная-II) характеризуются северо-восточным простиранием и крутым юго-восточным падением. Промышленное значение имеет лишь Основная залежь, на площади которой расположены все четыре карьера по добыче кварцитов. Максимальная её мощность (50–60 м) отмечалась в центральной части, к северу она постепенно уменьшается до 7 м. В составе пород, кроме кварца, в небольших количествах присутствуют мусковит, биотит, серицит. Содержание SiO_2 в целом по объекту изменяется от 83 до 93 %. Кварциты пригодны для ватержакетной и конверторной плавок. Месторождение эксплуатировалось с 1916 г.; в последние годы ЗАО «Карабашмедь» отрабатывало северную часть Основной залежи. Сейчас оно находится в резерве с балансовыми запасами (на 1.01.2009 г.) 17 925 тыс. т, в том числе категории В – 4522 тыс. т, категории C_1 – 13 403 тыс. т. В настоящее время на флангах месторождения, в пределах отдельных участков, именуемых самостоятельными «месторождениями» (месторождение «Фая» и др.), ведётся добыча кварцитов для использования их в качестве облицовочных материалов. В резерве числятся и запасы сходного по строению однорангового месторождения Киалимское (I-1-118), составляющие по категориям $A+B+C_1$ 4796 тыс. т, по категории C_2 – 4776 тыс. т: забалансовые запасы – 6055 тыс. т.

Крупное месторождение Бобровское (III-2-47) расположено среди метаморфизованных отложений алексеевской свиты [108]. Продуктивная толща выполнена серыми мелкозернистыми массивными кварцитами, залегающими в (графит)-слюдисто-кварцевых сланцах в виде линзовидных, в плане меридионально вытянутых тел различного размера. Выделены четыре основные линзы кварцитов толщиной от 17 до 64 м, самой мощной из которых является верхняя. Месторождение состоит из двух участков – Правобережного и Левобережного. На первом из них добычу кварцитов (как материала для производства динаса) осуществляет ООО «Бобровский кварцит». По состоянию на 1.01.2009 г. балансовые запасы сырья по участку составляли 18 963 тыс. т (в том числе категории В – 4288 тыс. т, категории C_1 – 14 675 тыс. т); запасы категории C_2 – 1710 тыс. т. Кварциты и

кварцитопесчаники Левобережного участка добываются ООО «Бобровский карьер» для использования в качестве строительного камня. По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались их запасы в количестве 9741 тыс. т, в том числе категории В – 1819 тыс. т, категории C_1 – 7922 тыс. т. Запасы категории C_2 оценивались в 8557 тыс. т.

Для дорожного строительства применяются в основном кварциты и гнейсы малого месторождения Мирное (II-2-14), приуроченного к метаморфитам ильиновского комплекса [70].

Глины бентонитовые (отбеливающие). Единственное месторождение бентонитовых глин – Зырянское (I-5-5) приурочено к отложениям светлинской свиты [95]. Продуктивная толща сложена глинами серовато-зелёными (с охристыми пятнами), жирными на ощупь, плотными, восковидными, комковатыми с вкраплениями железистого бобовника, кремнистыми стяжениями и редкими друзами гипса. Они образуют горизонтально залегающую пластообразную залежь площадью около 5,1 км^2, мощностью от 2 до 8,5 м (средняя – 6,07 м) при средней мощности вскрыши 1,93 м. Глины тонкодисперсные, содержащие 75–98% пелитовых частиц; 0,2–17,4% составляют обломки алевритовой размерности; 0,1–9,2% – песчаной. Средний их химический состав (%): SiO_2 – 54,72; TiO_2 – 0,91; Al_2O_3 – 16,55; Fe_2O_3 – 6,34; CaO – 4,11; MgO – 1,56; ппп – 12,09. Породы относятся к разряду щелочноземельных кальциево-магниевых бентонитовых глин, используемых для приготовления формовочных смесей, качественных буровых растворов и для очистки вязких нефтепродуктов. По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались запасы высоких категорий бентонитовых глин в количестве 15 271 тыс. т, в том числе категории В – 5019 тыс. т, категории C_1 – 10 252 тыс. т. Запасы категории C_2 составляют 8603 тыс. т, забалансовые – 1457 тыс. т. Добычу глин осуществляет ОАО «Бентонит».

Минеральные краски. Известно три малых месторождения и четыре проявления красочного сырья; большинство (шесть объектов) приурочено к глинистым и щебнисто-глинистым корам выветривания вулканогенных, метаморфических и осадочных образований различного возраста. Лишь одно месторождение (Пепелинское – II-5-5) локализовано в осадках наурзумской свиты [19]. Полезная его толща сложена озёрными охристыми глинами, образующими не выдержанные по мощности и простиранию четыре линзовидные залежи толщиной от 0,2 до 3,3 м (в среднем 0,67–0,78 м); средняя мощность вскрыши – 1,42 м. Породы подстилаются алевритами и мелкозернистыми песками куртамышской свиты. В продуктивных глинах содержится от 5 до 60% обломков бурого железняка; содержание Fe_2O_3 колеблется от 9,76 до 33,13% (в основном 18–25%). В естественном виде охристые глины не пригодны для красочного производства. После обогащения (отмучивания) они отвечают требованиям промышленности к охрам и могут применяться в изготовлении масляных красок. Месторождение числится в резерве с балансовыми запасами охр (категорий $A+B+C_1$) в количестве 91 тыс. т.

Среди месторождений, связанных с корами выветривания, более изученными являются Аджатаровское (II-1-64) и Казбаевское-II (II-1-96), локализованные в корах по филлитовидным сланцам нижнерифейской самарской толщи [86]. На каждом из этих месторождений оконтурено несколько (до шести) линзовидных залежей мощностью от 0,3 до 15 м (при мощности вскрыши от 0,1 до 1,5 м). Продуктивные толщи представлены ожелезнёнными глинистыми породами жёлтого, буровато-жёлтого, реже красного и вишнёво-красного цветов; содержание Fe_2O_3 в охрах от 3,62 до 20,4%. Оба месторождения отрабатывались в 1930–1940-х годах Бишкильским красочным заводом. В настоящее время их забалансовые запасы (категории C_2) оцениваются в 149 и 171 тыс. т соответственно.

Сапропель. В северной половине территории листа располагается значительное количество озёр, в большинстве которых происходит отложение сапропелевых илов. С разной степенью детальности изучена лишь малая их часть, преимущественно в северо-западном углу рассматриваемой территории [85]. Всего учтено 32 месторождения сапропеля, на которых были выполнены поисково-оценочные (а на ряде объектов и разведочные) работы. Их площади в границах промышленной глубины залежей (1 м) колеблются от 15 до 1392 га, средние мощности продуктивных тел – от 1,1 до 7,15 м, объёмы залежей – от 288 до 45 315 тыс. $м^3$; запасы сапропеля – от 104 до 15 313 тыс. т. Полезный компонент представлен обычно сапропелем с преобладанием какого-нибудь одного класса (органического, органосиликатного, карбонатного, кремнистого). Сырьё может использоваться в качестве удобрения.

Наиболее крупным и лучше изученным является месторождение оз. Силач (I-1-134), в пределах листа находится только его южная половина. Здесь выделена залежь мощностью 0,2–4,5 м; площадь её в границах промышленной глубины составляет 1392 га. Она сложена сапропелем карбонатного (64,8%), органосиликатного (29,8%), органического (4,1%), кремнистого (1,0%) и силикатного (0,3%) классов. Осадок состоит из органической (аморфный детрит, остатки высших растений, водорослей, животных) и минеральной (алевритовые частицы кальцита и кварца, глинистая фракция) частей. Для последней средний химический состав следующий (%): CaO – 16; Fe_2O_3 – 2,8; Al_2O_3 – 0,2; P_2O_5 – 0,11; Nобщ. 1–1,8. Общие запасы сапропеля оценивались по категории C_1 в 15 313 тыс. т.

СОЛИ

Соли натриевые и сульфаты натрия. На площади листа, особенно в его восточной половине, расположено много озёр, вода в которых является минерализованной. Они приурочены к древним речным долинам или озёрным впадинам. Наличие большого количества бессточных, заполненных водой котловин в сочетании с резкими колебаниями температур, сильными ветрами и недостатком атмосферных осадков, способствует значительной испаряемости (свыше 800 мм в год), что приводит к обмелению ванн и повышению в них концентрации солей. Среди многочисленных

минерализованных озёр наиболее известны Кулат, Лаврушино, Горькое, Селезян, Парамоново, Бол. Шантрапай, Бол. Горькое, Солёное, Перешейки, Горбунное, Горько-Солёное и др. Во многих из них в засушливое время года происходит садка соли. Наиболее значимыми считаются два проявления (оба учитываются каталогом) – оз. Горько-Солёное (IV-1-90) и оз. Перешейки (III-3-26); лучше изученным из них является последнее [42]. Площадь водного зеркала озера – 306 га, максимальная глубина – 0,95 м, средняя мощность рапы – 0,27 м. Содержание NaCl в рапе достигает 110,11 г/дм^3, Na_2SO_4 – 9,75 г/дм^3. Озеро самосадочное; в летний период происходит обильная садка галита (до 7 см), а в зимний – осаждается мирабилит. Соль довольно чистая, вкус её удовлетворительный; в дореволюционное время и в годы войны добывалась и использовалась местным населением. Запасы поваренной соли оценивались в 91 тыс. т.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ

На территории находится значительное количество минеральных (лечебных) и пресных (питьевых и технических) вод, а также лечебных грязей, некоторые из которых широко известны. Последние показаны на карте полезных ископаемых; месторождения подземных вод вынесены на гидрогеологическую карту масштаба 1 : 1 000 000, являющуюся составной частью комплекта.

Минеральные лечебные воды. В пределах листа учтено 13 месторождений лечебных вод, приуроченных к зонам трещиноватости с урановой минерализацией (четыре объекта), к площадям развития существенно песчаных верхнемеловых и нижнеэоценовых отложений (девять объектов). Из первой группы наиболее изученными являются месторождение Курортное (I-1-83) слаборадоновых вод и Сабанайское (I-1-80) высокорадоновых вод, которые иногда рассматриваются как единое Увильдинское месторождение [71]. Они расположены среди кислых магматитов увильдинско-кисегачского комплекса, тяготеют к зонам тектонического дробления в гранитах. Различаются два вида урановой минерализации: уран-сульфидная, приуроченная к диагональным крутопадающим трещинам скалывания, а также вторичная урановая, представленная урановой чернью и сопряженная с горизонтальными трещинами. Формирование радиоактивных подземных вод связано с окислением гидротермальных урансодержащих продуктов, последующим растворением солей радия и обогащением вод радоном. По содержанию радиоактивных элементов последние относятся к уран-радон-радиевому типу и характеризуются повышенным содержанием этих компонентов, которое различно в каждом из названных объектов.

Так, в подземных водах Сабанайского месторождения в состоянии их естественного режима концентрация радона достигает 522 ед. Махе; урана – $7{,}8 \times 10^{-5}$ г/л; радия – $1{,}97 \times 10^{-10}$ г/л; на Курортном месторождении радон – 20–30 (редко 40) ед. Махе; уран – от 1×10^{-6} до $1{,}6 \times 10^{-6}$ г/л; радий – от 1×10^{-12} до 1×10^{-11} г/л. Воды обоих обладают высокими

бальнеологическими свойствами и используются в лечебных целях курортом Увильды. Запасы высокорадоновых вод Сабанайского месторождения учитываются балансом по категории В в количестве 0,432 тыс. $м^3$/сут; категории $С_1$ – 0,345 тыс. $м^3$/сут; всего ($В+С_1$) – 0,777 тыс. $м^3$/сут. Запасы слаборадоновых вод Курортного месторождения оценивались по категории $С_1$ в количестве 1,071 тыс. $м^3$/сут. Остальные месторождения этой группы также располагаются в трещиноватых гранитах интрузивных комплексов: увильдинско-кисегачского (Кисегачское – II-1-57) и кременкульского (Дачное – II-2-44) [86, 104]. Они обладают сходными чертами геологического строения, типом минерализации и составом подземных вод.

Водоносные горизонты месторождений второй группы приурочены либо к пескам и песчаникам позднего мела (Курганское – I-6-11), либо к песчаникам и опокам раннего эоцена (Ельничное-2 – I-4-1, Редькинское – I-6-2, Курганское-3 – I-6-4, Восточно-Курганское – I-6-7, Курганское-2– I-6-12, Лесниковское – II-6-5, Усть-Утякское – II-6-6, Подборное – III-2-3). Все эти объекты характеризуются незначительными (не более 0,1 тыс. $м^3$/сут) эксплуатационными запасами подземных минеральных вод [79]. Среди них более известным является месторождение Подборное, водоносный горизонт которого располагается в опоках серовской свиты. Подземные воды характеризуются гидрокарбонатно-натриевым составом с высоким содержанием железа, используются санаторием «Урал» в лечебных целях. Запасы месторождения оценивались в 0,015 тыс. $м^3$/сут.

Питьевые пресные воды. Учтено 86 месторождений питьевых пресных вод, водоносные подразделения которых находятся в породах фундамента (35 объектов) или рыхлых песчано-глинистых отложениях покровного комплекса (51 объект). В первом случае основными коллекторами подземных вод являются контакты и зоны повышенной трещиноватости гранитов, гранитогнейсов, габброидов, серпентинитов, амфиболитов, базальтов, андезибазальтов, туфов, туфопесчаников, песчаников, сланцев и известняков. По условиям формирования воды этих месторождений относятся к трещинным слабонапорным и безнапорным. Питание их осуществляется за счёт инфильтрации атмосферных осадков. По химическому составу воды гидрокарбонатные и сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые и магниево-кальциевые; минерализация редко превышает 1 г/$дм^3$. Эксплуатационные запасы их изменяются в довольно широких пределах – от 0,005 (Серебряные Пески – II-1-19) до 45,3 тыс. $м^3$/сут (Сухарышское – III-2-7). Типичным представителем этой подгруппы является месторождение Новогорное (I-1-70), расположенное в поле выходов вулканогенно-осадочной кулуевской толщи и приуроченное к сильно трещиноватым ее породам в зоне субмеридионального надвига. Мощность водоносной зоны от 26,1 до 46,5 м, уровень грунтовых вод находится на глубинах 4,54–13,03 м; по условиям формирования они относятся к трещинным слабонапорным. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые пресные (с сухим остатком от 166,5 до 355,5 мг/$дм^3$) слабощелочные (pH – от 7,25 до 9,51) мягкие; используются для водоснабжения пос. Новогорный. Их эксплуатационные запасы (категории В) утверждены в количестве 2,303 тыс. $м^3$/сут [71].

На месторождениях второй подгруппы основными коллекторами подземных вод служат рыхлые отложения верхнего мела, эоцена и олигоцена, представленные песчаниками, песками, алевритами, диатомитами и опоками. Типичным объектом этой группы является месторождение Чумлякское (II-3-2), расположенное в долине р. Миасс [79, 93]. Водоносный горизонт здесь приурочен к опокам серовской свиты, которые внизу замещаются глауконит-кварцевыми песчаниками мощностью до 12–15 м; общая мощность горизонта 38–45 м. Кровля его в долине р. Миасс залегает на глубине 50 м, к водоразделам глубина увеличивается до 90–100 м.

Водоносный горизонт перекрывается диатомитами и диатомитовыми глинами ирбитской свиты, на которых залегают либо чеганские бейделлитовые глины мощностью 6,5–38 м (на склонах и водоразделах), либо аллювиальные четвертичные отложения мощностью 4–18 м (в долине реки). Нижнеэоценовые водоносные отложения подстилаются слабопроницаемыми глинами и мергелями талицкой и ганькинской свит общей мощностью 60–80 м. Под ними залегает водоносный горизонт верхнемеловой зайковской свиты, представленный глауконит-кварцевыми песчаниками; обводнённость его незначительная (дебит скважин до 1 л/с). Воды месторождения по химическому составу относятся к гидрокарбонатно-хлоридным натриевым, минерализация – от 0,87 до 1,9 г/дм^3. Эксплуатационные запасы месторождения приняты ТКЗ УПГО в 1968 г.: категории В – 8,1 тыс. м^3/сут, категории C_1 – 8,2 тыс. м^3/сут ($B+C_1$ – 16,3 тыс. м^3/сут). Воды добываются для снабжения пос. Чумляк и г. Щучье.

Технические пресные воды. Учтено восемь месторождений, водоносные горизонты которых представлены или палеозойскими образованиями (пять объектов), или рыхлыми покровными отложениями (три объекта). По разным причинам подземные воды этих объектов рекомендуется использовать для технических целей. Показательны в этом отношении водозаборные участки № 19 (I-1-48) и № 18 (I-1-53) Кызылташского месторождения [71, 104], локализованного в кулуевской толще. В верхней части разреза породы сильно дробленые, особенно в интервале глубин 40–60 м; различная степень трещиноватости обусловливает и различную водопроницаемость. Водообильность в пределах участков также характеризуется значительной изменчивостью: дебиты скважин – от 2,25 до 13 л/с. Подземные воды пресные гидрокарбонатные, с различным катионным составом. В целом они соответствуют требованиям к питьевым водам, но на участках техногенного загрязнения содержат в повышенных количествах нитрат-ионы и стронций-90, поэтому могут использоваться только в технических целях. Эксплуатационные запасы оценивались (по категории А) в 0,425 тыс. м^3/сут. Воды добываются для производственных нужд г. Озёрск.

Грязи лечебные. В пределах территории листа N-41 находится много озёр, на дне которых накапливаются сапропелевые и илистые осадки. Лишь для немногих из них проводилось изучение этих отложений с целью оценки бальнеологических свойств. Учтено восемь месторождений лечебных грязей, шесть из которых используются местными санаториями и

курортами. Наиболее известной является группа озёр (Акачкуль, Сабанай, Биды, Забикуль, Бол. Биляшкуль) курорта «Увильды»; их сапропелевые илы оценивались в 1942 г. Установлено, что водорослевый сапропель характеризуется большой влагоёмкостью, высоким содержанием органического вещества, малой засоренностью и зольностью, являясь бальнеологически ценным продуктом. Грязи оз. Акачкуль (I-1-155) использовались названным курортом с 1942 по 1978 гг.; в годы войны они показали высокую эффективность при лечении ран. До 1978 г. добыто около 1 млн $м^3$ сырья. В последующий период разными организациями (сейчас ОАО МОЦ «Курорт Увильды») для лечебных целей добывались и добываются илы оз. Сабанай (I-1-154), которые соответствуют одной из разновидностей пресноводных бессульфидных низкозольных сапропелевых лечебных грязей. По состоянию на 1.01.2009 г. балансом учитывались их запасы (категорий $A+B+C_1$) в количестве 1409 тыс. $м^3$ [71].

Сапропелевые грязи оз. Светленькое (I-1-137) используются для лечения ООО «Санаторий Сунгуль». Их ориентировочные запасы оценивались в 1940 г. в 877 тыс. $м^3$ [71]. Илистые сапропелевые залежи оз. Горькое-Виктория (II-3-12) применяются в лечебных целях Республиканским детским специализированным санаторием «Озеро Горькое». По химическому составу грязевый раствор относится к сульфатно-хлоридному магниево-натриевому типу. Влажность грязи – 82–89 %, количество органических веществ – 20–39 %, содержание общего сероводорода – от 45 до 127 мг на 100 г сырья. По состоянию на 1.01.2007 г. балансовые запасы грязи категории C_1 оценивались в 3066 тыс. $м^3$ [54]. Ценными в лечебном отношении сульфидными сапропелевыми грязями обладают озёра Хомутининской группы (Подборное, Оленичево, Горькое, Нехорошково); из них более крупным и изученным является первое (III-2-53) с запасами 1572 тыс. $м^3$; сырьё используется санаторием «Урал».

Подготавливается к освоению месторождение оз. Птичье (II-4-14), продуктивная залежь которого сложена современными илистыми донными осадками хлоридно-натриевого состава с повышенными содержаниями сульфатов и гидрокарбонатов; их ориентировочные запасы оценивались в 600–700 тыс. $м^3$ [53]. До сих пор не используются иловые залежи оз. Узково (II-5-12) и озёр Сетовской группы (III-4-5); грязевые растворы их гидрокарбонатно-хлоридные натриевые и сульфатно-хлоридные магниево-натриевые с минерализацией 14–68 $г/дм^3$. Грязи высокощелочные, количество общего сероводорода – 60–80 мг на 100 г; в озёрных водах содержатся бор, бром, йод [53].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ЭПОХИ И ЭТАПЫ МИНЕРАГЕНЕЗА

Территория прошла сложный путь развития, характеризуется полигенной и полихронной минерагенией, особенности которой обусловлены неоднократной сменой структурно-вещественных комплексов и многообразием рудоформирующих систем, проявлявшихся в широком временном диапазоне и различных геодинамических обстановках. Зачастую в одном пространстве наблюдается совмещение разновозрастных и разнотипных минеральных парагенезисов: при последовательном «наложении» нескольких эпох оруденение эволюционирует в направлении большего разнообразия и «аномальности» рудных ассоциаций. Импульсы эндогенной активности отвечают общеуральским тектоно-магматическим циклам.

Архейско-раннепротерозойская минерагеническая эпоха отличается преобладающим (и затушевывающем другие процессы) влиянием метаморфических и ультраметаморфических факторов, сформировавших различные гнейсы, кристаллосланцы, амфиболиты, кварциты, мигматиты. Этот промежуток времени не отличается высокой продуктивностью; для эпохи характерно образование месторождений железистых кварцитов (ограниченно развитых на площади), а также графитовой минерализации в плагиогнейсах и кварцитах.

Рифейско-среднекембрийская минерагеническая эпоха подразделяется на четыре этапа, среди которых на рассматриваемой площади более или менее отчетливо проявлен в минерагеническом отношении лишь второй – среднерифейский. С платформенными терригенными отложениями таганайской свиты связаны железистые кварциты; к метаморфизованным континентально-рифтогенным образованиям куртинской свиты приурочены месторождения гранулированного кварца и титановая минерализация (в апобазальтоидных амфиболитах). Раннерифейские, позднерифейско-ранневендские и поздневендско-среднекембрийские подразделения промышленных скоплений минерального сырья не содержат.

Позднекембрийско-триасовая минерагеническая эпоха является наиболее продуктивной и подразделяется на три этапа, характеризующихся разными ведущими типами рудоформирующих систем. С началом первого (позднекембрийско-раннедевонского) этапа связана деструкция земной коры и рифтинг, обусловивший возникновение Уральского палеоокеана.

Офиолитовые ультрамафиты (салатимский, серовский, сакмарский, куликовский, чебаркульско-казбаевский, дружнинский комплексы) генерируют малые месторождения и проявления хромитов. В более поздние стадии щелочные и щелочно-ультраосновные комплексы (ильмено-вишневогорский, козлиногорский, рефтинский, бирсуатский) внедряются в кору по разломам палеошовных зон и формируют руды редких металлов, редких земель, уран-ториевую минерализацию. Функционирующие гидротермальные системы обогащают золотом и платиноидами углеродсодержащие кремнистые осадки поляковской свиты (проявление Черноозёрское), а в толеитовых базальтах образуют медноколчеданное оруденение кипрского типа (месторождение Маукское).

Преобладающими рудоформирующими системами в девонско-раннекаменноугольный этап (отвечающий полному циклу эволюции островодужной системы и вулкано-плутоническим поясам) являлись гидротермальные, контактово-метасоматические и магматические. В это время на площади получают развитие скарново-магнетитовые объекты (Теченское и другие месторождения), формируются колчеданные месторождения Карабашской меднорудной зоны; с островодужными диоритами салаватского комплекса связано оруденение золото-порфировой (месторождение Тыелгинское) и золото-сульфидно-кварцевой (месторождение Непряхинское) формаций, а биргильдинско-томинский и михеевский комплексы генерируют медно-порфировое (Михеевское и другие месторождения), золото-порфировое (месторождение Березняковское) и полиметаллическое (проявление Биксизакское) рудообразование. Осадочно-вулканогенные отложения валерьяновской толщи и прорывающие их габбродиориты соколовско-сарбайского комплекса определяют скарновое железо-медное оруденение Глубоченского медно-железорудного района. На заключительных стадиях описываемого этапа, при столкновении островных дуг с микроконтинентом (ранняя коллизия – 370–350 млн лет) происходит перестройка рудоформирующих систем.

Внедрение тоналит-плагиогранитовых интрузий и дислокационный метаморфизм вызывают ремобилизацию рудного вещества, образуются золото-кварцевые жильные, золото-сульфидно-кварцевые и золото-сульфидные объекты. В зонах разломов среди серпентинизированных ультрамафитов концентрируются месторождения талька и асбеста, золото-магнетитовые и золото-медно-магнетитовые проявления, появляется богатая золоторудная минерализация в тальк-карбонатных и карбонат-хлоритовых породах. В обстановке активной континентальной окраины относительно мелководные бассейны (терригенно-карбонатные отложения нижнего карбона) являются благоприятной средой для формирования гидротермально-осадочного полиметаллического оруденения (проявления Крестовоздвиженское, Андрее-Юльевское). В это же время происходит накопление угленосных пачек брединской свиты.

Среднекаменноугольно-триасовый этап отвечает обстановкам поздней коллизии (орогенеза). Рудоформирующие системы преимущественно эндогенного типа, среди них преобладают магматические и гидротермально-метасоматические. В начальные стадии оруденение связано с умеренно-щелочным магматизмом (балбукский комплекс), несущим уран-ториевую

и редкоземельную минерализацию, а также с внедрением уфалейкинских гранитоидов, в надкровельном пространстве которых формируются многочисленные тела слюдоносных мусковитовых пегматитов (с молибденитом) и кварцевожильные поля. Тогда же осуществляется зональная карбонатизация амфиболитов уфалейского комплекса с образованием карбонат-магнетитовых залежей (месторождение Теплогорское).

Позднее, в заключительные фазы орогенеза происходит метаморфическая трансформация колчеданных объектов с переотложением и укрупнением тонкодисперсного золота. В метаморфизованных титаноносных магматитах куртинского комплекса выделяется рутил; кварцевые жилы, трассирующие шовные зоны, подвергаются рекристаллизации и очистке с формированием месторождений гранулированного особо чистого кварца (Куртинский узел) и пьезооптического горного хрусталя (месторождение Астафьевское). Этап отмечен становлением лейкократовых гранитов и граносиенитов с возникновением в околоинтрузивном пространстве зон грейзенизации, рудоносных для вольфрама, молибдена, бериллия, а также полевошпатовых метасоматитов с редкометалльной и редкоземельной минерализацией; в зонах кислотного выщелачивания образуются залежи кианита. С пегматитами блюмовского комплекса связаны проявления литиевой минерализации и камнецветного сырья. Гранитоиды джабыкско-санарского, степнинского и варшавского комплексов генерируют оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации, редкометалльную и урановую минерализацию.

Мезозойско-кайнозойская минерагеническая эпоха определяется в основном процессами корообразования и денудации. В это время формируются месторождения и проявления бурых железняков, редких земель, золота, силикатного никеля, каолина, вермикулита, а также промышленные объекты бокситов, огнеупорных и бентонитовых глин, песка. В пределах Челябинского грабена накапливаются позднетриасово-раннеюрские угленосные отложения. Денудационной деятельностью при разрушении золоторудных и редкометалльных объектов образуются золотоносные и титан-циркониевые россыпи. В застойных участках речных долин и озёрных ваннах формируются месторождения торфа и сапропеля. Ураноносные сероцветные аллювиальные отложения в средне-позднеюрское время накапливались в пределах палеодолин (далматовский тип), а в квартере – в долинах современных рек (санарский тип). Вовлечение более древних, образованных в различных обстановках, структурно-вещественных комплексов в последующие геодинамические циклы (то есть наложение на них процессов реювенации) предопределило полихронность и полигенность большинства выделяемых минерагенических зон.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ, ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ

Площадь листа находится в пределах двух крупнейших таксонов: Урало-Новоземельского минерагенического пояса и Западно-Сибирской минерагенической провинции; в их составе выделяются значительные части или

небольшие фрагменты 15 минерагенических подразделений, из которых 12 зон относятся к поясу, одна зона и две области – к провинции. Необходимо отметить, что в восточной половине листа (Западно-Сибирская провинция) минерагенические зоны пояса, прослеживающиеся и в фундаменте одноименной платформы, перекрываются там зонами, выделенными для ее чехла. Поэтому Схема мезозойско-кайнозойской экзогенной урановосности, продуктивности и прогноза на уран юрских и четвертичных образований совмещена со Схемой минерагенического районирования олигоцена–квартера. Отдельно составлена схема районирования и прогноза твердых полезных ископаемых для доолигоценовых образований.

Тараташско-Зильмердакская магнезитоносная цинково-свинцово-железорудная минерагеническая зона (1 Fe, Pb, Zn, (mg)/AR–V_1) представлена небольшим фрагментом, отвечающим здесь восточной периферии области выходов тараташского комплекса архея, в образованиях которого на площади листа рудных объектов не выявлено.

Златоустовско-Авзянская золото-титаново-железорудная минерагеническая зона (2 Fe, Ti, Au/PR_1–C_2) ограничена на западе Восточно-Тараташским, с востока – Уфимским разломами. В ее пределах развиты интенсивно метаморфизованные отложения нижнего и среднего рифея (айская, саткинская, кувашская, таганайская и уреньгинская свиты), интрудированные телами разновозрастных магматических комплексов. Титаномагнетитовая минерализация здесь не проявлена, так как рудоносные мафит-ультрамафитовые интрузии кусинско-копанского комплекса представлены на листе лишь немногочисленными маломощными почти безрудными дайками. Железистые кварциты таганайской свиты промышленного значения не имеют. Западнее рассматриваемой территории в нижне- и среднерифейских терригенно-карбонатных отложениях выявлены месторождения полиметаллических руд, основным фактором контроля которых является также и литологический – приуроченность минерализованных зон к контактам карбонатных и силикатных пород. Тектоническим фактором обусловлена локализация оруденения в наиболее нарушенных участках. В северной половине минерагенической зоны известны малые месторождения и многочисленные проявления (высыпки) бурых железняков в зонах контактов кремнистых сланцев с мраморизованными доломитами и известняками уреньгинской свиты. Бурые железняки характеризуются геохимическим спектром элементов (Ba, Pb, Zn, Ag), типоморфным для барит-полиметаллического оруденения. Наличие здесь обширного аномального геохимического ореола, а также аномальная инфраструктура гравитационного поля, отражающая интенсивную деформированность геологической среды, позволили выделить [71] Азяшскую цинково-свинцоворудную зону (2.0.1) с гидротермально-осадочным оруденением стратиформного типа (в пределах листа – ее северо-восточная часть).

Уфалейская графитоносная кварцево-титаново-железорудная минерагеническая зона (3 Fe, Ti, q(gp)/PR_1–P_2) от расположенных восточнее зон отделяется Главным Уральским разломом. Её строение определяют метаморфиты нижнепротерозойских егустинской и слюдяногорской свит («центральное гнейсо-мигматитовое ядро»), которые обрамляются сред-

нерифейскими сланцами, кварцитами и амфиболитами (кувашская, таганайская, куртинская свиты) с внедренными в них мафитами и ультрамафитами. В пределах зоны на площади листа известны рудные объекты железа скарнового типа, титана, молибдена, гранулированного кварца, мусковита, пункты редкометалльной и редкоземельной минерализации, а также проявления вермикулита в коре выветривания амфиболитов. Имеется несколько малых месторождений и проявлений железистых кварцитов в куртинской свите; масштабы оруденения невелики, перспектив выявления новых объектов с промышленными запасами нет. Магматический фактор контроля титаномагнетитового оруденения (проявление Куртинское) обусловлен приуроченностью его к амфиболитизированным мафитам и ультрамафитам; рутилоносные интрузии куртинского комплекса и амфиболиты (апобазальтовые) куртинской свиты характеризуются повышенными и высокими концентрациями TiO_2 – до 5%. Площадь развития последней рассматривается [71] как перспективная на выявление новых промышленных залежей титана и выделена в одноименную титаново-кварцеворудную зону (3.0.2).

Размещение редкометалльно-редкоземельного оруденения контролируется магматическими и тектоническими факторами. Проявления редких металлов размещаются среди полевошпатовых метасоматитов в околоинтрузивном пространстве щелочных гранитоидов позднеордовикского козлиногорского комплекса; подобные метасоматиты вблизи лейкократовых гранитов кизильского комплекса перми специализированы на ниобий, вольфрам и молибден. Кислые магматиты обоих подразделений широко развиты вблизи Уфимского и Тахтинско-Новоандреевского разломов [71] на западе минерагенической зоны. Здесь фиксируется протяжённое аномальное геохимическое поле, внутри которого оконтурены контрастные комплексные ореолы редкоземельно-редкометалльной специализации, нередко включающие площадные аномалии меди и цинка (вероятно, это следствие зональности рудно-метасоматических процессов). В качестве локального минерагенического таксона выделена потенциальная Нижнеуфалейско-Тахтинская танталово-ниобиеворудная зона (3.0.1), включающая прямые признаки редкометалльной минерализации. Перспективы золото-палладиевого оруденения в сульфидизированных умереннощелочных габбро козлиногорского комплекса не ясны – на листе габброиды имеют ограниченное развитие и располагаются преимущественно в охранной зоне Долгобродского водохранилища [71].

Характерной особенностью данной части Уфалейской минерагенической зоны является существенное преобладание объектов неметаллических полезных ископаемых – кварца, мусковита и др. Месторождения гранулированного кварца тяготеют к восточному краю зоны, где на фоне растяжения в надкровельной части интрузий уфалейкинского комплекса формировались протяжённые жилы [71], впоследствии прошедшие «очистку». Здесь же в условиях декомпрессии и постметаморфического метасоматоза сформированы мусковитоносные пегматиты и карбонат-магнетитовые руды. Анализ физических полей не позволяет ожидать масштабного магнетитового оруденения этого типа. С гранитами кизильского комплекса в

южной части минерагенической зоны парагенетически связано образование участков кислотного выщелачивания в гнейсах (контролируемых разрывными нарушениями северо-северо-западного и северо-восточного направлений) и формирование молибденитовой минерализации во вторичных кварцитах; для оценки масштабов этого оруденения имеющихся данных недостаточно.

На северо-западе листа находится южное окончание *Западно-Тагильской ванадиево-титаноносной платино-железо-меднорудной минерагенической зоны* (4 Cu, Fe, Pt (Ti, V)/O_2–D_1). Вещественные комплексы представлены в основном вулканитами павдинской свиты. Здесь известны проявления медно-серно-колчеданной формации (кипрский тип). Перспективы выявления новых месторождений имеются только на смежной с севера территории.

В северо-западной части площади расположено и южное окончание *Восточно-Тагильской никеленосной железо-медно-золоторудной минерагенической зоны* (5 Au, Cu, Fe(Ni)/O_2–MZ); здесь преимущественным развитием пользуются вулканиты лимкинской свиты и серпентинизированные ультрамафиты серовского комплекса. На северном продолжении этой зоны (лист О-41) расположены месторождения и проявления железа, хромитов, меди, никеля и золота. На описываемой территории известны два выработанных месторождения медно-цинково-колчеданной формации. По ряду признаков у северной границы листа выделена [71] Восточно-Маукская меднорудная зона (5.0.1).

Западно-Магнитогорская хромитоносная марганцево-золото-меднорудная минерагеническая зона (6 Cu, Au, Mn (Cr)/O_2–T_1), пространственно совпадающая с одноимённой СФЗ, наиболее насыщена рудными объектами. В геологическом строении участвуют средне-позднеордовикские и девонские осадочно-вулканогенные образования (поляковская, ирендыкская, карамалыташская и улутауская свиты), а также мафит-ультрамафитовые массивы, интрузивные тела девонского салаватского и каменноугольного балбукского комплексов. Для колчеданного медно-цинкового оруденения рудоматеринскими породами являются островодужные СВК (здесь – карамалыташская свита). Известные месторождения и проявления приурочены к андезит-дацитовым ассоциациям, превращённым в серицит-кварцевые, кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты. Рудовмещающая формация протягивается до Сугомакского массива и сопровождается комплексными геохимическими ореолами элементов-индикаторов с аномалиями литорудогенного и рудогенного уровней. Одним из факторов контроля является интенсивная тектоническая нарушенность геологической среды в районе месторождений, которая устанавливается как прямыми наблюдениями, так и по аномальной инфраструктуре гравитационного поля. Локализация оруденения иногда контролируется разломами северо-восточного простирания. Представленные факторы в частности установлены в Карабашской золото-меднорудной зоне (6.0.1).

Размещение золото-порфирового оруденения определяется его связью с интрузиями салаватского комплекса; у восточной границы таксона выделяется Миасская золоторудная зона (6.0.2). Здесь расположены наиболее известные месторождения коренного и россыпного (в аллювии одноименной

реки) золота, среди которых, кроме золото-порфировых, известны также объекты золото-сульфидного, золото-серпентинитового и золото-сульфидно-кварцевого рудноформационных типов. Золотоносные жилы, относящиеся к последнему из них, приурочены к участкам концентрации дизъюнктивов северо-западной и субмеридиональной ориентировки. Субмеридиональные разрывные нарушения небольшой протяжённости в серпентинизированных ультрамафитах сакмарского комплекса контролируют размещение золото-магнетитовых, золото-медно-магнетитовых прожилков, золотоносных хлоритов, а также золотого оруденения в тальк-карбонатных и карбонат-хлоритовых породах. Этот тип минерализации промышленного значения не имеет, но является россыпеобразующим.

Литолого-стратиграфическим фактором определяется локализация установленного в ходе данных работ оруденения золоторудной черносланцевой формации (с повышенными концентрациями платиноидов), приуроченного к углеродистым терригенно-кремнистым пачкам в поляковской свите; данные образования откартированы в упомянутой выше Карабашской рудной зоне (Черноозёрское проявление). Магматический фактор является главенствующим в размещении малых месторождений и проявлений хромитов – они связаны с ультрамафитами сакмарского и таловского комплексов. Оруденение имеет незначительные масштабы, перспектив выявления промышленных объектов нет. Среди неметаллических полезных ископаемых наибольшее значение имеют месторождения флюсовых известняков, приуроченные к карбонатным частям разреза улутауской свиты.

Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона (7 Au, Nb, Ta, Cr(asb)/PR_1–T_2) пространственно совпадает с одноимённой СФЗ позднего кембрия–карбона. На западе ее развиты метаморфиты раннего докембрия, структуры которых осложнены мафит-ультрамафитовыми и гранитоидными телами широкого возрастного диапазона – от ордовика до триаса. Здесь выделяется Сысертско-Ильменогорский графитоносный кварцево-редкометалльно-асбестоворудный район (7.1 asb, Nb, Ta, q(gp), в пределах которого (помимо «титульных» объектов) расположены месторождения и проявления хромитов, редких земель, золота, урана, нефелин-полевошпатового сырья, корунда, талька и вермикулита. Графитовое оруденение размещается в гнейсах и кварцитах кыштымской толщи. Месторождения корунда (Борзовское и Каслинское) обычно тяготеют к контактам гранитов с ультрамафитами куликовского комплекса. В размещении объектов редких металлов и редких земель, радиоактивных элементов, полевошпатового и алюминиевого сырья ведущая роль принадлежит магматическому фактору и процессам метасоматоза. Оруденение контролируется позднеордовикским ильмено-вишневогорским карбонатит-миаскитовым комплексом (с сопровождающими фенитизацией, альбитизацией и нефелин-полевошпатовыми пегматитами); в Вишневогорском массиве сосредоточены основные месторождения и проявления. Образования упомянутого комплекса служили источником частично отработанных ильменит-цирконовых россыпей.

Магматический фактор является определяющим и в локализации малых месторождений и проявлений железа, хрома, никеля: они сопряжены

с мафит-ультрамафитовыми массивами чебаркульско-казбаевского и куликовского комплексов ордовика; масштабы оруденения незначительны, перспектив выявления значимых объектов нет. Проявления гипергенного никеля в основном бесперспективны из-за малой мощности кор выветривания серпентинитов. Основными факторами контроля литиевой минерализации и камнецветного сырья являются магматический и тектонический. Проявления связаны с дайками гранитов и пегматитами блюмовского комплекса, которые размещаются исключительно в субширотных разломах. Пегматитовые жилы распространены широко, но объекты редких металлов и самоцветов имеют только минералогическое значение.

В рассматриваемой минерагенической зоне сосредоточены также месторождения коренного золота и многочисленные россыпи. Первые относятся к золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формациям, которые часто пространственно совмещены в рудных полях. Почти все объекты локализованы вблизи массивов (или в полях даек) каменноугольных гранитоидных комплексов, часто среди пород, измененных в зеленосланцевой (иногда эпидот-амфиболитовой) фации с сопряжёнными участками кварц-серицитовых и березит-лиственитовых метасоматитов. Тектонический фактор контроля заключается в приуроченности золотого оруденения к глубинным разломам (в системах оперяющих дизъюнктивов).

К региональным критериям относится и устойчивая аномальность радиогеохимического поля в пределах рудных объектов и минерализованных зон. В данном поле они выделяются как области нарушенных корреляционных связей между ураном, торием, калием, а также существенно ториевой специализацией ториево-калиевых корреляционных ореолов. Локальные критерии прогнозирования золоторудных объектов учитывают наличие металлоносных россыпей и развитие метасоматитов кварц-серицитовой, березитовой и березит-лиственитовой формаций. По этим критериям и признакам в средней части минерагенической зоны был выделен Губернско-Непряхинский золоторудный район (7.2 Au); в его пределах многочисленные (ранее разрабатываемые) золотоносные кварцевые жилы, минерализованные зоны и россыпи ранее были объединены [86] в золоторудные (и руднороссыпные) узлы и поля, подсчитаны прогнозные ресурсы. В северной части района расположен сходный по геологическому строению и металлогении Губернский потенциальный золоторудный узел (7.2.1).

В северо-восточной части зоны преобладают неметаллические полезные ископаемые – кианит, наждак, каолин, строительные материалы; известны месторождения железа (в том числе бурожелезнякового типа). В размещении объектов железа и наждака ведущим фактором является литолого-стратиграфический (мраморизованные известняки и мраморы иртяшской свиты позднего девона). В локализации единственного месторождения кианита велика также роль тектонического фактора – оно расположено в зоне влияния разлома северо-восточного простирания, секущего апотерригенные слюдисто-микрокварцевые сланцы иртяшской свиты.

Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона (8 W, Be, Au (gp, УБ)/PR_1–J) расположена в западной части листа и протягивается от его северной до

южной границы. Развитые здесь вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные образования различного возраста прорываются многочисленными и также разновозрастными интрузивными телами. Известны месторождения и проявления самых различных видов полезных ископаемых: каменного и бурого угля, черных, цветных, редких и благородных металлов, урана, оптического кварца и др. В составе минерагенической зоны выделяются рудные районы, зоны и узлы, где разными исследователями в разные годы определялись перспективные объекты и давалась их прогнозная оценка.

Основным фактором контроля вольфрам-молибденовой минерализации здесь (как и в Троицко-Мариинской минерагенической зоне – см. ниже) является ее генетическая связь с орогенными позднепалеозойскими интрузиями гранит- лейкогранитовой формации. Наиболее перспективно оруденение грейзенового типа, ассоциирующееся с апикальными частями интрузий фтороносных гранитов. Пространственно могут быть совмещены и минерализованные зоны грейзенов и скарнов (Пороховское месторождение). К положительным факторам относится также многофазное становление (строение) рудогенерирующих плутонов (наиболее благоприятны для локализации оруденения экзо- эндоконтактовые зоны); области их распространения фиксируются обширными отрицательными аномалиями силы тяжести.

К локальным критериям прогнозирования (поисков) помимо существования прямых признаков (проявлений, пунктов минерализации и шлиховых ореолов вольфрама, молибдена, бериллия) относятся области с нарушением корреляционных связей радиоактивных элементов (U, Th, K) при калиевой, реже ториевой специализации радиогеохимического поля, а также приуроченность к потенциально продуктивным массивам (чаще их контактовым частям) комплексных геохимических ореолов Ag, Mo, W (в составе аномалий присутствуют также висмут, олово, реже бериллий) и наличие узлов пересечения разноранговых разрывных нарушений. При относительно глубоком залегании продуктивных интрузий (они фиксируются локальными гравитационными аномалиями) среди вулканогенных пород в последних проявлена пропилитизация или мусковит-полевошпатовый метасоматоз. В северной части минерагенической зоны по этим критериям выделяется Пороховско-Биктимировский вольфрамово-молибденоворудный узел (8.0.1), охватывающий площадь распространения массивов юго-конёвского комплекса.

Вблизи названного таксона располагается Колпаковско-Сарыкульмякский цинково-свинцоворудный район (8.1), в составе которого находится Сарыкульмякско-Аргаяшский потенциальный цинково-свинцоворудный узел (8.1.1). Основанием для его выделения послужило наличие положительных факторов контроля и прямых признаков полиметаллического оруденения. Известны гидротермально-осадочные рудные объекты, относящиеся к двум различным возрастным уровням карбонатного накопления: силурийскому и каменноугольному. В первом случае они отвечают палеобассейнам, пространственно сопряженным с областями выходов среднедевонско-раннекаменноугольных магматитов, в том числе интру-

зивных. Важным фактором рудоконтроля является наличие экранирующих осадочно-вулканогенных образований (интенсивно карбонатизированных), в которых метасоматические околорудные изменения и надрудные геохимические ореолы могут распространяться только на первые десятки метров от продуктивных тел. Значителен и тектонический фактор контроля – минерализованные зоны тяготеют к узлам пересечения разноориентированных разломов. Важным локальным критерием прогнозирования данного полиметаллического оруденения является аномальная деформированность геологической среды на перспективных участках; в зависимости от глубины залегания она с разной степенью проявлена геофизическими и геохимическими аномалиями. Закономерности размещения раннекаменноугольного стратиформного свинцово-цинкового оруденения определяются литолого-стратиграфическим и структурным факторами. Прежде всего, это связь с известняково-доломитовыми фациями, содержащими органическое вещество, а также установление конседиментационных палеоподнятий и на их фоне более мелких застойных палеовпадин (углеродистые отложения с сульфидной минерализацией). Локальные критерии прогноза помимо прямых признаков (проявления и пункты минерализации свинца, цинка), подразумевают наличие бурых железняков «шляпного типа», аномальных геохимических полей элементов-индикаторов полиметаллического оруденения (с контрастными частными геохимическими ореолами), продуктов эпигенетической доломитизации.

Данные факторы устанавливаются и на прогнозируемых полиметаллических объектах упомянутого выше рудного района, а также в Биргильдинско-Томинском рудном узле. С контрастной базальт-риолитовой формацией среднего девона (рудянская толща) связано медно-цинково-колчеданное оруденение. Руды Касаргинского месторождения концентрируются в участках изгиба зон смятия при повышенном рассланцевании. Характерна также концентрация даек кислых субвулканических пород в пределах одноименного рудного поля. Рудовмещающие комплексы Султановской меднорудной зоны (8.0.2) сформировались в другой обстановке – они локализованы в разных элементах Султановской олистостромы.

В северной половине листа вдоль восточной границы минерагенической зоны выделяется Челябинский буроугольный район (8.2 УБ/T_1–J_1), пространственно совпадающий с одноимённым грабеном, выполненным раннемезозойскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными образованиями. Кроме семи месторождений угля в угленосных отложениях отмечено более 60 нефте- и газопроявлений, а также проявления и пункты минерализации урана. Выявление новых объектов твердых полезных ископаемых в пределах района маловероятно, но не исключается возможность обнаружения небольших по масштабам нефтегазовых месторождений. К юго-западу от названного таксона выделяется Биргильдинско-Томинский золото-меднорудный узел (8.0.3), площадь которого сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями в интервале от ордовика до среднего карбона, а также прорывающими их рудогенерирующими (нередко – и рудовмещающими) кварцевыми диорит-порфиритами одноименного гипабиссального комплекса. В пределах узла известны

объекты медно-порфировой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-порфировой формаций, полиметаллическое оруденение. Продуктивные вулканоплутонические постройки часто размещаются в узлах пересечения разноориентированных разноранговых нарушений. К важнейшим локальным критериям прогнозирования относятся неупорядоченность инфраструктуры гравитационного поля над рудными объектами, интенсивная измененность рудовмещающих отложений и субвулканических интрузий (метасоматическая зональность от карбонат-хлорит-серицитовых до кварц-серицитовых метасоматитов, иногда до вторичных кварцитов), комплексные геохимические ореолы серебра, мышьяка, сурьмы, висмута, свинца, обычно сопровождающие золоторудные поля.

В средней части Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоны локализуется Кочкарская (Пластовская) золоторудная зона (8.0.4); на её площади развиты многочисленные крупные массивы гранитоидов (Варламовский, Борисовский, Пластовский, Чесменский и др.) и вмещающие их разновозрастные (от протерозойских до каменноугольных) образования. Территория рудной зоны изучена довольно полно; кроме широко известных золоторудных месторождений здесь установлены проявления марганца, меди, полиметаллов, редких и редкоземельных элементов, урана. Перспективы прироста запасов могут связываться с доразведкой флангов и глубоких горизонтов отрабатываемых объектов. Южнее выделяется Успеновско-Ольховская потенциальная золоторудная зона (8.0.5), протягивающаяся субмеридионально на расстояние свыше 40 км при ширине от 2 до 10 км. Сложена она преимущественно нижнекаменноугольными отложениями, включающими небольшие тектонические пластины серпентинизированных ультрамафитов чебаркульско-казбаевского комплекса с проявлениями хромитов и рвущими их каменецкими гранитоидами. В пределах рудной зоны известны проявления золотокварцевого (Эльдорадо), золото-сульфидно-кварцевого (Ольховское Южное) и золото-сульфидного (Змеиное) рудно-формационных типов. Данная территория соответствует критериям, рассмотренным для Губернско-Непряхинского золоторудного района (см. выше), и оценивается как перспективная на обнаружение промышленного оруденения [97, 98].

В южной части территории листа располагается Верблюжьегорская хромово-никелеворудная зона (8.0.6), охватывающая всю площадь одноимённого массива ультрамафитов и включающая многочисленные объекты хромитов и гипергенного никеля. Перспективы увеличения запасов сырья связываются с поисками новых (не выходящих на поверхность) залежей, а также оценкой глубоких горизонтов и флангов известных (в основном уже отработанных) рудных тел. На юго-востоке описываемого крупного минерагенического таксона находится Каменнодольская хромово-никелеворудная зона (8.0.8), отвечающая одноимённому массиву ультраосновных пород чебаркульско-казбаевского комплекса с известными объектами хромитов (Каменный Лог и др.) и участками развития никеленосных кор выветривания серпентинитов (Каменнодольское проявление). Выделенная зона представляется перспективной на обнаружение в её пределах промышленного оруденения указанных видов.

В юго-западной части площади листа, у восточной границы минерагенической зоны оконтурена Брединская полиметаллически-золоторудная зона (8.0.7), включающая месторождения и проявления коренного и россыпного золота; критерии прогнозирования подобных объектов аналогичны таковым для Губернско-Непряхинского золоторудного района. На севере этой зоны расположено Южно-Боровое проявление полиметаллических руд (в карбонатных отложениях тугундинской и биргильдинской толщ), а вблизи него – пункт медной минерализации (Нагибинский) и геохимические аномалии меди, свинца, цинка, серебра. Недостаток данных не позволяет дать обоснованную прогнозную оценку полиметаллического оруденения.

Троицко-Мариинская слюдоносная никелево-медно-золоторудная минерагеническая зона (9 Au, Cu, Ni (mu)/PR_1–MZ) занимает срединную часть листа и пространственно совпадает с Красногвардейско-Светлинской СФЗ, протягиваясь в субмеридиональном направлении почти через всю площадь. Из металлических полезных ископаемых (кроме «титульных») здесь известны месторождения железа, проявления и пункты минерализации бокситов, молибдена, вольфрама, бериллия, редких земель. Факторы контроля и критерии прогнозирования вольфрам-молибден-(бериллиевого) оруденения рассмотрены выше – при характеристике Сосьвинско-Суундукской минерагенической зоны. По этим признакам у северной рамки трапеции (на продолжении зоны уже в фундаменте платформы) выделяется Коклановско-Саламатовский потенциальный вольфрамово-молибденоворудный узел (9.0.1). Здесь лишь его южное окончание, большая же часть расположена за пределами территории, где находится Коклановское (Кирдинское) вольфрамово-молибденовое проявление (месторождение?). Оруденение локализовано в грейзенизированных породах в зоне эндо- и экзоконтактов «погребенных» позднепалеозойских гранитов с вмещающими кристаллосланцами. Такие же магматиты и метасоматиты вскрыты и юго-восточнее, уже на территории листа N-41 [54]; наряду с выявленными прямыми признаками (пункты вольфрамово-молибденовой минерализации) это позволяет предполагать здесь возможность обнаружения промышленного оруденения.

Южнее выделяется Троицкая потенциальная вольфрамово-молибденоворудная зона (9.0.2); в докембрийских метаморфитах и прорывающих их позднепалеозойских гранитоидах наблюдались участки окварцевания и грейзенизации с повышенными содержаниями бериллия и вольфрама (Бобровское проявление). Имеющиеся данные свидетельствуют о высоких перспективах прогнозируемой зоны на обнаружение промышленного оруденения. В южной половине минерагенической зоны располагается Тарутинско-Михеевская меднорудная зона (9.0.3), в которой известны месторождения (Михеевское и Новониколаевское) и проявления (Тарутинское и Карамысовское) медно-порфировой формации. Основной фактор контроля – связь оруденения с малыми интрузиями михеевского комплекса, аналогичными по условиям образования биргильдинско-томинским магматитам Сосьвинско-Суундукской зоны.

Денисовская никеленосно-хромитоносная золото-медно-молибденоворудная минерагеническая зона (10 Mo, Cu, Au (Cr, Ni)/O_2–MZ) является самой восточной в Урало-Новоземельском поясе. На площади листа она

сложена вулканогенными, осадочными и плутоническими подразделениями с возрастом от среднего ордовика по средний триас, а также мезозойскими корами выветривания. В палеозойских образованиях здесь выявлены проявления и пункты минерализации железа, марганца, хрома, меди, никеля, бокситов и редких земель. Перспективные объекты в пределах зоны не выделяются.

Далее к востоку, уже в Западно-Сибирской провинции располагается *Серовско-Шумихинская угленосно-бокситоносная железорудная минерагеническая зона* (11 Fe, Al, УБ/C_1, T_3–K_2). В фундаменте платформы широко развиты осадочно-вулканогенные отложения нижнекаменноугольной валерьяновской толщи, вмещающей железные руды скарново-магнетитовой формации (в ареалах развития интрузий соколовско-сарбайского габбро-диоритового комплекса). Размещение месторождений контролируется узлами пересечения субмеридиональных и субширотных разломов.

Железорудные объекты сосредоточены главным образом на западе минерагенической зоны, где локализована Глубоченская железорудная зона (11.0.1). На описываемой территории она объединяет четыре месторождения (Глубоченское, Петровское, Медвежьеозёрское, Берёзовское) и ряд проявлений (Окуневское, Юргамышское и др). В мезозойско-кайнозойском чехле молодой платформы широким развитием пользуются озёрно-болотные, аллювиальные и прибрежно-морские отложения, общая мощность которых местами превышает 600 м. На площади листа к верхнемеловым отложениям фадюшинской свиты приурочено Синаро-Теченское месторождение оолитовых железных руд, мезозойско-кайнозойские стратоны вмещают единичные проявления угля, бокситов, месторождения огнеупорных и кирпичных глин, строительных песков.

Нижнетуринско-Курганская урановорудная минерагеническая область (12U/$J_{2–3}$) охватывает площадь распространения погребённых средне-позднеюрских палеодолин, где в сероцветных аллювиальных отложениях локализуются месторождения и проявления урана. Палеодепрессии в пределах РФ откартированы на обширной территории от границы с Республикой Казахстан до северной рамки трапеции; они же прослеживаются и к северу, и к востоку от нее. На площадь листа выходит южное продолжение Далматовского урановорудного района (12.1.1 U), в составе которого выделяется Далматовский урановорудный узел (12.1.1), включающий два месторождения и ряд проявлений. Оруденение локализуется в средне-позднеюрских осадках на участках палеодолин, расположенных довольно далеко (десятки километров) от вероятных областей питания – высокорадиоактивных гранитоидных массивов палеозоя и кембрийских метаморфических образований (для сравнения: урановая минерализация в аллювии современных рек на западе территории, представленная Самарским месторождением, напротив, концентрируется в участках долин, пересекающих породы с высоким кларком урана). Большинство юрских объектов палеодолинного типа располагается вблизи дизъюнктивных границ блоков, что позволяет предполагать их рудоподводящую роль. Характерно и то, что месторождения локализованы на участках углублений древних речных долин, то есть в местах выклинивания продуктивных образований на палеоденудационной

поверхности; по-видимому, это один из важных критериев прогнозирования уранового оруденения данной формации.

Минерализация нередко концентрируется в зонах интенсивно проявленных эпигенетических процессов, в «полосах» замещения красноцветных отложений пестро- и сероцветными. Несмотря на большую мощность чехла (100–500 м), перекрывающего здесь доюрский складчатый фундамент, вся область развития юрской речной сети фиксируется в радиогеохимическом поле аномальным перераспределением радиоактивных элементов (U, Th, K); ранее она выделена Н. Г. Лященко [18] под названием «корреляционный ореол Тобольской зоны перераспределения радиоэлементов (ЗПР)». В центральной части ЗПР обнаруживаются высококонтрастные торий-калиевые ореолы (с существенно ториевой специализацией); месторождения и проявления урана располагаются по их периферии – в корреляционном поле меньшей контрастности, но с той же специализацией. ЗПР, вероятно, отражает эпигенетическое перераспределение радиоактивных элементов в складчатом фундаменте, которое «наследуется» в рыхлом чехле при газо- и водообмене между гидрогеологическими горизонтами. ЗПР обнаружены во всех районах, где выявлено промышленное урановое оруденение (Лященко Н. Г., 2010 г.).

Восточную половину территории листа занимает *Обская опалитоносная минерагеническая область* (13ор/$₱_{1–2}$), которая протягивается за северную рамку и на юг – за границу с Республикой Казахстан. Она отвечает площади выходов серовской и ирбитской свит палеогена, среди которых значительным развитием пользуются опалиты. Севернее трапеции N-41 разрабатываются месторождения диатомитов и опок, используемых в качестве абразивных материалов.

Для олигоцен-четвертичных образований в Уральском россыпном минерагеническом поясе выделяются два крупнейших таксона. *Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная минерагеническая зона* (14 Au, di/$₱_3$–Q) занимает лишь северо-западный угол листа, там известна всего одна малая отработанная россыпь золота.

Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минерагеническая зона (15 Au, Pt/$₱_3$–Q) охватывает почти всю западную половину территории, здесь выявлено 60 золотоносных (отработанных, разрабатываемых и резервных) россыпей различных размеров. При эксплуатации некоторых из них (р. Миасс, Байрамгуловские, Бессоновские, Казанские и др.) отмечалось присутствие минералов группы платины (чаще всего осмистого иридия); количество МПГ на отдельных участках достигало 10% по отношению к золоту. В средней части таксона расположена Санарская ураноносная зона (15.1), в пределах которой выявлены месторождения и проявления урана. Рудные объекты приурочены к корам выветривания и (преимущественно) к сероцветным песчано-глинистым аллювиальным отложениям на участках, где четвертичные речные долины пересекают области распространения позднепалеозойских гранитных массивов. В пределах рудоносной зоны все молодые урановые объекты относятся к одной рудной формации – урановой терригенной наложенных впадин.

В Западно-Сибирской минерагенической провинции для олигоцен-четвертичного уровня локальные минерагенические таксоны здесь не

выделены. На территории смежного листа О-41 известны два потенциальных цирконие-титановорудных россыпных узла. Продуктивная толща (с рудными залежами) сложена там прибрежно-морскими песчаными отложениями куртамышской свиты, широко развитыми и на рассматриваемой территории. Однако в пределах листа по результатам поисковых работ 1950–1960-х годов обнаружены лишь единичные разрозненные пункты минерализации (с повышенными содержаниями циркониевых и титановых минералов), приуроченные к отложениям мысовской, куртамышской и наурзумской свит, что не дает оснований для выделения перспективных объектов.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ

В результате анализа предшествующих работ и данных, полученных при подготовке к изданию ГК-1000/3, были определены (или подтверждены) площади (рудные районы, зоны и узлы), перспективные на обнаружение промышленного оруденения железа, хрома, титана, меди, свинца, цинка, никеля, молибдена, вольфрама, редких металлов, редкоземельных и радиоактивных элементов, золота, кварца, кианита, вермикулита и графита. Они локализованы почти во всех минерагенических зонах, распространенных на территории. Большинству из упомянутых объектов предыдущими исследователями уже давалась прогнозная оценка, и для её изменения нет достаточных оснований. Пять объектов относятся к числу впервые выявленных или переоценённых; для последних полученные новые сведения позволили уточнить и изменить параметры подсчёта прогнозных ресурсов всего объекта или отдельных видов полезных ископаемых (прил. 5).

Железо. В пределах площади листа учитывается большое количество месторождений и проявлений железа различных рудноформационных типов; для отдельных объектов, а также для площадей их концентрации в разное время производился подсчёт прогнозных ресурсов. Следует отметить, что большинство проявлений не имеет практического значения из-за незначительных масштабов оруденения. Промышленными запасами обладают четыре скарново-магнетитовых месторождения в Серовско-Шумихинской МЗ; вместе с проявлениями они объединены там в Глубоченскую железорудную зону, прогнозные ресурсы которой оценивались отдельными авторами [53] в количестве до 13,5 млрд т руды. В настоящее время для этого таксона утверждены следующие ресурсы железных руд: категории P_1 – 480 млн т, категории P_2 – 600 млн т. Главным недостатком железорудных объектов здесь является большая (330–600 м) мощность перекрывающих рыхлых отложений.

Хром. На описываемой территории объекты хромитов с прогнозными ресурсами сосредоточены в двух минерагенических зонах – Западно-Магнитогорской и Сосьвинско-Суундукской. На площади первой из них (в пределах Карабашской золото-меднорудной зоны) прогнозные ресурсы флангов Лысогорского месторождения оценивались [71] в 13,8 тыс. т (категория P_1). В южной половине Сосьвинско-Суундукской МЗ локализованы хром-никелеворудные зоны – Верблюжьегорская и Каменнодольская.

Прогнозные ресурсы хрома первой зоны [98] оценивались в 0,3 млн т (категории P_2) и 1 млн т (категории P_3); второй [92] – 0,4 млн т (категории P_2).

Титан. В пределах Уфалейской МЗ выделена Куртинская титаново-кварцеворудная зона; в одноименной свите значительную часть составляют кристаллосланцы с телами гранатовых, гранат-цоизитовых и биотитовых рутилоносных амфиболитов. Прогнозные ресурсы рутила [71] для опоискованной части зоны оценивались в 0,5 млн т (категории P_1), для неопоискованной– 2 млн т (категории P_3).

Медь. Перспективы увеличения запасов медных руд связываются с объектами медно-порфировой формации, расположенными в пределах Сосьвинско-Суундукской и Троицко-Марииновской МЗ. В первой из них на площади Биргильдинско-Томинского золото-меднорудного узла известны месторождения и проявления данного типа. Перспективной считается южная половина Томинского рудного поля (с Калиновским проявлением), прогнозные ресурсы которого по категории P_2 оценивались [70] в 840 тыс. т меди. Во второй (на юге российской территории листа) выделена Тарутинско-Михеевская меднорудная зона; расположенные там месторождения и ряд проявлений медно-порфировых руд изучены с разной степенью детальности. На Михеевском месторождении проведена разведка, подсчитаны и утверждены запасы (категорий C_1 и C_2), на других объектах выполнены лишь поисковые работы и дана их прогнозная оценка. Для северной части Тарутинского рудного поля (в пределах Российской Федерации) прогнозные ресурсы категории P_1 определены в 260 тыс. т [77, 92]; для площади, охватывающей фланги Михеевского месторождения, Новониколаевское месторождение и проявление Западное, ресурсы категории P_3 были оценены в 2500 тыс. т [92].

Медь, цинк. Рудные объекты с данной ассоциацией полезных компонентов сосредоточены преимущественно на северо-западе описываемой территории, где представлены месторождениями и проявлениями медно-цинко-колчеданной и (реже) медно-железорудной скарновой формаций. В Восточно-Тагильскую МЗ входит (в пределах листа) южная часть Восточно-Маукской меднорудной зоны, перспективной на обнаружение промышленных медно-цинково-колчеданных руд. Прогнозные ресурсы категории P_3 для нее определены [71] в 100 тыс. т меди и 90 тыс. т цинка. На севере Западно-Магнитогорской МЗ находится Карабашская золото-меднорудная зона, объединяющая несколько разноформационных объектов меди и цинка (в настоящее время в основном выработанных). Севернее известных месторождений ранее выделялась «Сугомакская прогнозная площадь», ресурсы (категории P_2) которой оценены [92] в 150 тыс. т меди и 150 тыс. т цинка. Восточнее, в Сосьвинско-Суундукской МЗ располагается Султановская меднорудная зона, в пределах которой разведано одноимённое медно-цинково-колчеданное месторождение. Перспективы увеличения запасов связываются с флангами этого объекта; прогнозные ресурсы высоких категорий были подсчитаны [92] и утверждены в количестве: медь – 120 тыс. т (P_1) и 240 тыс. т (P_2), цинк – 50 тыс. т (P_1) и 100 тыс. т (P_2).

Свинец, цинк. В северной половине Златоустовско-Авзянской МЗ по ряду признаков выделена Азяшская цинково-свинцоворудная зона, перспективная на полиметаллическое оруденение стратиформного типа. Прогнозные ресурсы категории P_3 (для площади зоны в пределах листа) оценены [71] в количестве 330 тыс. т свинца и 600 тыс. т цинка. К Сосьвинско-Суундукской МЗ принадлежит Сарыкульмякско-Аргаяшский потенциальный цинково-свинцорудный узел. В его пределах выделялись две «прогнозные площади» [71, 72], перспективные на обнаружение полиметаллического оруденения (Аязгуловская и Сарыкульмякская). Суммарные прогнозные ресурсы категории P_3 для всего узла составляют 640 тыс. т свинца и 1910 тыс. т цинка. Южнее, в этой же минерагенической зоне выделяется Биргильдинско-Томинский золото-меднорудный узел; на территории входящего в него Мичуринского потенциального рудного поля [70] известны проявления (Биксизакское, Депутатское) свинца и цинка. По ряду признаков эта площадь признавалась перспективной на обнаружение промышленного оруденения, а прогнозные ресурсы определялись [70, 92] в 500 тыс. т свинца (категории P_3), 1000 тыс. т (категории P_2) и 1000 тыс. т (категории P_3) цинка. Следует отметить, что в настоящее время при прогнозировании ресурсов рудных полей категория P_3 не используется.

Никель. На территории листа (особенно в западной части) широко развиты тела серпентинизированных ультрамафитов, в коре выветривания которых отмечаются повышенные концентрации никеля. Однако, из-за размыва верхних никеленосных горизонтов кора с промышленными содержаниями металла сохранилась только на ограниченных участках, что снижает перспективы площади в отношении силикатных никелевых руд. Наиболее значимыми представляются лишь две хромово-никелеворудные зоны (Верблюжьегорская и Каменнодольская) в Сосьвинско-Суундукской МЗ; суммарные прогнозные ресурсы никеля в них оценивались [92] в 50 тыс. т (категории P_2) для первой рудной зоны; 20 тыс. т (категории P_1) и 5 тыс. т (категории P_2) – для второй.

Молибден, вольфрам. В пределах листа выделены два рудных узла и одна потенциальная рудная зона, перспективные на обнаружение промышленных руд легирующих металлов. В Сосьвинско-Суундукской МЗ находится Пороховско-Биктимировский вольфрамово-молибденоворудный узел; ранее (при ГДП-200) на этой площади прогнозировались [72] два рудных поля (Пороховско-Карабольское и Метлинское) с общими прогнозными ресурсами категории P_3: молибдена – около 44 тыс. т, вольфрама – 15 тыс. т. При подготовке к изданию ГК-1000/3 листа N-41 были уточнены размеры геохимических и гравитационных аномалий, что позволило увеличить площадь перспективного объекта до 140 км^2. Для актуализированной оценки прогнозных ресурсов (категории P_3) использовался метод аналогии; в качестве эталонного объекта выбрано расположенное поблизости разведывавшееся Коклановское проявление, удельная площадная продуктивность которого составляет 112,5 тыс. т/км^2 для молибдена и 33,93 тыс. т/км^2 для вольфрама. Учитывая, что удельная продуктивность рудных узлов примерно на два порядка ниже продуктивности месторождений (согласно «Методическим рекомендациям по оценке металлогенического

потенциала…», 2005 г.), для расчётов вводится поправочный коэффициент 0,01. Коэффициент надёжности прогноза принят равным 0,3. Таким образом, прогнозные ресурсы категории P_3 для молибдена составят 47 тыс. т, для вольфрама (WO_3) ~ 15 тыс. т.

В Троицко-Мариинской МЗ располагаются два перспективных таксона. Для прогнозной оценки (методом аналогии) Коклановско-Саламатовского потенциального вольфрамово-молибденоворудного узла (площадь 2050 км^2) использовалась удельная продуктивность вышеназванного Коклановского проявления (Mo – 112,5 тыс. т/км^2, WO_3 – 33,93 тыс. т/км^2), входящего в этот локальный минерагенический таксон. В дополнение к тем же понижающим коэффициентам («переходный» – 0,01, надёжности прогноза – 0,3) для расчетов вводится еще один поправочный коэффициент – 0,25 (учитывая, что суммарная площадь локальных отрицательных гравитационных аномалий, фиксирующих интрузии гранитов, занимает около 25% территории этого сравнительно большого рудного узла). Таким образом, прогнозные ресурсы категории P_3 составят: молибден – 173 тыс. т, триоксид вольфрама – 52 тыс. т.

Южнее локализована Троицкая потенциальная вольфрамово-молибденоворудная зона. Имеющиеся данные подтверждают обоснованность ранее выделенной в качестве перспективной «Троицкой площади» [92]. Переинтерпретация материалов позволила уточнить размеры отрицательных гравитационных аномалий и переоценить ресурсы рудной зоны. Как и на предыдущем объекте, прогнозная оценка даётся по аналогии с Коклановским проявлением (удельная продуктивность – см. выше) при тех же поправочных коэффициентах (0,25, 0,01 и 0,03), учитывающих отношение суммы площадей отрицательных аномалий силы тяжести к общей территории (930 км^2) рудной зоны, соотношение удельных продуктивностей рудных узлов и месторождений, а также степень надежности прогноза. Вычисленные по этим параметрам прогнозные ресурсы категории P_3 следующие: 78 тыс. т молибдена и 24 тыс. т вольфрама (WO_3).

Алюминий. В качестве алюминиевого сырья на Урале обычно рассматриваются традиционные источники глинозёма – бокситы и обогащенные нефелином магматические породы (миаскиты, конгресситы, нефелинолиты и др.). Известные на площади листа два малых месторождения и несколько проявлений бокситов не имеют практического значения из-за незначительных масштабов оруденения. Определенными перспективами обладают проявления высокоглинозёмистых пород Вишневогорского щелочного массива, расположенного в Сысертско-Ильменогорском рудном районе (Верхотурско-Новооренбургская МЗ). Для двух проявлений (Вишневогорского и Потанинского) прогнозные ресурсы категории P_1 оценены [71] соответственно в 146 и 73 млн т (всего 219 млн т).

Тантал, ниобий, цирконий, редкие земли. Подавляющее большинство рудных объектов этой подгруппы (одно месторождение и серия проявлений) расположено в Сысертско-Ильменогорском графитоносном кварцево-редкометалльно-асбестоворудном районе. На многих участках выполнены поисковые, на некоторых – разведочные работы; для отдельных объектов подсчитаны ресурсы, иногда даже запасы, которые отнесены к

забалансовым (Западно-Ереминское проявление). Суммарные прогнозные ресурсы категории P_2 редких металлов для учтённых проявлений (Байдашевского, Теренкульского и Ишкульского) составляют: Nb_2O_5 – 26 тыс. т; Ta_2O_5 – 1,8 тыс. т; ZrO_2 – 39 тыс. т. Кроме того, забалансовые запасы (авторские) Западно-Ереминского проявления в количестве: Nb_2O_5 – 21 тыс. т; ZrO_2 – 63 тыс. т учитываются сейчас как прогнозные ресурсы категории P_1. Помимо редкометалльного оруденения, в телах ильменовишневогорского комплекса отмечались повышенные содержания редкоземельных элементов, что в свое время дало основание выделить в зоне западного контакта Вишневогорского массива «Спирихинскую перспективную площадь (фактически – потенциальное рудное поле) и провести на ней поисковые работы.

В результате были выявлены минерализованные зоны и рудные тела, залегающие как в коренных породах, так и в корах их выветривания; подсчитаны авторские запасы редких земель категории C_2 и прогнозные ресурсы категории P_1. Решением НТС Челябгеолкома названные «запасы» категории C_2 переведены в ресурсы категории P_1; общее принятое их количество – 52 тыс. т. Кроме того, оценены прогнозные ресурсы (категории P_2) южного фланга рудного поля – 5 тыс. т [71]. В северо-западном углу площади листа (в пределах Уфалейской МЗ) ранее была выделена [71] Нижнеуфалейско-Тахтинская потенциальная танталово-ниобиеворудная зона, прогнозные ресурсы (категории P_3) которой оценивались в 18 тыс. т Nb_2O_5 и 3 тыс. т Ta_2O_5.

Золото. На территории листа учитываются 34 месторождения и 58 проявлений рудного золота, в разной степени изученных и освоенных. Часть из них уже отработана, другие выработаны на небольшую глубину (чаще до уровня грунтовых вод), некоторые эксплуатируются и в настоящее время. Предыдущими исследователями в разные годы давалась прогнозная оценка выделенных ими рудных узлов, полей, «перспективных площадей» и «участков». При анализе всех материалов в процессе подготовки к изданию ГК-1000/3 отдельные группы рудных полей, «перспективных площадей» и «участков» объединены в таксоны с современной номенклатурой: золоторудные районы (*1*), зоны (*5*) и узлы (*1*); прогнозная оценка объектов приводится ниже.

В Западно-Магнитогорской МЗ выделяется Миасская золоторудная зона, которая объединяет рудные поля (Тыелгинское, Наилинское, Лысогорское, Кысыкульское, Кураевская Полоса) с ресурсами, апробированными на НМС ЦНИГРИ (11.04.2002 г.) в сумме (по категориям): P_1 – 25 т, P_2 – 83 т, P_3 – 27 т [86].

В средней части Верхотурско-Новооренбургской МЗ располагается Губернско-Непряхинский золоторудный район, включающий впервые выделяемый Губернский потенциальный золоторудный узел. В состав района (за вычетом потенциального узла) входят Непряхинское, Мисяшское и Ходнёвско-Игрицкое рудные поля, суммарные прогнозные ресурсы золота которых на 1.01.2003 г. определены (по разным категориям) в количестве: P_1 – 8 т, P_2 – 53 т, P_3 – 28 т. Кроме того, были приняты прогнозные ресурсы золота (категории P_3) для Кулуевской и Ключевской «прогнозных

площадей» (протокол НТС ФГУП «ВСЕГЕИ» № 04/14 от 5.06.2008 г.) –26 и 20 т соответственно.

В пределах Губернского потенциального узла, имеющего в общем те же особенности геологического строения, что и район в целом, сконцентрировано несколько проявлений золота тех же рудных формаций. Указанные обстоятельства позволяют использовать для оценки ресурсов данного таксона в качестве «совокупного» эталонного объекта выделенные ранее (в пределах рудного района) «перспективные площади», общая территория которых составляет около 600 км^2, а суммарные прогнозные ресурсы категории P_3 – 74 т.

Для подсчета ресурсов используется формула

$$P_3 = S \times q \times k,$$

где S – площадь прогнозируемого объекта (180 км^2); q – площадная удельная продуктивность (определяемая как отношение суммы прогнозных ресурсов той же категории для всех «перспективных площадей», выделенных ранее в рудном районе, к их общей площади, равное 0,123 т/км^2); k – коэффициент подобия, принимаемый равным 0,9 (учитывая нахождение в том же рудном районе и большое сходство геологического строения, геохимических и геофизических полей, рудных формаций оцениваемого таксона с другими, входящими в него узлами). Таким образом, прогнозные ресурсы коренного золота категории P_3 в Губернском потенциальном золоторудном узле оцениваются в количестве:

$$180 \times 0{,}123 \times 0{,}9 \approx 20 \text{ т},$$

а ресурсы той же категории для всего рудного района составят 94 т.

В пределах Сосьвинско-Суундукской МЗ выделяются четыре золотосодержащих локальных минерагенических таксона. В Биргильдинско-Томинском рудном узле расположено эксплуатируемое Березняковское месторождение золото-порфирового типа, для которого кроме утвержденных запасов (категорий C_1 и C_2) оценены прогнозные ресурсы (категории P_1) его глубоких горизонтов – 18 т золота. Фланги месторождения были разделены на самостоятельные проявления, для которых также подсчитаны прогнозные ресурсы высоких категорий [92]. Общие ресурсы золота Биргильдинско-Томинского узла (включая и ресурсы категории P_2 Северо-Таяндинского рудного поля – 15 т) по всем категориям составляют (т): P_1 – 34, P_2 – 107, P_3 – 35.

Кочкарская (Пластовская) золоторудная зона охватывает один из старейших районов золотодобычи на Южном Урале, где располагаются крупнейшие месторождения (Кочкарское, Ново-Троицкое, Светлинское), а также многочисленные проявления и россыпи золота. В настоящее время на флангах и глубоких горизонтах Кочкарского месторождения учитываются прогнозные ресурсы золота категории P_1 в количестве 48 т [92]. На площади Брединской полиметаллически-золоторудной зоны расположены одно эксплуатируемое месторождение (Тамбовское), относящееся к формации золотоносных кор выветривания, а также большое количество проявлений различных формационных типов и золотоносные россыпи. Прогнозные ресурсы золота этой рудной зоны оценивались [65, 92] по разным категориям:

P_3 – 77 т, P_2 – 18 т (суммарные для входящих в таксон рудных полей); они приняты НТС ФГУП «ВСЕГЕИ» (протокол № 04/14 от 5.06.2008 г.).

Впервые выделяемая Успеновско-Ольховская золоторудная зона характеризуется большим сходством (по геологическому строению, метаморфическим и метасоматическим изменениям пород, характеру геохимических и геофизических полей и типу золотого оруденения) с расположенной южнее Брединской зоной. Здесь известны проявления золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной рудных формаций (Эльдорадо, Змеиное, Ольховское, Южное и др.). Предыдущими исследователями [97, 98] проводилась прогнозная оценка площадей отдельных проявлений, ресурсы которых в сумме составляли 13 т. При подготовке к изданию ГК-1000/3 выполнен подсчет прогнозных ресурсов категории P_3 для всей рудной зоны площадью 200 км^2. Прогноз выполнен методом аналогии; в качестве объекта-эталона выбрана упомянутая выше Брединская рудная зона. Для расчётов использовалась удельная площадная продуктивность эталонного объекта, которая составляет

$$77 \text{ т} : 480 \text{ км}^2 \text{ (площадь таксона)} = 0{,}16 \text{ т/км}^2.$$

Коэффициент надёжности прогноза принимается равным 0,6. Таким образом, прогнозные ресурсы золота категории P_3 для Успеновско-Ольховской потенциальной золоторудной зоны составят:

$$200 \times 0{,}16 \times 0{,}6 = 19 \text{ т}.$$

Уран на рассматриваемой территории представлен месторождениями, проявлениями и пунктами минерализации, которые относятся к шести рудным формациям. Практической ценностью обладают лишь объекты одного рудноформационного типа: ураново-редкоземельного терригенного палеодолин. При этом наибольшее значение имеют те из них, что приурочены к юрским отложениям, выполняющим древние палеорусла. Они расположены в восточной половине территории листа в пределах Нижнетуринско-Курганской урановорудной минерагенической области, где выявлены три месторождения и шесть проявлений этого типа. Прогнозные ресурсы урана категории P_3 для входящего в нее Далматовского урановорудного района (южная часть) оценены в 25 тыс. т [60].

К урановой терригенной (наложенных впадин) рудной формации относятся одно месторождение и восемь проявлений, приуроченные к аллювию современных рек. Они локализованы в Санарской ураноносной зоне, выделяемой на западе площади листа (в пределах Восточно-Уральской россыпной минерагенической зоны). Прогнозные ресурсы урана (категории P_3) для этого таксона оценивались в 10 тыс. т [60].

Кварц оптический. Для плавки оптического стекла, стёкол со специальными свойствами и производства светотехнического и химического кварцевого стекла применяется гранулированный кварц, месторождения и проявления которого развиты преимущественно в Куртинской рудной зоне и Сысертско-Ильменогорском рудном районе. В пределах первой увеличение запасов возможно за счёт оценки флангов Маукского, Кузнечихинского, Кыштымского и Агардяшского месторождений, а также доизучения Кизильского проявления; суммарные прогнозные ресурсы (разных категорий) этих

объектов таковы [71, 92]: P_1 – 248 тыс. т; P_2 – 278 тыс. т; P_3 – 156 тыс. т. Для южной части Сысертско-Ильменогорского рудного района прирост запасов вероятен после оценки флангов Вязовского и Аргазинского месторождений, прогнозные ресурсы которых составляют [71, 92] по категории P_1 – 153 тыс. т; категории P_2 – 70 тыс. т.

Кианит. Наиболее перспективным объектом является Карабашское проявление в Куртинской титаново-кварцеворудной зоне. На площади проявления выполнены поиски и были начаты оценочные работы, которые прекращены из-за отсутствия финансирования. Прогнозные ресурсы подсчитывались до глубины 50 м по трём вариантам (не ниже 10%; 15%; 20%) бортового содержания кианита [71]. При средних параметрах (не ниже 15%) ресурсы кианита составили по категориям P_1 – 4036 тыс. т; P_2 – 1311 тыс. т.

Вермикулит. На северо-западе территории листа (Сысертско-Ильменогорский рудный район) разрабатывается Потанинское месторождение вермикулита. Детально разведана центральная часть месторождения; с севера к ней примыкает менее изученный «Успенский участок» (площадью 1,4 км^2), который характеризуется сходным геологическим строением и наличием тел вермикулитсодержащих пород мощностью от 1 до 18 м. Прогнозные ресурсы (категории P_1) северного фланга месторождения утверждены в количестве 1200 тыс. т [71].

Графит. Большинство графитоворудных объектов расположено в Сысертско-Ильменогорском рудном районе (среди них в том числе и разрабатываемое Тайгинское месторождение графита). Из проявлений наиболее перспективным представляется Аргазинское, прогнозные ресурсы (категории P_1) которого были утверждены в количестве 1100 тыс. т [71].

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

ВАЖНЕЙШИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ

Формирование, распространение, динамика и химический состав подземных вод на площади листа весьма разнообразны, что обусловлено различием тектонических, геоморфологических, физико-географических и литолого-фациальных условий в разных частях территории. Основное влияние на образование и режим подземных вод оказывает количество выпадающих атмосферных осадков: в северо-западной (горно-таежной) части Южного Урала – 700–1000 мм/год, в центральной и западной частях (преимущественно лесостепная возвышенная равнина) – 400–600 мм/год, на юго-восточной степной равнине – 250–300 мм/год. Этим фактором в основном определяется химический состав вод и величина их минерализации. В условиях избыточного увлажнения формируются ультрапресные (менее 0,1 г/дм^3) и пресные (до 1 г/дм^3) подземные воды, преимущественно гидрокарбонатные кальциевые (магниево-кальциевые) или же с переменным катионным составом. В результате континентального засоления в засушливом степном климате минерализация вод (в зоне дренирующего влияния гидросети) достигает 10–20 г/дм^3 с преобладанием в их составе хлоридов, сульфатов и натрия.

В складчатой области Урала подземные воды распространены преимущественно в зонах экзо- и эндогенной трещиноватости пород различного состава и возраста, а динамика их определяется рельефом местности. В осадочном чехле Западно-Сибирской платформы доминируют пластовые воды, приуроченные к многочисленным водоносным горизонтам и комплексам. Динамика этих вод обусловлена геологической структурой и литологическим составом водовмещающих пород, а выше уреза рек и озер – и рельефом местности. Химический состав межпластовых вод изменяется с глубиной.

В соответствии с современной номенклатурой и таксономией («Карты гидрогеологического районирования территории Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000» (ВСЕГЕИ, ВСЕГИНГЕО, 2004); «Принципы гидрогеологической стратификации и районирования России» (М.: МПР РФ, 1998), рассматриваемая территория располагается в пределах нескольких крупных таксонов: Центрально-Уральского гидрогеологического массива (e-IX-C), Магнитогорского гидрогеологического массива (e-IX-D–2) и

Восточно-Уральского гидрогеологического массива (е-IX-Е), выделенных в гидрогеологической структуре I порядка – Уральской сложной гидрогеологической складчатой области (i-IX), а также Иртыш-Обского артезианского бассейна (а-IV-В) в составе другой однoранговой структуры – Западно-Сибирского сложного артезианского бассейна.

Распределение подземных вод зависит от геоструктурного положения, геоморфологических и климатических особенностей района; в первую очередь оно основано на составе горных пород, характере их проницаемости, на гидравлической связи между смежными подразделениями и гидродинамическом режиме последних, степени экзо- и эндогенной трещиноватости, тектонической нарушенности, положении областей питания и разгрузки. Территория листа приурочена к переходной зоне от горно-складчатой (на западе) к пенепленизированной и погребенной (на востоке) поверхности; в орографическом смысле она охватывает восточный склон Южного Урала и приуральскую часть Западно-Сибирской низменности. «Открытое» складчатое сооружение и погребенный фундамент платформы сложены метаморфическими, осадочными и магматическими образованиями, которые характеризуются преобладающим развитием трещинных, трещинно-жильных и трещинно-карстовых вод со свободной поверхностью. Согласно принципам гидрогеологической расчлененности водовмещающих пород, данная область образует нижний гидрогеологический этаж, включающий названные выше три гидрогеологических массива. Восточная часть листа, где широко развиты континентальные и морские осадочные отложения мелового–четвертичного возраста (мощностью до 1000 м), характеризуется пластовыми и пластово-трещинными поровыми безнапорными (субнапорными) водами, залегающими в почти горизонтальных пластах. Расчленение данного гидрогеологического разреза на водоносные и водоупорные подразделения производится по принципу их стратиграфической принадлежности, в зависимости от литологического состава и последовательности залегания стратонов. Контуры распространения водоносных и водоупорных горизонтов обычно полностью совпадают с геологическими границами. Данный водовмещающий комплекс образует верхний гидрогеологический этаж; на территории листа он охватывает западную часть Иртыш-Обского артезианского бассейна.

Центрально-Уральский гидрогеологический массив. В тектоническом отношении описываемая структура охватывает юго-восточную часть Центрально-Уральского мегантиклинория, сложенного дислоцированными метаморфитами (двупироксеновыми и биотитовыми гнейсами, разнообразными кристаллосланцами, амфиболитами, магнетитовыми кварцитами, реже мраморами), а также внедренными в них малыми телами ультраосновных и кислых магматитов. Орографически это – наиболее возвышенные части площади: приподнятые горные массивы и остаточные горы осевой части Южного Урала – Юрма, Ицил, Таловский и др. В гидрогеологическом смысле территория не вполне однородна; размещение подземных вод определяется литологией и условиями рельефа. Здесь выделены водоносные зоны трещиноватости, связанные с отдельными видами пород или их сочетаниями. Мощность коры выветривания – до 40 м, глубина залегания

уровня вод не превышает 10 м. Водообильность очень неравномерная из-за непостоянной мощности экзогенной трещиноватости, а также кольматации трещин глинистыми продуктами выветривания. Многочисленные водопроницаемые зоны литологических контактов и разрывных нарушений (преимущественно меридионального простирания) играют ведущую роль в локализации и распределении подземного стока, но водообильность в них с глубиной уменьшается. Подземные воды в основном безнапорные, их зеркало в сглаженном виде повторяет рельеф. По составу воды относятся к сульфатно-гидрокарбонатному анионному типу с минерализацией от 0,1 до 0,5 г/дм^3.

Магнитогорский гидрогеологический массив. Здесь он охватывает северную часть одноименного синклинория: осадочно-вулканогенные образования (в возрастном интервале от ордовика по девон) пронизаны многочисленными интрузиями и протрузиями от ультраосновного до кислого состава. Гидрогеологический массив сопряжен с пониженной частью рельефа – узкой протяженной грабеноподобной структурой между возвышающимися блоками древних пород. В гидрогеологическом отношении площадь неоднородна и определяется преимущественно литологическим составом водовмещающих таксонов; выделены водоносные зоны, отвечающие отдельным петрографическим семействам либо их ассоциациям. Мощность коры выветривания для большинства пород субстрата варьирует от 20 до 70 м, для карбонатных разностей – до 100 и даже 150 м. Водообильность большинства подразделений в общем слабая, кроме существенно карбонатных, которые образуют ряд мелких бассейнов трещинно-карстовых вод. Повышенной водообильностью отличаются также зоны разломов, в особенности осложняющие контакты интрузивных массивов. По составу воды гидрокарбонатные кальциевые или натриево-кальциевые с минерализацией 0,1–1 г/дм^3.

Восточно-Уральский гидрогеологический массив охватывает небольшую часть одноименного мегантиклинория, сложенного эффузивными, осадочными, метаморфическими и интрузивными породами широкого возрастного диапазона (от раннего протерозоя до мезозоя). В северо-западной части листа ему отвечают остаточные горы восточного склона Южного Урала, а восточнее – приподнятая полого-увалистая возвышенность с реликтовыми понижениями и мезозойскими эрозионно-структурными депрессиями. В гидрогеологическом отношении район характеризуется преимущественным развитием объединенных (по литолого-петрографическому признаку) разновозрастных ассоциаций пород, являющихся водовмещающими для зон экзо- и эндогенной трещиноватости. Принято различать следующие комплексы: терригенные (и вулканокласто-терригенные); вулканогенные (и осадочно-вулканогенные); карбонатно-кремнисто-сланцевые; гнейсово-кристаллосланцевые; интрузивные гранит-диоритовые; мафит-ультрамафитовые. В пределах листа в небольшом объеме развиты и «покровные» мезозойско-кайнозойские отложения, часть их из-за малой площади и незначительных мощностей не показана на гидрогеологической карте. Мощность коры выветривания изменяется от 20 до 80 м, для апокарбонатных и апосланцевых образований достигает 150 м. Водообильность в

целом невелика, но резко возрастает на контактах карбонатных и интрузивных пород, а также вдоль разрывных нарушений (чаще – меридионального простирания). По химическому составу преобладают воды пресные гидрокарбонатные кальциево-натриевые (для отдельных участков характерны сульфатные магниево-натриевые и хлоридные натриевые) с минерализацией до 1 г/дм^3; локально развиты солоноватые воды с минерализацией до 4, редко – до 10 (максимум 11,7) г/дм^3.

Иртыш-Обский артезианский бассейн располагается на востоке листа, являясь частью Западно-Сибирского сложного бассейна пластовых безнапорных и напорных вод. Мезозойско-кайнозойский чехол платформы характеризуется крайне пологим залеганием чередующихся стратифицированных комплексов осадочных пород, вмещающих четыре водоносных горизонта, разделенных относительно водоупорными горизонтами. Для всех выделенных гидрогеологических подразделений характерно многообразие литологических разновидностей; при этом отмечается преобладание более грубозернистых песчаных отложений у западной границы бассейна, а также в основании горизонтов с постепенным замещением их глинистыми породами к востоку и вверх по разрезу стратонов. В водовмещающие комплексы обычно объединяются одно или несколько близких по литологическому составу сложных стратиграфических подразделений. В относительно водоупорных горизонтах линзы и прослои песков чаще тяготеют к основанию разреза. Фундамент Западно-Сибирской платформы представлен дислоцированными осадочными, эффузивными, метаморфическими породами, а также внедренными в них интрузиями; он почти выходит на поверхность у западной границы бассейна и погружается до 1000 м в северо-восточной части описываемой территории.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ

На рассматриваемой территории гидрогеологические подразделения весьма разнообразны. Мезозойско-кайнозойские таксоны представлены чередующимися водоносными и относительно водоупорными горизонтами и комплексами, домезозойские – водоносными зонами экзогенной трещиноватости. Краткое описание подразделений дается сверху вниз по гидрогеологическому разрезу.

Водоносный четвертичный аллювиальный горизонт (2aQ) развит в долинах рек, пересекающих всю территорию листа с запада на восток, и представлен песками, гравийниками, галечниками пойм и низких надпойменных террас, а также суглинками и супесями (обычно в верхних частях разреза). Для отложений характерны резкая фациальная изменчивость, неоднородность гранулометрического состава и, как следствие, непостоянство гидрогеологических параметров. Воды горизонта безнапорные; глубина залегания уровня грунтовых вод – от 1 до 6 м. Мощность водовмещающих слоев колеблется обычно от долей метра до 10 м (на западе), может достигать 25 м (в центре) и 40 м (на востоке листа, бассейн р. Тобол). Естественные родниковые выходы редки, дебит их не превышает 0,5 л/с, дебиты скважин выше – до 3 (максимум 10) л/с; водопроводимость – от

слабой до 150 м^2/сут. По составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые или кальциево-магниевые с минерализацией до 1 г/дм^3, локально – хлоридные натриевые и сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией 1,7–5,8 г/дм^3. Питание горизонта происходит как инфильтрацией атмосферных осадков, так и (в большей мере) за счет гидравлической связи с поверхностными водами. Пресные воды каптируются колодцами в некоторых населенных пунктах; вблизи г. Троицк сделан водозабор для централизованного водоснабжения.

Водоносный четвертичный комплекс озерных и озерно-аллювиальных отложений (8llaQ) имеет широкое распространение на водоразделах основных рек – как по берегам озерных котловин, так и в широких долинах (на востоке листа). Сложен он песками, алевритами, зеленовато-серыми иловатыми и торфянистыми глинами. Глубина залегания водоносного уровня – от 0,5 до 5 м при мощности водовмещающих отложений от 1 до 8 м. Водообильность комплекса небольшая, дебит колодцев 1–3 л/с; питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и перетока из прилегающих озер. Воды вблизи пресных озер преимущественно гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1 г/дм^3; они используются в некоторых населенных пунктах как единственный источник хозяйственно-питьевого водоснабжения (ХПВ), особенно в восточной части площади на удалении от речной сети. Поблизости от соленых озер воды комплекса хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые с минерализацией до 3 г/дм^3. Ввиду малой мощности на разрезе этот таксон не показан.

Относительно водоупорный верхнемиоцен-среднеплиоценовый горизонт ($3N_1^3$–N_2^2) локально развит в пределах Восточно-Уральского массива и имеет очень широкое распространение в Иртыш-Обском бассейне. Объединяет светлинскую, жиландинскую и кустанайскую свиты (суммарной мощностью до 15 м), сложенные пестроцветными глинами, иногда песчанистыми с галькой и гравием. В отложениях кустанайской свиты редко присутствуют линзы песков и алевритов мощностью до 3 м с дебитом пресных вод, достигающим 0,48 л/с; их минерализация не превышает 0,8 г/дм^3. Однако, воды в этих линзах преимущественно хлоридные натриевые с минерализацией до 12,6 г/дм^3. Подразделение является довольно надежным водоупором для нижележащего водоносного горизонта, защищая его от поверхностного загрязнения. Редкие линзы пресных вод используются местным населением для хозяйственно-питьевых нужд.

Водоносный олигоцен-среднемиоценовый горизонт ($2P_3$–N_1^2) объединяет наурзумскую, чаграйскую и куртамышскую свиты, выполненные мелко- и разнозернистыми (иногда гравийными) кварцевыми песками с прослоями (в верхней части разреза) гидрослюдисто-каолиновых и диатомовых глин, иногда вмещающих линзы кварцевых галечников. В Восточно-Уральском гидрогеологическом массиве данные отложения распространены локально, обладают небольшой мощностью и слабой водопроводимостью. В Иртыш-Обском бассейне горизонт имеет широкое площадное развитие, большую мощность (в среднем около 30 м, достигающую 70 м в погребенных депрессиях), высокую водопроводимость (от 15 до 400 м^2/сут), дебит большинства скважин 0,2–2 л/с, в разведочно-эксплуатационных – до 7,1 л/с.

Химический состав и минерализация вод на площади бассейна весьма пестрые по значениям, что обусловлено несколькими причинами. При смене климатических зон четко прослеживается увеличение минерализации с севера на юг; в том же направлении заметен постепенный переход гидрокарбонатного состава вод к сульфатному и хлоридному. Разнообразие анионного и катионного составов связано и с интенсивностью водообмена, который изменяется от долин к водоразделу. В целом же пресные гидрокарбонатные воды с минерализацией 0,2–1 г/дм^3 преобладают в западной и северо-западной частях бассейна, где происходит инфильтрация атмосферных осадков в горизонт, а также вблизи долин рек Миасс и Тобол – в зоне активного водообмена. На этих площадях описываемое подразделение является одним из основных источников ХПВ, в первую очередь для централизованного водоснабжения населенных пунктов Курганской области. В засушливом климате, характерном для восточной половины территории, на водоразделах минерализация вод увеличивается до 3–5 г/дм^3, а в отдельных местах – до 16,5 г/дм^3. В сумме площадь пресных и слабоминерализованных (до 1,5 г/дм^3) вод горизонта составляет около 30%. В последнее время его перспективы улучшаются за счет выявления участков с максимальными для подразделения мощностями (30–40 м), которые приурочены к эрозионно-структурным депрессиям, частично наследуемым олигоценовой речной сетью. На крайнем востоке листа горизонт содержит слабосолоноватые и соленые воды с минерализацией свыше 1,5 г/дм^3 [93].

Относительно водоупорный нижне-верхнеэоценовый горизонт ($3P_2^1$–P_2^3) объединяет чеганскую и ирбитскую свиты, представленные листоватыми алевритистыми глинами с тонкими прослоями («примазками» по слоистости) алевритов (в верхней части – с удлиненными маломощными линзами тонкозернистых песков и алевритов), вниз по разрезу постепенно сменяющимися диатомовыми глинами, диатомитами, реже трепелами с прослоями опок и песчаников, тяготеющих к основанию разреза. Особенностью отложений чеганской свиты является наличие в них большого количества сульфидов (марказита) – и, соответственно, обогащение вод сульфат-ионом. При благоприятной обстановке железо и сульфаты поступают с атмосферными осадками в подстилающий верхнепалеоценовый водоносный горизонт. Песчаники и опоки нередко обводнены, но содержат весьма ограниченные ресурсы подземных вод. Наиболее выдержанный прослой обводненных песчаников был установлен в юго-западной части Иртыш-Обского бассейна, где они имеют тесную гидравлическую связь с нижележащим водоносным горизонтом, благодаря чему дебит скважины, используемой для водоснабжения г. Шумиха, составил 23,3 л/с. Водоупорные породы горизонта полого погружаются к северо-востоку под олигоцен-четвертичные отложения. Мощность подразделения – от 3 до 100 м (максимальная 140 м), в речных долинах она уменьшается (за счет размыва) до 20 м, на отдельных участках горизонт полностью выклинивается. Водопроницаемость (усредненная) пород составляет 10^{-4}–10^{-3} м/сут. Благодаря сорбционной способности водоупорные отложения даже при сравнительно малой мощности надежно защищают нижележащий водоносный горизонт от загрязнения. В то же время они обеспечивают достаточно тесную гидравлическую

связь подземных вод этого таксона с поверхностью в речных долинах, особенно на участках неотектонических поднятий [93].

Водоносный верхнепалеоценовый горизонт ($2P_1^2$) выполняют отложения серовской свиты. Водовмещающие породы, имеющие сплошное распространение в Иртыш-Обском бассейне, представлены в верхней части разреза опоками, глинистыми опоками и опоковидными глинами с прослоями диатомитов, а в нижней – кварц-глауконитовыми песчаниками с кремнисто-опоковым цементом, песками и (в основании) базальными галечниками. Выделяется ряд мелких (разного порядка) бассейнов напорных вод, нередко совпадающих с речными бассейнами. Мощность подразделения от 8–10 м в западной части площади до 20–50 м в восточной. Проницаемость опок и песчаников (основных коллекторов) обусловлена их трещиноватостью, которая наиболее интенсивна в днищах погребенных и современных речных долин. Водопроводимость в междуречьях обычно не более 100 $м^2$/сут, в долинах – до 500 $м^2$/сут. Глубина залегания горизонта увеличивается от западной границы артезианского бассейна на восток и северо-восток от 10–20 до 120 м (преобладающие значения 60–80 м). Пьезометрический уровень вод зависит от положения участка по отношению к руслу дренирующего водотока и уменьшается от водоразделов (15–25 м) к долинам рек (5–7 м, на надпойменных террасах +3–5 м над поверхностью земли (фонтанирование). Водообильность таксона неравномерная и обусловлена водопроводимостью пород. На водоразделах дебит скважин составляет в среднем около 3 л/с, в пределах пойм и надпойменных террас он обычно выше (3–5, максимум 89 л/с). Подземные воды горизонта характеризуются разнообразием химического состава и уровня минерализации. На большей части его распространения при интенсивной инфильтрации атмосферных осадков и сравнительно высокой эрозионной расчлененности рельефа (как следствие – повышенной проницаемости вышележащих водоупорных горизонтов) преобладают гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-хлоридные кальциево-натриевые воды с минерализацией до 1,5 г/$дм^3$, пригодные для хозяйственно-питьевого водоснабжения. В бортах отдельных речных долин (восточная часть артезианского бассейна) появляются воды с повышенным содержанием сульфатов, транспортируемых из вышележащего водоупорного горизонта, а увеличение минерализации связано с разгрузкой соленых вод и перетеканием их из меловых комплексов, чему способствует слабая дренированность территории и практически полное отсутствие в первом от поверхности горизонте пресных грунтовых вод. Эти воды не пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения. В данной части бассейна сравнительно широко распространены минеральные воды без специфических компонентов и свойств: хлоридные натриевые «миргородского» типа, а также сульфатно-хлоридные натриевые, близкие к «чартакскому» типу. Последние наиболее широко развиты в долине р. Тобол и в районе г. Курган; в южной части упомянутой долины прослеживается также ореол гидрокарбонатно-хлоридных натриевых вод, сходных по минеральному составу с «Обуховской». Специализированных работ по поискам и оценке ресурсов минеральных вод в этой части площади до последнего времени не проводилось [93]. Основное питание таксона происходит в западной

части Иртыш-Обского бассейна в области интенсивной инфильтрации атмосферных осадков в приповерхностные породы, а также на склонах речных долин (в зонах повышенной проницаемости). Разгрузка подземных вод происходит в пойменный аллювий рек. Водоносный горизонт характеризуется сравнительно стабильным уровнем и малоконтрастным температурным режимом: температура вод от 4,4° (зимой) до 8,9° (летом). Благодаря небольшой глубине залегания, повсеместной обводненности, широкому распространению пресных и слабосолоноватых вод горизонт является одним из основных источников хозяйственно-питьевого водоснабжения территории (кроме восточной ее части, содержащей высокоминерализованные воды).

Относительно водоупорный верхнемеловой–верхнепалеоценовый горизонт ($3K_2$–P_1^2) объединяет талицкую и ганькинскую свиты. Представлены они аргиллитоподобными глинами и аргиллитами (с редкими линзами кварц-глауконитовых песчаников), сменяющимися вниз по разрезу мергелями, мергелистыми и (местами) алевритистыми глинами. В основании горизонта иногда развиты кварц-глауконитовые мергелистые песчаники. Мощность отложений колеблется от 15 м на западе Иртыш-Обского бассейна до 190 м в северо-восточной его части. Аргиллитоподобные глины на крайнем западе бассейна содержат прослои и линзы песчаников и песков, которые местами полностью замещаются обводненными песчаниками, образуя с вышележащими верхнепалеоценовыми отложениями единый водоносный горизонт. На участках, где мощность мергелей небольшая, подземные воды более проницаемой серовской свиты гидравлически тесно связаны с водоносными верхнемеловыми породами. К востоку мощность глинисто-мергелистых пачек возрастает, постепенно происходит гидравлическое разобщение всех водоносных горизонтов с обособлением областей питания, циркуляции и разгрузки. В целом описываемый относительно водоупорный горизонт имеет большое значение для формирования подземных вод верхнего палеоцена и верхнего мела. Проницаемость его пород изменяется от 3×10^{-5} м/сут (в долине р. Тобол) до 6×10^{-6}–1×10^{-8} м/сут на водоразделах [92]. Прослои и линзы песчано-алевритовых разностей могут быть водоносными, но запасы их обычно небольшие. Химический состав вод устойчивый: хлоридный натриевый с минерализацией (г/дм^3) 0,2–0,5 на западе бассейна, 1–3 в его центре и 3–7,1 в затобольской части [93].

Водоносный верхнемеловой комплекс морских отложений ($8K_2$) включает широко распространенные в артезианском бассейне фадюшинскую, зайковскую и камышловскую свиты. Отложения представлены узорчатыми глауконит-кварцевыми песчаниками и песками с прослоями опок, глинами с прослоями песчаников, алевролитов и тонколистоватых глин, а также (в основании разреза) песчаниками, песками кварцевыми и глауконит-кварцевыми с глинистым цементом. В западной части бассейна резко преобладают песчаные осадки камышловской свиты (вышележащие стратоны маломощны), при этом доминируют мелкозернистые песчаные, а также алевритовые фракции. Пески обычно образуют линзы и прослои мощностью до 5 м, песчаники имеют глинистый и глинисто-опаловый цемент. С удалением на восток в разрезе комплекса появляются глины (часто

опоковидные) и глинистые опоки; песчаная фракция в них составляет до 2%, алевритовая – до 10, редко до 17%. Кровля гидрогеологического таксона полого погружается на северо-восток; мощность его варьирует от 10 м на западе бассейна до 60 м на востоке, а в осевых зонах депрессий достигает 98–101 м. Подземные воды комплекса напорные; пьезометрический их уровень на водоразделах изменяется от 4,4 до 22,9 м, в долинах рек скважины обычно фонтанируют. Питание осуществляется в основном за счет инфильтрации атмосферных осадков на выходах к поверхности водоносных пород (в западной части Иртыш-Обского бассейна), частично – путем перетока из вышележащих водоносных горизонтов и из доюрского фундамента. Циркуляция вод и водообмен весьма затруднены ввиду невысоких фильтрационных свойств отложений, зависящих от их литологического состава и степени трещиноватости. Дебит скважин в междуречьях варьирует от 0,2 до 2 л/с, в долинах рек достигает 12 л/с, а в наиболее водоактивных зонах, тяготеющих к разломам доюрского фундамента, – 40–74 л/с; температура вод в скважинах от 8,6 до 12°. Химический состав подземных вод описываемого подразделения весьма переменчив. На западе площади, где вышележащие водоупорные слои маломощны, в комплексе развиты пресные гидрокарбонатные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 1 г/дм^3. С увеличением глубины залегания верхнемеловых отложений к северо-востоку появляются гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды с минерализацией до 3 г/дм^3, а затем хлоридные и хлоридно-сульфатные, минерализация которых достигает 7,6 г/дм^3. В целом же более пресные воды тяготеют к зонам разрывных нарушений, более соленые – к палеодепрессиям. Для вод комплекса характерно наличие (мг/дм^3) йода (до 2,4), бора (1,5–3), иногда брома (7–15). Состав растворенных газов по мере погружения меняется от азотного к азотно-метановому и метаново-азотному. Подземные воды данного таксона широко используются для централизованного водоснабжения в западной части артезианского бассейна; на востоке из-за большей глубины залегания и существенного увеличения минерализации комплекс теряет практическое питьевое значение, однако становится коллектором минеральных вод, имеющих высокую бальнеологическую ценность. Кроме лечебно-столовых углекислых минеральных вод (типа «Ессентуки-4») по всей территории развиты и другие питьевые столовые воды, многие из которых совершенно не изучены [93].

Относительно водоупорный верхнемеловой горизонт ($3К_2$) подстилает вышеописанный водоносный горизонт. Он включает кузнецовскую и мугайскую свиты, сложенные аргиллитоподобными бейделлитовыми глинами (с псевдоморфозами марказита и гнездами глауконит-кварцевого алеврита), вмещающими маломощные прослои глауконит-кварцевых мелкозернистых песчаников с глинистым цементом. Местами в виде «пятен» присутствуют глины с гравием и стяжениями фосфоритов. Таким образом, для горизонта характерен существенно глинистый разрез, в котором пелитовые фракции составляют от 70 до 98%, а алевритовые – не более 30%. Мощность подразделения с погружением на северо-восток изменяется от 0 до 50 м (средняя – 30 м), местами горизонт резко выклинивается. Наличие в разрезе песчаных прослоев и пачек с повышенной алевритистостью определяет

несколько разную степень проницаемости пород, которая все же и в долинах, и на водоразделах имеет один порядок: $(2–8)\times10^{-5}$–$(2–3{,}3)\times10^{-6}$ м/сут. Это, однако, не исключает, что на участках сближенных разрывных нарушений и в сводовых частях поднятий может отмечаться повышенная проницаемость. По результатам водных вытяжек из образцов глин в отдельных породах устанавливается преобладание в анионном спектре сульфат-иона, который совместно с растворимым железом (из марказита) при благоприятных условиях может поступать в выше- или нижележащий водоносные горизонты [93].

Водоносный нижне-верхнемеловой комплекс континентальных и прибрежно-морских отложений ($8K_{1–2}$) объединяет две группы стратонов: мысовскую и синарскую свиты, алапаевскую толщу (на западе и в центре листа); уватскую, хантымансийскую и викуловскую свиты (на востоке). В западной части площади комплекс сложен глинами каолиновыми лигнитсодержащими с прослоями кварцевых песков и галечников, глинами пестроцветными бокситоносными, а также беликовыми образованиями с линзами крупнозернистых песков и бурых железняков; в восточной части – песками разнозернистыми, песчаниками и алевритами кварцевыми и кварц-полевошпатовыми, пестроцветными глинами. Водоносный таксон залегает под толщей водоупорных пород верхнего мела, а его подошву образуют: в эрозионно-структурных депрессиях – юрские отложения или мезозойские коры выветривания, а на водоразделах – породы фундамента. Мощность комплекса варьирует от 10–25 м на увалах до 90 м и более в депрессиях, в среднем она составляет 25–50 м. На западе континентальные песчано-глинистые отложения обычно гидравлически связаны либо с водами верхнемелового водоносного горизонта (образуя единый водоносный комплекс), либо с подстилающими породами складчатого фундамента. Литологическая пестрота прибрежно-морских отложений в восточной части площади обусловливает широкий диапазон гранулометрического состава – от тонкоотмученных глин до конгломератов. Водоносными являются пласты песчаников, галечников, песков, брекчий, конгломератов, иногда содержащие маломощные прослои глин. Эти пачки то равномерно чередуются с глинами (но гидравлически связаны между собой), то образуют гидравлически изолированные горизонты, количество которых увеличивается с возрастанием глубины залегания комплекса с запада на восток и северо-восток. Подземные воды здесь застойные, с затрудненным водообменом. Питание вод описываемого подразделения в западной части площади происходит главным образом за счет верхнемелового водоносного горизонта, в восточной – за счет притока вод из доюрских образований (преимущественно по зонам разломов). Воды трещинно- и порово-пластовые, в замкнутых бассейнах – напорные. Дебит скважин изменяется широко: от незначительного до 7,2 л/с. Водопроводимость комплекса в целом слабая и колеблется от сотых долей до десятков $м^2$/сут; температура вод в пласте не более 20 °С. Химический состав вод зависит от литологии перекрывающих стратонов верхнего мела, которые обогащены сульфидами железа (соответственно, вода – сульфат-ионом). Подземные воды прибрежно-морских отложений имеют преимущественно хлоридный и гидрокарбонатно-

хлоридный натриевый состав. Минерализация меняется в широких пределах, в хлоридных натриевых водах восточной части территории достигая 7,9 г/дм^3. В микроэлементном составе (мг/дм^3) отмечен йод (в углекислых водах – до 1,3), содержание брома увеличивается с возрастанием минерализации от 7,2 до 25,5, в отдельных скважинах установлено повышенное содержание железа (до 60). Практически все гидрохимические типы подземных вод комплекса могут использоваться в народном хозяйстве – в первую очередь, пресные (до 1,5 г/дм^3). Гидрокарбонатно-хлоридные натриевые воды восточной части листа (с минерализацией до 2 г/дм^3) близки к лечебно-столовым водам типа «Минской» или «Миргородской», известны также углекислые хлоридно-гидрокарбонатные (типа «Ессентуки-4») и бромсодержащие воды [93].

Относительно водоупорный мезозойский комплекс континентальных отложений (3MZ*)* включает коры выветривания и юрские озерно-аллювиальные отложения. Он приурочен к эрозионным понижениям и структурным впадинам в фундаменте, сложенном различными ассоциациями пород. В разрезе преобладают глинистые продукты выветривания, сохраняющиеся в палеодепрессиях и прибортовых элементах пологих склонов валов; в сводовых частях возвышенностей и на крутых склонах они размыты. Элювий пород фундамента (со средней мощностью 30–50 м) осложнен линейными корами выветривания вдоль разломов и контактов пород; мощность последних – до 100 м. Для юрских озерно-аллювиальных отложений характерно преобладание глин, в разной мере обогащенных песчаным (от 0,2 до 46%) и алевритистым (от 0,2 до 38%) материалом; наиболее песчаные породы сосредоточены в нижних частях разреза. Фильтрационные свойства этих образований изучены слабо. Частично их питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков (на западе), частично – за счет подтока из прилегающих комплексов (преимущественно на востоке). Водообильность в целом низкая; по химическому составу воды хлоридные натриевые с минерализацией от 2,7 до 4,3 г/дм^3 [93].

Водоносный нижнетриасовый–нижнеюрский комплекс терригенных угленосных отложений ($8tT_1–J_1$). Соответствующие породы протягиваются узкой полосой в пределах Челябинского буроугольного бассейна, а в виде небольших депрессионных погружений локализованы в верхней части фундамента и мезозойском основании Иртыш-Обского бассейна. Комплекс объединяет ряд свит (бичурскую, калачевскую, козыревскую, коркинскую, сугоякскую), представленных внизу основными и кислыми эффузивами, а выше – чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями гравелитов, конгломератов и бурых углей; мощность отложений – до 3000 м. Породы иногда смяты в складки, осложнены разрывными нарушениями. Интенсивная трещиноватость развита преимущественно до 60–80 м, местами установлена на глубинах 120–150 м, далее ослабевает. Водоносный комплекс вмещает пластовые и трещинно-пластовые воды, обычно напорные; высота напора – до десятков метров. Дебит скважин изменяется от 0,01 до 0,5 л/с, иногда достигая 5 л/с с понижением 15–20 м; с глубиной водоносность в целом уменьшается. В шахтах глубиной 100–150 м водопритоки колеблются от 15–20 до 40–50 л/с. Воды комплекса

имеют разную минерализацию и состав; выделяются три гидрохимические зоны: до глубины 150 м преобладают пресные гидрокарбонатные воды с минерализацией 0,5–1 г/дм^3 и азотно-углекислым газом воздушного происхождения; до глубин 350–400 м доминируют солоноватые гидрокарбонатные и сульфатные кальциево-магниевые воды с минерализацией до 10 г/дм^3 и азотно-метановым газом; глубже 350–400 м развиты соленые хлоридные натриевые воды с минерализацией 10–42 г/дм^3 и метановым газом биохимического происхождения [47, 49]. В пределах Иртыш-Обского бассейна воды описываемого таксона обычно сульфатно-гидрокарбонатные магниево-натриевые с минерализацией от 3 до 10 г/дм^3. Водопроводимость комплекса в центральных частях буроугольного бассейна слабая, а в краевых частях (у тектонических контактов грабена) достигает 300 м^2/сут. В последнем случае воды служат источником централизованного снабжения г. Коркино; они пресные с минерализацией 0,5–1 г/дм^3.

Водоносная кембрийско-нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости преимущественно терригенных и туфогенно-терригенных пород ($\in$t–C_1), широко развитая в пределах Восточно-Уральского гидрогеологического массива (ГГМ), в меньшем объеме присутствует в Магнитогорском массиве и в основании Иртыш-Обского бассейна. Зона объединяет большое количество литологически однородных свит и толщ широкого возрастного диапазона. Эти группы стратонов часто образуют узкие протяженные субмеридиональные полосы, сложенные чередующимися пачками аркозовых и полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, углеродсодержащих (графитистых) и существенно кремнистых сланцев, туфотерригенных пород, включающих прослои карбонатных сланцев и известняков, а также метаморфизованные аналоги названных образований. Породы обычно дислоцированы (пликативно и дизъюнктивно), что обусловливает разную степень их водоносности, связанную в первую очередь с интенсивностью трещиноватости. Мощность водоносной зоны изменяется от 40 до 90 м; преимущественно она прослеживается до глубины 60 м, в зонах разрывных нарушений может достигать 100 м и более. Воды трещинно-пластового типа, в основном безнапорные; глубина залегания уровней в открытой части Урала – от 1,5 до 20 м. При наличии перекрывающих водоупоров воды могут иметь местный напор, иногда достигающий 6,5 м. Дебит скважин изменяется от 0,01 до 2 л/с при понижениях 3,5–4,5 м; в зонах резких контактов и дизъюнктивных нарушений водообильность достигает иногда 14,1 л/с, в целом же по разрезу она очень неравномерная. Наибольшие значения устанавливаются в нижней части зоны выветривания, где трещины открытые и менее кольматированные глинистым материалом. Водопроводимость пород рассматриваемого подразделения преимущественно слабая (1–3 м^2/сут), в зонах повышенной трещиноватости (вблизи контактов разнородных пачек) и у смещающих разломов она резко возрастает – до 34–50 м^2/сут. Воды, как правило, гидрокарбонатные кальциево-натриевые, на северо-западе листа ультрапресные (с минерализацией до 0,1 г/дм^3); в западной открытой части Урала (Восточно-Уральский ГГМ) минерализация доходит до 1 г/дм^3. Локально встречаются хлоридно-гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные натриево-магниевые воды

с минерализацией 1–4 г/дм^3, а в Иртыш-Обском бассейне – хлоридные и хлоридно-гидрокарбонатные натриевые, минерализация которых от 3 до 7,3 г/дм^3. Пресные воды используются для хозяйственно-питьевых целей в небольших населенных пунктах, но в связи с низкой водообильностью они бесперспективны для централизованного водоснабжения.

Водоносная ордовикско-нижнекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород ($10\nu O–C_1$) распространена в северной части Восточно-Уральского ГГМ и частично в Магнитогорском ГГМ. Водовмещающими породами являются слабо измененные и метаморфизованные эффузивы, туфы, туфобрекчии, тефроиды, туффиты разного состава с редкими маломощными прослоями вулканомиктовых песчаников, парасланцев и известняков. Они выполняют пространства между блоками более древних метаморфитов, в морфологическом отношении занимают повышенные участки рельефа. Породы данного комплекса обычно сильно дислоцированы; глубина интенсивной трещиноватости прослеживается от 20 до 70 м, максимальные значения устанавливаются в тектонически ослабленных зонах и на контактах известняков с интрузивными телами. Глубина залегания подземных вод варьирует от 1 до 25 м (обычно 8–15 м). Воды трещинные безнапорные, водопроводимость слабая; водообильность неравномерная, но в целом невысокая. Дебит скважин изменяется от 0,08 до 2 л/с, в зонах разломов и на контактах неоднородных пород (особенно с участием кремнистых сланцев, мраморов и интрузивных тел) повышается до 3–10 л/с. Высокообильные водоносные зоны крайне локальны. По химическому составу воды открытой части Урала преимущественно гидрокарбонатные кальциево-магниевые и кальциево-натриевые с минерализацией от 0,3 до 1 г/дм^3 (местами в зонах контактов – хлоридно-гидрокарбонатные натриево-магниевые с минерализацией 1,5–10 г/дм^3); в Иртыш-Обском бассейне – преимущественно хлоридные и сульфатно-хлоридные натриевые, минерализация их достигает 3,2 г/дм^3. Питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. Водоносная зона обычно тектонически разобщена на множество мелких грунтовых бассейнов и не благоприятна для создания в ее пределах крупного водозабора. Пресные воды используются сельскими населенными пунктами для хозяйственно-питьевых целей, локально в пределах Магнитогорского ГГМ (контакты с известняками) – для централизованного водоснабжения.

Водоносная нижнерифейско-среднекаменноугольная зона экзогенной трещиноватости преимущественно карбонатных пород ($10cRF_1–C_2$). Широкий возрастной диапазон обусловлен присутствием во многих стратонах известняков, образующих крупные массивы изометричной формы и протяженные субмеридиональные тела, нередко располагающиеся на границах главных структур. Водовмещающими являются все их разности (светлые и углистые, доломитизированные, мраморизованные), обычно интенсивно закарстованные, а также прослои в них песчаников, алевролитов и карбонатсодержащих сланцев. Породы зоны часто слагают пониженные участки рельефа, они нередко совпадают с меридионально вытянутыми эрозионно-структурными депрессиями и палеодолинами. Мощность

эффективной трещиноватости карбонатных пород составляет от 40 до 100 м; закарстованность – 100–120 м (в Теча-Бродском массиве на северо-западе листа она достигает 1800 м). Водообильность и другие параметры таксона зависят от гипсометрического положения водовмещающих пород, их дислоцированности, интенсивности трещиноватости, характера контактов с прилегающими породами, закарстованности. Так, наиболее нарушенные тектонически доломитизированные известняки саткинской свиты рифея заключают безнапорные воды с неравномерной водообильностью (модуль подземного стока от 0,5 до 18 л/с с 1 км^2, удельные дебиты скважин 0,1–12,9 л/с, дебит родников 1–60 л/с); по химическому составу они гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,3–0,5 г/дм^3. На базе данного участка осуществляется водоснабжение райцентра. Восточнее в Магнитогорском ГГМ водоносная зона представлена мраморизованными карбонатными породами среди вулканитов. Известняки закарстованы, мощность зоны трещиноватости от центра к контактам возрастает до 100 м, соответственно изменяется дебит скважин: от 0,6 до 13,9 л/с; наиболее обводнены они у контактов с серпентинитами. Воды здесь гидрокарбонатные кальциевые и натриево-кальциевые с минерализацией 0,3–1 г/дм^3, рекомендованы для водоснабжения г. Кыштым. В пределах Восточно-Уральского ГГМ водоносная зона связана с известняками Теча-Бродской структуры. Мощность карбонатных пород здесь от 100–300 м (на севере) до 1800 м (в западной и центральной частях массива). Известняки сильно трещиноваты, закарстованы по всей площади и на глубину, литологически однородны и составляют единый водоносный горизонт. Наиболее обводнены две подзоны: верхняя – до глубины 400 м и нижняя – до 1800 м. В первой глубина залегания подземных вод колеблется от 1 до 20 м; дебит скважин изменяется от 1 до 22 л/с (при понижении от 1–2 до 30–40 м), удельные дебиты – 0,001–10 л/с. В глубинной карстовой подзоне дебит составляет 0,3–10 л/с при понижениях от 4–6 до 42 м, удельные дебиты – от 0,001 до 2 л/с. Иногда выделяется промежуточная зона, которая при слабой трещиноватости характеризуется и слабой водообильностью (удельные дебиты – 0,02–0,03 л/с). Химический состав и минерализация вод данной структуры также не однородны по глубине. Воды верхней подзоны пресные гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 1 г/дм^3; в нижней преобладают хлоридные кальциевые слабосолоноватые воды с минерализацией до 3,2 г/дм^3; в средней части состав вод смешанный, но близкий к таковому в нижней подзоне. Питание верхнего горизонта происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, талых вод и подпитки из окаймляющих пород. В целом же данная структура имеет наилучшие условия для формирования пресных вод с минерализацией не более 1 г/дм^3. Южнее (также в Восточно-Уральском ГГМ) выделяется крупный Сухарышский массив тектонизированных, интенсивно трещиноватых и закарстованных известняков; мощность зоны трещиноватости – до 100 м, с глубиной ее интенсивность уменьшается. Глубина залегания уровня воды – от 2 до 35 м. Водоотдача скважин зависит от степени трещиноватости и закарстованности; на участках, дренируемых реками, в зонах разломов и контактов она повышается; дебит колеблется от 0,5 до 32,5 л/с. Питание

осуществляется за счет источников, упомянутых выше, а также подпиткой из рек и подземных вод смежных комплексов. Водопроводимость пород зоны варьирует широко (в зависимости от сезона) – от 4,8 до 408 $м^2$/сут; разгрузка происходит в речных долинах. Состав вод гидрокарбонатный кальциевый с минерализацией до 1 г/$дм^3$. Близкие гидрогеологические параметры устанавливаются в других карбонатных массивах и линейных телах открытой части Уральской складчатой системы. В Иртыш-Обском бассейне особенности данной зоны изучены слабо; здесь установлены воды хлоридно-гидрокарбонатные магниево-натриевые с минерализацией до 4,4 г/$дм^3$. Все подземные воды обладают хорошими питьевыми качествами и играют существенную роль в водоснабжении. На базе таких локальных бассейнов, как Сухарышский и Теча-Бродский, можно организовывать централизованное хозяйственно-питьевое снабжение крупных населенных пунктов; воды небольших массивов известняков могут обеспечивать сельские поселения [47, 49].

Водоносная лландоверийско-эмсская зона экзогенной трещиноватости кремнисто-сланцевых образований ($10jS_1l–D_1e$) образует серию вытянутых в меридиональном направлении полос силицитов среди вулканогенных пород Восточно-Уральского ГГМ, частично – в Магнитогорском ГГМ. Она приурочена к интенсивно дислоцированным углисто-кремнистым, углисто-глинисто-кремнистым сланцам, реже – к вулканомиктовым и полимиктовым песчаникам, которые в низах таксона содержат прослои вулканитов основного и среднего состава. Глубина трещинной зоны – до 70 м; она увеличивается до 100 м в контактах литологически разнотипных пород, вблизи даек и разрывных нарушений. Воды безнапорные, зеркало их располагается на глубине от 1 до 10 м, на водоразделах – до 20 м. Дебит скважин в междуречьях составляет 0,01–2 л/с при понижениях на 22–25 м; в озерных котловинах и долинах рек он увеличивается до 3–6 л/с при понижениях на 15,5–21,2 м; в тектонически ослабленных зонах и на контактах сланцев с интрузиями – до 7–11 л/с при понижениях на 10–10,7 м. Водопроводимость пород слабая, водообильность неравномерная и зависит от степени трещиноватости и метаморфических изменений пород. Родниковая разгрузка незначительная; питание происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциевый и кальциево-натриевый с минерализацией 0,2–1 г/$дм^3$, локально (только в Восточно-Уральском ГГМ) – хлоридно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый или хлоридный натриевый. Воды зоны широко используются для снабжения мелких населенных пунктов и небольших предприятий; не исключаются перспективы выявления локальных участков, обеспечивающих потребность до 10 л/с [47].

Водоносная архейско-вендская зона экзогенной трещиноватости метаморфических пород (10gAR–V) имеет широкое распространение в Центрально-Уральском и Восточно-Уральском ГГМ, незначительное – в Иртыш-Обском артезианском бассейне. Водовмещающие образования представлены различными гнейсами, кристаллосланцами, кварцитами, амфиболитами, филлитами, мраморами, метатерригенными породами, ме-

табазальтами. Мощность зоны на северо-западе площади листа составляет 20–40 м, в Восточно-Уральском ГГМ – от 20 до 80 м, на востоке листа (под мезозойско-кайнозойским покровом) – 20–25 м. Воды безнапорные, глубина их залегания – 1–10 м. Водообильность зависит от глубины проникновения трещиноватости, ее интенсивности и литологического состава пород. Водоотдача слабая, дебит родников – 0,1–0,2 л/с. Вдоль разрывных нарушений и на контактах гнейсов с кислыми и щелочными интрузиями водообильность значительно увеличивается: дебит родников – 0,5–4 л/с, дебит скважин – от 1 до 10 л/с при понижении 3,9–5,2 м. В Центрально-Уральском ГГМ зона трещиноватости перекрыта элювиально-делювиальным покровом разной мощности: на водоразделах – до 5 м, на склонах – до 1 м. Различен и гранулометрический состав этих отложений – от глыбово-щебнистого (проницаемого) до песчано-глинистого (преимущественно в долинах – водонасыщенного, но с малой водоотдачей, что обусловливает заболоченность отдельных полосовидных выходов). В целом же водообильность этой части зоны незначительная. На общем фоне выделяются родники (приуроченные к экзоконтактам гранитоидных и ультрамафитовых тел), имеющие дебит от 1 до 4 л/с и функционирующие круглогодично. В Иртыш-Обском бассейне дебит скважин не превышает 0,25 л/с. Питание вод в открытой части Урала происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков, частично – путем подпитывания из покровных отложений. Разгрузка приурочена к речным долинам и мелким эрозионным врезам рельефа. По химическому составу воды относятся преимущественно к гидрокарбонатным кальциево-магниево-натриевым, на северо-западе листа – к сульфатно-гидрокарбонатным; минерализация их – 0,1–0,5 г/дм^3. В центральной части площади листа локально развиты гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридные натриевые воды с минерализацией от 1,2 до 2,84 г/дм^3, а в Зауралье – хлоридно-сульфатные натриевые, минерализация которых составляет 2,5–3,5 г/дм^3. Воды отвечают ГОСТам для питьевых и хозяйственных целей, но удаленность от мест потребления обусловливает ограниченное их использование [47, 93].

Водоносная венд-пермская зона экзогенной трещиноватости интрузивных пород кислого и среднего состава (10γV–P) развита широко в пределах гидрогеологических массивов Урала, локально – в Иртыш-Обском бассейне. Водовмещающие породы представлены гранитами, плагиогранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, гнейсогранитами, граносиенитами, сиенитами, образующими крупные массивы и мелкие тела, нередко изометрично группирующиеся либо формирующие цепочковидные обособления. Воды локализуются в зоне активной трещиноватости, обусловленной экзогенными процессами и (реже) дизъюнктивной тектоникой. Они преимущественно безнапорные, иногда с местным напором. Глубина залегания уровня воды – от 0 до 30 м; мощность зоны трещиноватости – 20–60 м. Зеркало подземных вод в сглаженном виде повторяет формы рельефа. Водообильность очень неравномерная по латерали, что обусловлено различной мощностью кор выветривания и разной степенью дислоцированности пород субстрата; средний дебит родников – 0,3 л/с,

скважин – 0,5 л/с. Центральные части массивов обычно отличаются слабой трещиноватостью. Активная трещиноватость возрастает при приближении к эндоконтактам интрузий, которые сильнее нарушены разрывами и нередко содержат большое количество жильных пород. В краевых частях тел дебит скважин возрастает до 8,42 л/с, а непосредственно у контактов – до 15 л/с. Наибольшая водообильность характерна для Челябинского, Пластовского, Джабыкского полихронных плутонов. Водопроводимость пород зоны в общем слабая. Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, частично – за счет подтока вод из контактирующих комплексов; разгрузка происходит в долины рек и ручьев. Режим вод неустойчивый и зависит в первую очередь от количества осадков. По составу воды относятся преимущественно к гидрокарбонатному кальциевому (или магниевому) типу с минерализацией 0,1–1 г/дм^3 и используются для местного и централизованного снабжения. В северо-западной части площади воды гидрокарбонатно-сульфатные натриевые; локально развиты (в Восточно-Уральском массиве и Иртыш-Обском бассейне) гидрокарбонатно-хлоридные (хлоридно-гидрокарбонатные) натриевые (или магниевые) воды с минерализацией до 3,5 г/дм^3. Качество вод хорошее; из-за непостоянства режима использование их для крупных объектов ограниченно [47, 49, 93].

Водоносная венд-раннедевонская зона экзогенной трещиноватости пород основного и ультраосновного состава ($10\Sigma V–D_1$) объединяет подземные воды, связанные с массивами ультрамафитов (дунитов, перидотитов, пироксенитов, серпентинитов), а также с телами тальк-карбонатных пород и габброидов, приуроченные к тектонически ослабленным участкам в них (как на открытых пространствах Урала, так и в Иртыш-Обском бассейне). Воды локализованы в верхней части зоны трещиноватости, обусловленной экзогенными и эндогенными процессами в краевых частях и непосредственно на контактах массивов; центральные участки тел обычно слабо проницаемы. Воды безнапорные со свободной поверхностью; глубина залегания их уровня – от 2,8 до 8 м. Мощность области активной трещиноватости – 15–60 м. Водообильность пород описываемого таксона неравномерная: от незначительной (0,01–1 л/с) в центральных частях массивов до повышенной (1,5–5 л/с) на их краях. Родники функционируют почти постоянно. Дебит скважин – от 0,2 л/с при понижении 5,2 м (в центре) до 11 л/с при понижении уровня на 25 м (на окраинах массивов). Питание осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и подтока вод контактирующих комплексов; разгрузка происходит в речную сеть и заболоченные участки рельефа. По составу воды относятся к пресным гидрокарбонатным натриево-магниевым с минерализацией 0,1–1 г/дм^3, локально – к минерализованным (до 11,7 г/дм^3) хлоридно-гидрокарбонатным натриевым и сульфатно-гидрокарбонатным магниево-натриевым. В Иртыш-Обском бассейне установлены хлоридные натриевые воды с минерализацией до 3,5 г/дм^3. Воды описываемой зоны широко применяются для снабжения мелких населенных пунктов; для централизованного хозяйственно-питьевого обеспечения используются наиболее водообильные ее участки, где локализуются значительные запасы подземных вод.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Частично эти условия охарактеризованы выше при описании конкретных гидрогеологических подразделений; здесь же в обобщенном виде представлены все факторы, обеспечивающие существование и режим подземных вод. Основным источником их формирования в зоне дренирующего влияния гидрографической сети является инфильтрация атмосферных осадков. На гребнях высоких хребтов и на отдельных вершинах они получают дополнительное питание за счет конденсации влаги из атмосферы. В пределах Уральской сложной гидрогеологической складчатой области подземные воды образуются преимущественно в зоне трещиноватости разнообразных по составу пород с единой гидравлической поверхностью, уклон которой совпадает с наклоном поверхности рельефа. Последняя часто деформируется в областях повышенной водообильности на закарстованных карбонатных отложениях или в зонах разломов, которые являются естественными дренами для пород прилегающих пространств; поток подземных вод направлен вдоль этих дрен. Наличие разрывных нарушений при прочих равных условиях является важнейшим критерием для установления наиболее обводненных участков, перспективных для сооружения водозаборов. Поэтому большинство зон разломов следует считать водоносными независимо от фиксируемых слабопроницаемых отрезков на их протяжении.

Большое количество атмосферных осадков в горной области обусловило и наиболее высокое значение модуля естественных ресурсов подземных вод, а также значительную годовую амплитуду колебания (до 20 м) их уровня и вариации дебита родников в течение года (до 15–20 раз). Наименьший модуль естественных ресурсов отмечен в юго-восточной засушливой части территории. Кроме того, этот параметр зависит от состава пород: во всех случаях наибольшие его значения характерны для карбонатных отложений, наименьшие – для позднепалеозойских гранитных массивов. Годовой «размах» изменений уровня подземных вод по мере возрастания засушливости климата уменьшается до 3–5 м.

В пределах Западно-Сибирского сложного артезианского бассейна в зоне дренирующего влияния гидросети режим изменений уровня подземных вод зависит от степени влажности климата и литологии. В слабопроницаемых алевролитах амплитуда снижается до 2–3 м. По мере погружения водоносных пород ниже среза озер и рек связь пластовых вод бассейна с поверхностью затрудняется, выделяется зона замедленного водообмена. Гидрогеологический режим здесь более стабильный, и годовая амплитуда колебания уровня подземных вод становится меньше многолетней. В Иртыш-Обском бассейне в упомянутой зоне находится опоковый водоносный горизонт (связанный с серовской свитой), а также воды верхнего мела. Направление движения подземных вод происходит в сторону общего погружения мезозойско-кайнозойских стратонов. Ниже палеоцен-меловых глинистых водоупоров в восточной части бассейна связь вод с поверхностью практически отсутствует; в этом случае выделяется зона весьма замедленного водообмена.

Минерализация и химический состав подземных вод в зоне дренирующего влияния гидросети на всей территории определяются среднемноголетним количеством атмосферных осадков и составом пород. В горной области при обилии осадков формируются, как правило, ультрапресные воды (с минерализацией менее 0,1 г/дм^3) при весьма пестром химическом составе. Для карбонатных пород состав вод гидрокарбонатный кальциевый и магниево-кальциевый, для ультрамафитов – магниевый с минерализацией до 1 г/дм^3. Локально развиты воды сульфатно-гидрокарбонатного и хлоридно-гидрокарбонатного анионного состава с магниево-кальциевым или переменным катионным рядом. Засушливость климата юго-восточной части территории и, как следствие, процессы континентального засоления формируют там разнообразную по значениям минерализацию (до 20 г/дм^3) и пестрый химический состав подземных вод с преобладанием в анионном ряду хлоридов и сульфатов, а среди катионов – натрия и магния. Повышенную минерализацию вод имеют здесь даже карбонатные породы. В зонах замедленного и весьма замедленного водообмена (Иртыш-Обский бассейн) воды повсеместно минерализованы, среди них преобладают хлоридные натриевые. Состав растворимых в водах газов изменяется с глубиной. В зоне активного водообмена он кислородно-азотный; примерно те же соотношения сохраняются и в зоне замедленного водообмена. В зоне весьма замедленного обмена присутствуют азот и метан. Температура подземных вод в Иртыш-Обском бассейне не превышает 20 °С. Изменение минерализации, химического состава и других гидрогеологических параметров по латерали и вертикали представлено на колонках (зарамочная нагрузка гидрогеологической карты).

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

На всей рассматриваемой территории подземные воды используются для хозяйственно-питьевого и технического водоснабжения. Общая картина распределения прогнозных эксплуатационных ресурсов пресных подземных вод определяется модулем естественных ресурсов (представлена в зарамочном оформлении гидрогеологической карты). Наибольшие его значения характерны для районов с максимальным количеством атмосферных осадков при наличии там карбонатных пород (северо-запад листа). Наименьший модуль имеет юго-восточная треть территории.

В пределах обнаженной части Уральской складчатой системы для водоснабжения многих населенных пунктов используются подземные воды четвертичного аллювия (долины рек Миасс, Увелька, Уй, Тогузак, Аяты). В горной области (все три гидрогеологических массива) применяют для этих целей воды карбонатных образований, трещинные воды метаморфических, вулканогенных и интрузивных пород (совместно с водами аллювиальных четвертичных отложений). Для крупного централизованного снабжения помимо названных здесь используются обильные воды локальных участков в зонах разломов. В Иртыш-Обском бассейне централизованное водоснабжение осуществляется за счет олигоценового, эоценового (серовского) и верхнемелового водоносных горизонтов. На территории листа

(в пределах РФ) для хозяйственно-питьевых целей разведано 87 месторождений с суммарными запасами 350,599 тыс. м^3/сут (в том числе 30 резервных объектов). Потребности мелких водопотребителей покрываются обычно за счет местных ресурсов, хотя в этом случае качество подземных вод не всегда соответствует питьевым нормам. Обеспеченность водоснабжением населения и защищенность вод показаны на графических приложениях к гидрогеологической карте масштаба 1 : 1 000 000.

Воды затрудненного и весьма затрудненного водообмена являются минеральными (питьевыми и лечебными) – как по общему солевому составу, так и по содержанию биологически активных специфических компонентов (брома, йода, бора, радона). На территории листа разведано 13 месторождений лечебных минеральных вод с суммарными запасами 3,3769 тыс. м^3/сут, в том числе три месторождения радоновых вод, которые эксплуатируются и в настоящее время.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ

Мелкомасштабные эколого-геологические исследования на территории листа N-41 начались в 1990-х годах. В 1991–1993 гг. в специализированных работах ОАО «Зеленогорскгеология» (исполнитель В. Д. Илларионов, редактор И. Л. Лучинин) систематизированы данные по естественной радиоактивности пород Челябинской области. В результате были составлены карты масштаба 1 : 500 000 потенциальной радоноопасности с выделением ореолов загрязнения естественными радионуклидами литосферы, почвенного воздуха и гидросферы. В 1994 г. проведены исследования по устойчивости природной среды к антропогенным нагрузкам и остроте экологической ситуации в этом же субъекте РФ [75], по результатам которых составлена и опубликована «Карта экологического состояния территориальных комплексов Челябинской области» в масштабе 1 : 600 000 (Е. Ф. Тамплон и др., 1994).

С 1998 г. ОАО «Челябинскгеосъемка» проводит мониторинг опасных экзогенных и эндогенных процессов и загрязнения окружающей среды [99, 106]. Постоянная оценка загрязненности природной среды и продуктов сельскохозяйственной деятельности радионуклидами в пределах Восточно-Уральского государственного заповедника выполняется ПО «Маяк». В 2002 г. Т. А. Поповой [89] был проведен фациальный анализ территории листа N-41, составлены схемы активных экзогенных геологических процессов и районирования по степени техногенных изменений ландшафтов (масштаб 1 : 2 500 000), а также (в масштабе 1 : 1 000 000) карты функционального зонирования и фактического материала по геохимическому опробованию почв, донных отложений и воды. С 1999 г. информация о состоянии окружающей среды систематизируется и публикуется в ежегодных «Комплексных докладах о состоянии окружающей природной среды Челябинской области».

На территории Курганской области объединением «Зеленогорскгеология» еще с 1980 г. проводятся специализированные гидролитохимические исследования масштаба 1 : 1 000 000 по жидкому и твердому стокам малых рек и озер. В результате работ были составлены карты распределения содержаний элементов в донных осадках и илах. В 1998 г. завершено создание эколого-геологической карты Курганской области в масштабе 1 : 500 000 [52]. В отчете и прилагаемом комплекте эколого-геохимических карт дана

оценка состояния геологической среды и описана методика экологических исследований. В настоящее время проведение государственного мониторинга состояния недр этой площади осуществляется Курганской геологоразведочной партией. С 2000 г. ежегодно издается «Информационный бюллетень о состоянии геологической среды на территории Курганской области».

ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ

Согласно геоморфологическому районированию Урала территория листа N-41 расположена на стыке двух крупных морфогенических областей: Уральского горно-складчатого сооружения (на западе) и Западно-Сибирской низменности (в центральной и восточной его части). Им соответствуют основные морфогенетические типы ландшафтов: остаточные горы и приподнятые горные массивы Южного Урала, остаточные горы восточного склона Урала и Зауральский пенеплен – в первой морфоструктуре, континентально-морская (цокольная и аккумулятивная) равнина – во второй.

Горно-холмистый рельеф остаточных гор осевой части Среднего Урала и приподнятых массивов Южного Урала (ландшафт 1) выделяется в северо-западном углу листа полосой северо-восточного простирания шириной 4–25 км. Горы с узкими и острыми (ниже – куполообразными) вершинами имеют абсолютные отметки 500–900 м. Крутизна склонов на западе полосы – 15–30°, на востоке – 20°. Сложены они в основном метаморфизованными отложениями верхнего протерозоя–нижнего палеозоя, прорванными многочисленными малыми интрузивными телами; по ним местами развиты мезозойские коры выветривания. Четвертичные образования представлены глыбово-щебнисто-суглинистым коллювием и делювием мощностью от первых метров до 10 м (в межгорных котловинах). Суммарная амплитуда неотектонических движений положительная и составляет 250–300 м (это – блок преимущественных поднятий). Почвы – лесные горные, реже черноземы обыкновенные среднесуглинистые. Водный режим почв – периодически непромывной. Обстановка водной миграции – переходная от кислой к кальциевой. Скорость разложения органического вещества повышенная. Поглотительная способность почв средняя. Растительность – смешанные таежные, а также вторичные смешанные и лиственные леса, луга.

Холмисто-увалистая зона остаточных гор восточного склона Урала (ландшафт 2) характеризуется сглаженными куполовидными вершинами хребтов с абсолютными высотными отметками 350–600 м; сложена она преимущественно вулканогенно-осадочными отложениями палеозоя и телами ультрамафитов. Значительным распространением пользуются мезозойские коры выветривания. Четвертичные образования – делювиальные и элювиальные суглинки с примесью щебня. За неотектонический этап здесь также сформировался блок преимущественных поднятий, но с меньшей амплитудой – около 200 м. Почвы – серые лесные (переходные), черноземы неполноразвитые, в понижениях – лугово-иловатые (кисло-глеевые). Растительность – вторичные смешанные и лиственные леса, луговое и болотное разнотравье.

Денудационная равнина Зауралья (Зауральский пенеплен) (ландшафт 3) занимает доминирующее положение в западной половине листа. Это – плоское, слегка всхолмленное междуречье с плавным увеличением высот рельефа от 250 м на севере до 450 м на юге. В его строении принимают участие метаморфиты верхнего протерозоя–нижнего палеозоя, осадочно-вулканогенные образования силура и девона, карбонатные и терригенные породы карбона. Здесь находятся почти все известные в пределах территории листа крупные интрузивные тела Главного гранитного пояса Урала. Масштаб развития и мощность коры выветривания увеличиваются с запада на восток. Четвертичные отложения обычно повышенной мощности (сравнительно маломощные – лишь элювий и делювий в северо-западной части зоны); на востоке распространены аллохтонные песчаные и легкие суглинистые образования. Суммарный эффект неотектонических поднятий в среднем составляет 200–225 м (стабилизированный блок). Почвы – серые лесные, черноземы неполноразвитые выщелоченные и оподзоленные, солонцы. В северной части листа почвы имеют средний потенциал самоочищения от загрязняющих веществ, на юге – пониженный. Растительность – лиственные рощи («колки́»), кустарники, луговое и болотное разнотравье.

Континентально-морская цокольная равнина (ландшафт 4) расположена на стыке Уральского кряжа и Западно-Сибирской низменности, формируя блок (размером 40 × 80 км) севернее г. Челябинск и полосу шириной 10–30 км юго-западнее г. Троицк вдоль восточной границы Челябинской области. Территория характеризуется плоскими слабовсхолмленными водоразделами и неглубоко врезанными долинами, преобладающие абсолютные отметки – 220–270 м; она сложена в различной степени метаморфизованными породами докембрия и палеозоя, часто перекрытыми мезозойско-кайнозойскими отложениями сравнительно небольшой мощности (до 30 м). За неоорогеничекий этап амплитуда поднятия составила в среднем 220 м (стабилизированный блок). Почвы – черноземные неполноразвитые выщелоченные и оподзоленные, серые лесные (на севере), солонцовые, лугово-иловатые. Растительность – лиственные леса, луговое и болотное разнотравье.

Континентально-морская аккумулятивная равнина (ландшафт 5) охватывает центральную и восточную части листа. Этот тип ландшафта представляет собой плоскую равнину с абсолютными отметками 160–200 м с большим количеством озерно-болотных впадин. Это – район интенсивных прогибаний в мезозое–палеогене и слабых поднятий в неоген-четвертичное время. Мощность покровных мезозойско-кайнозойских отложений – до 400 м. Четвертичные образования – суглинистые (в основном легкие и средние), в долине р. Тобол – тяжелые суглинистые и глинистые. Средняя величина неотектонических движений – 120–150 м (отвечает блоку преимущественных опусканий). Преобладающие почвы – серые лесные и черноземы оподзоленные обыкновенные и выщелоченные, частично солонцовые. Водный режим почв – от периодически непромывного до непромывного выпотного, потенциал самоочищения – средний. Растительность – лесостепная (с небольшими массивами хвойных, лиственных лесов); распространены луга (нередко заболоченные), злаковые степи.

Вышеописанные пять ландшафтов объединены в экзодинамическую группу денудации. Кроме нее на карте выделены локальные территории, относящиеся к группе аккумуляции: долины крупных и малых рек, озерные и болотные образования, а также техногенно измененные и техногенно образованные ландшафты.

Долины малых и крупных рек (ландшафт 6). В западной (горной) части территории (реки Уфа, Кизил, Уфалейка, Егуста и др.) долины слабо террасированы; донные отложения (гравийно-песчано-глинистые) формируются за счет глубинной эрозии и хорошо согласуются с составом размываемых коренных пород. По отношению к загрязнению это – зона активного выноса. Центральную и восточную части площади листа пересекают субширотные долины рек бассейна р. Тобол (Миасс, Уй, Караталы и др.) с достаточно развитыми эрозионно-аккумулятивными и аккумулятивными террасами. Донные осадки (суглинки, супеси) рек аккумулятивной равнины – дальнеприносные (с составом местных пород не согласуются). По отношению к загрязнению это – зона аккумуляции не только местных осадков, но и загрязнителей, поступающих из областей поднятий и стабилизации. Почвы – аллювиально-дерновые насыщенные, пойменные луговые, темно-серые лесные и болотно-низинные торфяно-глеевые; по кислотности преобладают кислые и нейтральные. Растительность – лесостепная (лиственные перелески, луговое и болотное разнотравье), на юге – лугостепная.

Озерные и озерно-аллювиальные понижения (ландшафт 7) сложены песками, алевролитами, глинами (известковистыми и иловатыми торфянистыми); выделены они преимущественно в пределах современных озерных ванн. Почвы – лугово-болотно-глеевые и лесные подзолистые. Растительность – лугово-болотное разнотравье (тростник, осока), смешанные леса.

Болотные ландшафты (ландшафт 8) соответствуют верховым, низинным и переходным болотам; распространены, главным образом, в северной половине описываемой территории, представлены глинами иловатыми и торфянистыми, торфом.

Техногенно измененные ландшафты (ландшафт 9) – участки вырубленных лесов, вырубка (древостой менее 30%), вторичные леса (посадки) – локализуются вблизи крупных промышленных центров в связи с нуждами горнодобывающей отрасли и функционированием населенных пунктов. К этому же типу относится и сельскохозяйственный ландшафт (сочетание земледельческого и животноводческого подтипов): пашни, пастбища и садово-огороднические наделы занимают все пригодные земли; выделить этот ландшафт в отдельный таксон не представляется возможным.

Техногенно образованные ландшафты (ландшафт 10) распространены в пределах промышленных городов с развитой инфраструктурой, а также крупных горнодобывающих комплексов (карьерные поля, шахты, золоотвалы, шламоотстойники и т. п.) и представлены разнообломочными образованиями, слагающими терриконы, отвалы, дражные поля и т. п.; относятся к верхней части голоцена.

Техногенное изменение естественных ландшафтов – более 40%.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

Степень эколого-геологической опасности определяется интенсивностью проявления неблагоприятных экзогенных геологических процессов (ЭГП) и техногенного воздействия на природные ландшафты. На рассматриваемой территории наиболее широко проявлены такие ЭГП, как засоление, карст (суффозия), оврагообразование, оползни.

Засоленные почвы распространены в пределах Западно-Сибирской низменности и (частично) на юге Зауральского пенеплена. Этому способствует водный режим почв (от периодически непромывного до непромывного выпотного), слабый водообмен (равнина), наличие реликтовых солевых горизонтов. Данные факторы определяют низкий потенциал самоочищения засоленных почв от органических и минеральных загрязняющих веществ.

Карст и суффозия. Эти процессы очень широко развиты в пределах денудационной равнины Зауралья. Карстовые и суффозионные воронки фиксируются в пределах карстовых районов и польей: Багарякского, Увельского, Троицкого (активный карст), а также Челябинского, Бородинского, Верблюжьегорского (отмерший карст).

Оврагообразование происходит по долинам водотоков на всей площади листа. Наиболее масштабно овражная эрозия проявлена в южной части Зауральского пенеплена и на аккумулятивной равнине. Нередко скорость разрастания оврагов достигает нескольких метров в год, представляя опасность для дорог, нефте- и газопроводов, населенных пунктов.

На северо-западе рассматриваемой территории в пределах остаточных гор и приподнятых массивов Урала развиты гравитационные ЭГП: *оползни, осыпи, обвалы*. Масштабы их проявлений незначительны, расположены они вдали от населенных пунктов. Специальные исследования и постоянное наблюдение ведутся за Карабашским природно-техногенным оползнем, расположенным на западном склоне горы Золотая (северная окраина города Карабаш) и представляющим угрозу для жилых построек и автотрассы.

К природным неблагоприятным геологическим процессам относятся также *геохимические аномалии загрязняющих веществ*: тяжелых металлов, радиоактивных элементов. На территории Челябинской области выделены эколого-радиохимические зоны с максимальным радоновым потенциалом [64]. В их пределах зафиксированы высокие концентрации радона в почвенном воздухе и в подземных водах, нередки аномальные участки с содержанием урана более 10 г/т. На схеме эколого-геологической обстановки этим зонам соответствуют показанные аномалии радона. В восточной части площади (Курганская область) определены природно-техногенные аномалии тяжелых металлов в рыхлых отложениях (умеренно опасной концентрации). В эпицентрах аномалий суммарное содержание (Zc) металлов (Mn, Ni, Co, Ti, V, Cr, Mo, Zr, Nb, Cu, Pb, Ag, Bi, Zn, Be, Sc, Sr, Ba) достигает 32 (опасное) и 34 (весьма опасное). Большей частью аномалии связаны с поселками и хозяйственными объектами, приближенными к ним [52]. На западе листа, где мощность рыхлых отложений минимальная, выделены аномалии тяжелых металлов (16 ПДК и более), обусловленные геохимической специализацией коренных пород и известными месторождениями.

Техногенные объекты комплексного воздействия, нарушающие и загрязняющие среду, многочисленны и разнообразны. К ним отнесены терриконы и отвалы шахт, карьеры, участки отработанных россыпей, гидроэлектростанции, теплоэлектроцентрали, свалки бытового и промышленного мусора, животноводческие комплексы, очистные сооружения, места захоронения радиоактивных отходов и пути миграции радиоактивных веществ. Наиболее опасно техногенное радиоактивное загрязнение, основной источник которого – ПО «Маяк». В процессе производственной деятельности химкомбината происходит удаление в атмосферу технологических вентиляционных выбросов, загрязненных радионуклидами и химическими веществами (серная кислота, хлорводород и др.), а также сброс жидких радиоактивных отходов, технологических и хозяйственно-бытовых вод (загрязненных альфа- и бета-нуклидами), образование твердых отходов всех уровней активности. Жидкие компоненты, на четверть состоящие из долгоживущих изотопов цезия и стронция, в 1949 и 1950-х гг. сбрасывались в р. Теча; донные осадки – источник вторичного загрязнения ее вод. Концентрация цезия-137 в речных илах у пос. Муслюмово и на границе с Курганской областью достигает 500 нКи/кг. Содержание радионуклидов в воде р. Теча: стронций-90 – $(4{,}2–0{,}3)\times10^{-10}$ Ки/л, цезий-137 – $(4–2)\times10^{-11}$ Ки/л. Загрязнение цезием-137 ее поймы (от областной границы до г. Далматово) составляет 1,96–26,91 Ки/км^2. На территории санитарно-защитной зоны ПО «Маяк» расположено множество хранилищ твердых и жидких радиоактивных отходов общей активностью 2,3 млрд Ки, а также приемников металлического плутония и урана. На эколого-геологической схеме этой территории (восточнее г. Кыштым) отвечает радиоактивная аномалия средней интенсивностью 80 мкР/ч (до 3000 мкР/ч в эпицентре). После аварий на указанном выше комбинате (1957 и 1964 гг.) в 1966 г. был организован Восточно-Уральский государственный заповедник (ВУГЗ) площадью 16 616 га (№ 1 на схеме размещения техногенных объектов и заказников). По «Критериям оценки экологической обстановки территорий для выявления зон чрезвычайной экологической ситуации и зон экологического бедствия» в ВУГЗ по радиоактивному загрязнению стронцием-90 на 5% территории ситуация сейчас удовлетворительная, на 10% – чрезвычайная, 85% его площади – зона экологического бедствия. По остальным критериям состояние природной среды оценено как удовлетворительное [14]. Радиоактивное загрязнение атмосферного воздуха в пределах листа выше среднего по Уральскому региону и обусловлено в основном ветровым перераспределением радиоактивной пыли в летний период. Среднемесячная плотность выпадений цезия-137 в 14,5 раза выше средней по Уралу («165 лет гидрометслужбе России», 1998 г.).

К техногенным объектам интенсивного нарушения природных ландшафтов относятся зоны промышленных городов (Касли, Кыштым, Карабаш, Курган, Челябинск и др.). Отходы действующих в них предприятий и хозяйственно-бытовые отходы привели к образованию техногенных аномалий металлов (в почвах, воде, атмосфере) и органических соединений (в воде). Так, вокруг города Карабаш, в котором расположены предприятия цветной металлургии и химической промышленности, уровень загрязнения почв

превышает допустимый в 150 раз; формула геохимической аномалии (Zc), откартированной по снеговому покрову: Cd64+Pb38+Cu32+Zn24+Hg18; кроме того, в атмосферу заводами выбрасывается более 70 тыс. т пылевидных отходов. Основной же ее загрязнитель – сернистый газ и продукты его взаимодействия. В донных отложениях окрестных водоемов содержание халькофильных элементов в сотни раз превышает ПДК. В черте города и в его окрестностях накопились терриконы пустых пород, шлаковые отвалы, шламо- и хвостохранилища, хвосты обогащения медных руд. Содержание высокотоксичных элементов в отвалах достигает (%): Zn – 2,1; Cu – 0,3; As – 0,06; Pb – 0,08. В результате окисления пирита происходит вынос в почвы и подземные воды тяжелых элементов. В кислых шахтных водах (с pH = 2,6) содержание вредных компонентов достигает (мг/дм^3): сульфатов – 3719–4148; железа – 637–681; меди – 75,7–88,9; цинка – 108–141 [75].

Ежегодно в атмосферу городов выбрасываются тысячи тонн загрязняющих веществ (бензпирена, хрома шестивалентного, ртути металлической, оксида ванадия, соединений свинца и др.), в том числе (суммарно, тыс. т.): Касли – 1,6; Кыштым – 4,03; Карабаш – 98,177; Челябинск – 1123,149; Карталы – 7,954; Троицк – 146,98; Курган – 15,3; Миасс – 9,815. Доля вредных выбросов автотранспорта в атмосферу увеличивается с каждым годом и составляет 20–45 % от общего объема загрязнения воздуха. Сверхнормативному воздействию отходящих газов предприятий и автотранспорта подвержено от 2 до 30 % населения городов (без учета г. Карабаш). В результате загрязнения воздуха ослабевает иммунная система человека, повышается риск заболеваний органов дыхания (до хронических бронхитов), у детей чаще фиксируются новообразования, врожденные пороки и аномалии. Техногенные объекты (промышленные предприятия и основные эксплуатируемые месторождения полезных ископаемых) вместе с наиболее крупными природными заказниками и заповедниками вынесены на отдельную схему. Следует отметить, что очень часто заказники располагаются в зонах влияния загрязняющих факторов от заводов, фабрик, крупных свалок и т. п. Отсутствие буферной зоны приводит к частичной деградации природной среды заказников.

Экологическая ситуация территории листа N-41, учитывающая интенсивность и масштаб экзодинамических процессов, степень геохимического и радиоактивного загрязнения почвы, поверхностных и подземных вод, другие техногенные воздействия на геологическую среду, оценивается в целом как благоприятная (~77 % площади). Сюда относятся районы преимущественно сельскохозяйственной специализации: значительное пространство Курганской области и часть Челябинской области южнее г. Южноуральск. Север последней – бассейны рек Теча, Миасс, Тобол (у г. Курган) и зона влияния г. Троицк – получил удовлетворительную оценку экологической обстановки. Там более интенсивно проявлены неблагоприятные экзогенные геологические процессы и техногенное воздействие. Напряженная экологическая ситуация сложилась в ряде районов северо-западной части листа. Здесь расположено большинство объектов горнодобывающего комплекса, фиксируются интенсивные природные аномалии тяжелых металлов, техногенные аномалии в почвах, снеговом покрове, воде, воздухе,

повышенный радиационный фон и техногенные радиоактивные аномалии (ВУРС). Критическая обстановка отмечается в крупных промышленных агломерациях: Челябинске и Кургане. В этих городах опасно пить воду из-под крана и купаться в открытых водоемах, а периодические грязные выбросы в атмосферу вызывают аллергическую реакцию. Два участка находятся в катастрофической ситуации – санитарная зона ПО «Маяк», где уровень радиации не позволяет находиться без специальных условий и средств защиты, а также р. Теча, в воде и донных осадках которой содержатся техногенные радионуклиды; вторым участком является территория г. Карабаш, названного «черной дырой планеты».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При создании третьего поколения Государственной геологической карты РФ масштаба 1 : 1 000 000 листа N-41 – Челябинск получен большой фактический материал, корректирующий состав и время формирования стратифицированных и интрузивных образований (в том числе для ряда таксонов, уточнение возраста которых не входило в состав поставленных задач), в частности:

– возраст московской толщи, ранее датировавшейся ордовиком, определен как раннекаменноугольный (U-Pb метод по цирконам из галек гранитов в конгломератах этого подразделения);

– возраст саргазинской толщи принят ранне-среднеордовикским на основании K-Ar датировок даек диоритов (438 ± 25–480 ± 15 млн лет), прорывающих базальты толщи; для уточнения времени ее формирования необходимо продолжить палеофаунистические исследования, а изотопно-геохронологические определения выполнить современными методами;

– время накопления рымникской свиты оставлено раннеордовикским на основании того, что определенный U-Pb методом возраст цирконов (515,67–589,77 млн лет) не дает оснований для его пересмотра (учитывая, что толща в разрезах залегает выше чулаксайской свиты, датированной ранним кембрием); окончательное решение названной задачи требует дополнительных исследований;

– возраст чулаксайской свиты, ранее датировавшейся различно (от позднего протерозоя до ордовика), в результате находок органических остатков определен ранним кембрием (в объеме томмотского–ботомского ярусов);

– возраст гнейсов кусаканской свиты U-Pb методом по цирконам датирован ранним рифеем;

– возраст мариинovской свиты определен (U-Pb метод по цирконам) раннепротерозойским;

– время образования куяшской толщи (по цирконам из плагиоклаз-биотит-амфиболовых кристаллосланцев U-Pb методом) определено среднерифейским;

– возраст аллакинской толщи изменен на раннепротерозойский по U-Pb датировкам цирконов из гнейсов;

– возраст ащисуйской толщи на основании многочисленных определений фаунистических остатков ограничивается интервалом от раннего фамена по визе;

– время накопления октябрьской толщи на основании полученных палеонтологических данных определяется ранним–средним девоном (от–по живет);

– силурийский возраст катенинской толщи подтвержден многочисленными находками граптолитов;

– в состав биксизакской толщи верхнего ордовика–нижнего силура включены углистые алевролиты и углисто-кремнистые сланцы, ранее относившиеся (в районе с. Архангельское) к еманжелинской толще девона; в углеродсодержащих породах здесь обнаружены лландоверийские граптолиты;

– к катенинской толще отнесены мраморы и мраморизованные известняки в районе с. Елизаветпольское, ранее датировавшиеся по-разному (от докембрия до раннего карбона); в них найдены криноидеи раннесилурийского облика;

– возраст кулуевской толщи уточнен на основании находок растительных остатков в кремнистых алевролитах верхней части ее разреза – от позднего эмса по живет (ранее верхний возрастной рубеж ограничивался эйфелем);

– к западу от г. Троицк и восточнее г. Карталы по определениям водорослевых комплексов впервые выделена ракитненская толща верхнего венда; однако уже после завершения данных работ в карбонатных образованиях, отнесенных к этому стратону, А. Г. Иванушкиным найдены органические остатки, датированные им ранним девоном (пункты находок не привязаны к разрезу), поэтому не исключено, что часть карбонатного разреза имеет палеозойский возраст; требуются дополнительные стратиграфо-палеонтологические исследования;

– возраст катенинского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса, до этого относившегося к среднему ордовику, определен Sm-Nd методом как раннекаменноугольный;

– время становления вознесенского габбро-диорит-плагиогранитового комплекса, ранее датировавшегося средним ордовиком, U-Pb методом по цирконам определено раннекаменноугольным;

– возраст астафьевского диорит-гранодиорит-гранитового комплекса, относившегося к раннему силуру, на основании U-Pb датирования (по цирконам) принят позднедевонским;

– возраст мариинovского диорит-плагиогранитового комплекса U-Pb методом по цирконам определен позднедевонским–раннекаменноугольным (ранее датировался средним ордовиком); к этому же комплексу отнесены однотипные образования, до этого выделявшиеся в самостоятельный смолинский комплекс;

– на основании U-Pb датирования по цирконам (из кварцевых диоритов в районе р. Бирсуат) выделен новый бирсуатский диоритовый комплекс позднеордовикского возраста.

Границы многих картируемых подразделений, структурно-формационных зон, минерагенических объектов уточнены на основе комплексного анализа геологических, геофизических, геохимических и дистанционных данных. При этом по-прежнему является проблемой характер сочленения Тагильской и Магнитогорской мегазон и, соответственно, отнесение ряда картируемых таксонов к тому или иному элементу районирования.

Остается дискуссионным и вопрос о возрасте отдельных мафит-ультрамафитовых массивов (комплексов) Южного Урала, которые из-за отсутствия надежных данных отнесены к среднему ордовику. Наличие в обломочном материале терригенных образований рымникской (O_1) и маячной (O_2) свит хризопраза, талька, серпентина, хромшпинелидов может являться косвенным свидетельством денудации доордовикских ультраосновных пород. Задача определения возраста ультрамафитов сложна, но решать ее рано или поздно необходимо.

Получены данные о возможном наличии полного разреза отложений, относящихся к «позднебайкальской» (кадомской) стадии тектогенеза – стратоны, отвечающие возрастному интервалу от немакит-далдынского горизонта венда по тойонский ярус раннего кембрия, установлены западнее г. Троицк (лист N-41-XIV). Здесь необходимы детальные палеонтолого-стратиграфические исследования имеющихся естественных геологических разрезов.

Проведена оценка и переоценка прогнозных ресурсов приоритетных видов сырья для ряда локальных минерагенических таксонов. Рекомендации по постановке поисковых работ оформлены в виде паспортов учета перспективных объектов.

Общей задачей регионального геологического изучения территории в настоящее время является составление Государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000, прежде всего трапеций N-41-II и -XIII, где имеются перспективы прироста ресурсов золота, свинца, цинка, вольфрама и молибдена, а также наименее изученного листа N-41-XIV (все – в пределах Южноуральской серии листов Госгеолкарты-200).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Белковский А. И., Белковская Я. А.* Биотиты и вермикулиты Уфалейского метаморфического блока (Средний Урал). – Миасс: ИМ УрО РАН, 2006. 202 с.

2. *Берлянд Н. Г.* Глубинное строение литосферы Урала. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.

3. *Варлаков А. С., Кузнецов Г. П., Кораблев Г. Г., Муркин В. П.* Гипербазиты вишневогорско-ильменогорского комплекса (Южный Урал). – Миасс: ИМ УрО РАН, 1998. 195 с.

4. *Гауэр К. Е.* Уйско-Санарский выступ верхнего докембрия на восточном склоне Южного Урала // Стратиграфия и литология нижнего палеозоя и докембрия. Тр. Института геологии и геохимии УФ АН СССР, вып. 89. – Свердловск, 1970. С. 20–31.

5. Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс). – Тверь, 2001. 285 с.

6. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Зауральская. Лист N-41-XV / З. А. Андреева, ред. Е. П. Щулькин. – Свердловск, 1985. 159 с.

7. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 200 000. Серия Зауральская. Листы N-41-IV, V, X, XI / А. М. Пумпянский, Г. Ф. Селиверстов и др., ред. В. С. Шуб. – Екатеринбург, 1998. 189 с.

8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист N-40 (41) – Уфа / Отв. ред. В. И. Козлов. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2002. 356 с.

9. *Грабежев А. И., Чащухина В. А., Вигорова В. Г.* Геохимические критерии редкометалльной рудоносности гранитов. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. 120 с.

10. *Грабежев А. И., Белгородский Е. А.* Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). – Екатеринбург: Наука, 1992. С. 199.

11. *Иванова Р. М.* Граница нижнего и верхнего визе по фораминиферам в карбонатных фациях Тюменско-Кустанайского прогиба // Ежегодник-2004. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 21–24.

12. *Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: минералогия, петрология, генезис. – Екатеринбург: Урал. ун-т, 1997. 488 с.

13. Информационный бюллетень о состоянии окружающей среды Челябинской области в 2004 г. – Челябинск, 2005. 85 с.

14. Комплексный доклад о состоянии окружающей природной среды Челябинской области в 2001 г. – Челябинск: Площадь эволюции, 2002. 175 с.

15. *Краснобаев А. А., Чередниченко Н. В.* Цирконовая геохронология метаморфических пород мариинovского комплекса (Южный Урал) // ДАН, 2005, т. 404, № 4. С. 532–536.

16. *Лобковский Л. И., Никишин А. М., Хаин В. Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. – М.: Научный мир, 2004. 610 с.

17. *Лобова Е. В., Смирнов В. Н.* U-Pb датировка (SHRIMP-II) трондьемитов аверинского тоналит-трондьемитового комплекса (восточная зона Среднего Урала) // Ежегодник-2009. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010 (в печати).

18. *Лященко Н. Г.* Некоторые элементы строения ураноносных ЗПР // Разведка и охрана недр, 2007, № 1. С. 28–30.

19. *Максаева Г. Я., Коровина Т. А.* Карта месторождений минеральных строительных материалов Курганской области масштаба 1 : 500 000. – Свердловск, 1972. 196 с.

20. *Мамаев Н. Ф.* Геологическое строение и история развития восточного склона Урала // Тр. Института геологии УФ АН СССР, вып. 73. – Свердловск, 1965. 170 с.

21. *Мамаев Н. Ф.* Докембрий, венд и кембрий Урала // Стратиграфия и литология нижнего палеозоя и докембрия Урала. Тр. Института геологии и геохимии УФ АН СССР, вып. 89. – Свердловск, 1970. С. 3–19.

22. *Петров Г. А., Маслов А. В.* К проблеме реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования неопротерозойских комплексов на Урале // Ежегодник-2005. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 101–107.

23. *Пумпянский А. М., Горбачев Ю. Н., Тараканов Ф. Ф.* Геологическое строение и металлогения Улугушского блокового поднятия Зауральского мегантиклинория // Уральский геологический журнал, 2003, № 3 (33). С. 45–72.

24. *Рапопорт М. С.* Геологическое строение и развитие Южного Урала (в пределах Челябинской области) // Уральский геологический журнал, 2006, № 3 (51). С. 3–20.

25. *Рыкус М. В., Кузнецов Н. С., Сначев В. И. и др.* Геодинамика и металлогения Восточно-Уральской мегазоны Южного Урала // Научно-технический журнал «Нефтегазовое дело», 2006, т. 4, № 1. С. 11–26.

26. *Савельев Д. Е., Сначев А. В., Пучков В. Н., Сначев В. И.* Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник, 2006, № 5. С. 86–104.

27. *Савельев Д. Е., Сначев В. И., Савельева Е. Н., Бажин Е. А.* Геология, петрохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. – Уфа, 2007. 320 с.

28. *Савельева К. П.* Рудоносные коры выветривания Урала // Геология и минерагения подвижных поясов. – Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 1997. С. 210–225.

29. *Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А.* Месторождения золота Урала. Изд. 2-е, испр. и доп. – Екатеринбург: УГГГА, 2001. 622 с.

30. *Самаркин Г. И., Самаркина Е. Я., Пумпянский А. М.* Геологические, петрохимические и геохимические особенности железоносных вулканических серий северной части Валерьяновского пояса (Урал) // Уральский геологический журнал, 2003, № 4 (16). С. 85–122.

31. *Сначев А. В., Пучков В. Н., Савельев Д. Е., Сначев В. И.* Геология Арамильско-Сухтелинской зоны Урала. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. 176 с.

32. *Стефановский В. В.* Плиоцен и квартер восточного склона Урала и Зауралья. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. 223 с.

33. *Тевелев А. В., Кошелева И. А., Попов В. С. и др.* Палеозоиды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лаборатории геологии складчатых поясов, вып. 4 / Ред. А. М. Никишина. – М.: МГУ, 2006. 300 с.

34. *Тевелев А. В., Кошелева И. А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). – М.: МГУ, 2002. 123 с.

35. *Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.* Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). – М.: Наука, 1975. 287 с.

36. *Ферштатер Г. Б.* Петрология интрузивных ассоциаций. – М.: Наука, 1987. 232 с.

37. *Ферштатер Г. Б., Краснобаев А. А., Беа Ф. и др.* Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сб. науч. тр. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 89–120.

38. Формирование земной коры Урала / С. Н. Иванов, В. Н. Пучков, К. С. Иванов и др. – М.: Наука, 1986. 286 с.

39. *Шардакова Г. Ю., Шагалов Ю. С., Ронкин Ю. А. и др.* Новые данные о возрасте гранитоидов Нижнеуфалейского массива // Ежегодник-2004. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 308–310.

Фондовая

40. *Бабкин В. В.* Систематизация и обобщение геологической информации по стратиграфии палеозойских образований Южного Урала в пределах Челябинской области. – Челябинск, 1995. 1055 с.

41. *Белоносов А. Ю.* Обоснование перспектив нефтегазоносности доюрского фундамента в восточной части Курганской области с целью ориентировки геолого-поисковых работ. – Новосибирск: ЗСФ ИГН ГСО РАН, 2003. 181 с.

42. *Беляков С. А., Щулькин Е. П. и др.* Геологическая съемка масштаба 1 : 200 000 и глубинное геологическое картирование Октябрьской площади, лист N-41-XV (отчет Октябрьского ГСО за 1975–1979 гг.). – Челябинск, 1979. 1398 с.

43. *Берзон Р. О., Риндзюнская Н. М.* Объяснительная записка к прогнозной карте по россыпному золоту и золотоносным корам выветривания на морфоструктурной основе масштаба 1 : 500 000 по теме «Составление карты прогноза на золото масштаба 1 : 500 000 на структурно-формационной основе с целью выделения объектов, перспективных для отработки с применением новейших геотехнологий по Челябинской области». – М.: ЦНИГРИ, 1998. 206 с.

44. *Бирючев С. И., Бирючева В. Я.* Отчет о поисковых работах, выполненных в пределах Глубоченской полосы Курганской железорудной зоны в 1977–1979 гг. – Курган, 1979. 260 с.

45. *Бирючев С. И., Бирючева В. Я.* Отчет о поисковых работах на железные руды, выполненных в пределах Курганской зоны в 1979–1980 гг. – Село Лесниково, 1980. 142 с.

46. *Бирючев С. И., Бирючева В. Я., Куликова А. А.* Отчет о поисково-оценочных и поисковых работах на железные руды в пределах Юргамышского рудного района в Курганской области за 1980–1985 гг. – Курган, 1985. 235 с.

47. *Борисов В. Б.* Отчет о результатах работ по объекту «Инженерно-геологическая с гидрогеологическим доизучением съемка масштаба 1 : 200 000. Листы N-41-II, VIII». – Челябинск, 2001. 480 с.

48. *Борисов В. Б.* Информационный отчет о результатах работ по объекту «Инженерно-геологическая с гидрогеологическим доизучением съемка масштаба 1 : 200 000. Лист N-41-VII». – Челябинск, 2001. 215 с.

49. *Брок В. Т., Бунин М. В.* Гидрогеологическая карта масштаба 1 : 500 000 листа N-41-A (Челябинск). Объяснительная записка. – Свердловск, 1961. 405 с.

50. *Воронов С. Г., Кислицина Т. А.* Отчет по гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000. Лист N-41-XIII (Пласт). – Челябинск, 1971. 354 с.

51. *Воронов С. Г.* Отчет по теме «Оценка обеспеченности населения Челябинской области ресурсами подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения» (второй этап). – Копейск, 2000. 198 с.

52. *Глазырина Н. С.* Отчет по теме «Составление геолого-экономической карты масштаба 1 : 500 000 (Свердловская и Курганская области)». – Екатеринбург, 1998. 109 с.

53. *Горбачев Ю. Н., Пумпянский А. М., Карманова М. В., Зыков Ю. Н.* Отчет Курганской партии о результатах групповой съемки масштаба 1 : 200 000 на площади листов O-41-XXXIV, N-41-IV, V, IX, X, XI, XII, XVI (сев. пол.) за 1976–1982 гг. – Свердловск, 1982. 740 с.

54. *Горбачев Ю. Н., Пумпянский А. М.* Информационный отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 Бродоколмакской площади листов O-41-XXXIII (Среднеуральская серия) и N-41-III (Зауральская серия). – Екатеринбург, 2002. 250 с.

55. Данные о загрязнении подземных вод на территории Челябинской области за 2008 г. – Челябинск, 2009. 48 с.

56. *Драгун А. Ф., Бобоедова А. А., Полетаев А. М. и др.* Краткая информация. Отчет о результатах геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000. Геологическое строение и гидрогеологические условия листов N-41-XVIII, N-42-VII, XIII, XIV. Результаты работ за 1976–1981 гг. – Кустанай, 1982. 37 с.

57. *Дугнистая Л. Н. и др.* Геологическое строение листа N-41-XXI. Отчет о результатах геологической съемки в масштабе 1 : 200 000 (Федоровская ПСП, 1958–1960 гг.). – Кустанай, 1960. 247 с.

58. *Дякин В. А.* Геологический отчет по теме «Обновление кадастра и карты торфяных месторождений Курганской области». – Екатеринбург, 2004. 144 с.

59. *Еремеев С. П. и др.* Прогнозно-геологические работы масштаба 1 : 200 000 с рекогносцировочными поисками месторождений урана палеодолинного типа на Варгашинско-Петуховской площади Зауралья (объект Центральной Уральской партии № 75 за 2000–2004 гг.). – Екатеринбург, 2004. 353 с.

60. *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. – М.–Екатеринбург, 2007.

61. *Жученко А. Г., Закожурников В. П., Стихин Ю. К.* Геоиндикационная карта Урала масштаба 1 : 200 000 листов O-41-XXVIII–XXXIV, N-41-IV, V, IX, X, XI по данным аэрофотосъемки. – Свердловск, 1977. 210 с.

62. *Закожурников В. П., Зыков Ю. Н., Пумпянский А. М.* Отчет Восточно-Курганской партии о результатах групповой геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 на площади листов N-41-VI, N-42-I, II, VII, VIII и мелкомасштабного глубинного геологического картирования доюрского фундамента на вышеуказанной площади с добавлением листа N-41-XII. – Свердловск, 1987. 256 с.

63. *Иванищев А. В., Сазонов В. Н., Савельева К. П. и др.* Отчет по теме «Систематизация и разбраковка золоторудных месторождений Свердловской и Челябинской областей, отрабатывавшихся в прошлые годы, с целью оценки их перспектив и выделения объектов для вовлечения в промышленную отработку». – Екатеринбург–Челябинск, 2005. 494 с.

64. *Илларионов В. Д. и др.* Систематизация данных об естественной радиоактивности Челябинской области (отчет о результатах НИР за 1991–1993 гг.). – Екатеринбург, 1993. 200 с. Фонды ОК экологии и природопользования.

65. *Кальсин Г. В.* Информационный отчет по объекту «Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр Российской Федерации и ее континентального шельфа (прогнозно-поисковые и поисково-оценочные работы на золото на площади листа N-41-XXXI (Брединская площадь)». – Челябинск, 2002. 240 с.

66. *Кислицина Т. А.* Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000, лист N-41-I (Кыштым). Отчет о результатах работ Кыштымского отряда за 1972–1975 гг. – Челябинск, 1975. 238 с.

67. *Ковальчук А. И., Бортников И. В.* Отчет о составлении гидрогеологической карты Среднего и Южного Зауралья масштаба 1 : 500 000 (работы лаборатории региональной гидрогеологии Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР за 1981–1985 гг.). – Свердловск, 1985.

68. *Контарь Е. С., Сурин Т. Н., Савельева К. П., Хрыпов В. Н., Михайлов И. Г.* 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 (медь, цинк, свинец)». Уральский Федеральный округ. – Екатеринбург, 2002. 89 с.

69. *Кузнецов Г. П., Савельев В. П.* Отчет по теме «Магматические породы мезо-кайнозойской активизации как возможные коренные источники алмазов на Южном Урале». – Челябинск, 2002. 264 с.

70. *Кузнецов Н. С. и др.* Отчет о геологической съемке и геологическом доизучении масштаба 1 : 200 000 листа N-41-VIII (новая серия). Челябинская площадь. – Челябинск, 1999. 600 с.

71. *Кузнецов Н. С. и др.* Отчет по объекту «Геологическая съемка, ГДП-200 листа N-41-I (Кыштымская площадь)». – Челябинск, 2009.

72. *Кузнецов Н. С., Савельев В. П.* Информационный отчет по объекту «Геологическая съемка, геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа N-41-II (новая серия). Кунашакская площадь». – Челябинск, 2002. 574 с.

73. *Левин В. Я., Савельева К. П. и др.* 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, 1993. 150 с.

74. *Левит А. И.* Отчет о результатах геологического доизучения Кабанской площади (вост. пол. тр. N-41-50-Г и тр. N-41-51-В) в масштабе 1 : 50 000, проведенного в Увельском и Троицком районах Челябинской области в 1974–1977 гг. – Челябинск, 1977. 916 с.

75. *Левит А. И., Левит Н. В., Малаева Л. А.* Районирование в масштабе 1 : 500 000 территории Челябинской области по устойчивости природной среды к антропогенным нагрузкам. (Чел. ГУ, спец. центр «Аркаим»). – Челябинск, 1994. 170 с.

76. *Лемеш Н. К.* Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 500 000. Листы N-40-Г (вост. пол.) и N-41-В (зап. пол.). Отчет Челябинской гидрогеологической партии № 12 по результатам гидрогеологической съемки за 1955–1957 гг. – Свердловск, 1960. 758 с.

77. *Лисов А. С., Алексеева Г. А.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Листы N-41-XX, N-41-XXVI с клапаном N-41-XXVII, N-41-XXXI с клапаном N-41-XXXII. Объяснительная записка. – СПб., 2008.

78. *Мергенев Н. Н.* Информационный бюллетень о состоянии геологической среды на территории Курганской области за 2008 г., вып. 10. – Село Лесниково, 2009. 129 с.

79. *Мергенев Н. Н.* Государственный мониторинг геологической среды. Учет подземных вод и их использование за 2008 г. на территории Курганской области. – Село Лесниково, 2009. 103 с.

80. *Мишунин В. К.* Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, лист N-41-XXV (Карталы). – Челябинск, 1966. 178 с.

81. *Мишунин В. К.* Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, лист N-41-XIX (Чесма). – Челябинск, 1970. 219 с.

82. *Мишунин В. К.* Гидрогеологическая и инженерно-геологическая карты СССР масштаба 1 : 200 000, лист N-41-III (Бродоколмак). Отчет о результатах работ Бродоколмакского отряда за 1975–1977 гг. – Челябинск, 1977. 264 с.

83. *Моисеев А. В., Белгородский Е. А. и др.* Информационный отчет о результатах работ по объекту «Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа N-41-XIII (новая серия). Пластовская площадь». – Челябинск, 2002. 565 с.

84. *Наумкина А. И., Дольников В. Е., Сергиенко Г. Д.* Объяснительная записка к карте гидрогеологического районирования Челябинской области масштаба 1 : 500 000 (тема «Сбор и обобщение гидрогеологических материалов по Челябинской области»). – Челябинск, 1962. 312 с.

85. *Округин А. В.* Геологический отчет о детальных поисках группы № 3 озерных месторождений сапропеля Челябинской области. – Екатеринбург, 1992. 1560 с.

86. *Петров В. И. и др.* Отчет о результатах работ по объекту «Геологическая съемка, геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа N-41-VII (новая серия). Миасская площадь». – Челябинск, 2004. 709 с.

87. *Петров Г. К.* Отчет о результатах работ по теме «Составление прогнозно-металлогенической карты Челябинской области на магнетитовые руды масштаба 1 : 200 000 в пределах Уральской эвгеосинклинальной зоны с геолого-экономическим анализом выделенных перспективных участков и аномалий». – Челябинск, 1984. 788 с.

88. *Пискунов Ф. А. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, планшеты N-41-63-A, N-41-63-B. Отчет Санарского геологосъемочного отряда о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в Троицком районе Челябинской области в 1966–1970 гг. – Челябинск, 1970. 432 л.

89. *Попова Т. А.* Отчет по теме «Подготовка дистанционной, геохимической и геофизической основ для создания Госгеолкарты-1000/3 листа N-41». – Челябинск, 2002. 81 с.

90. *Рапопорт М. С.* Отчет по теме «Составление прогнозно-металлогенической карты Урала и Северного Казахстана на железные руды масштаба 1 : 500 000 на структурно-формационной основе за 1986–1988 гг.». – Свердловск, 1988. 305 с.

91. *Савельева К. П., Хрыпов В. Н., Михайлов И. Г.* Отчет о выполнении договорной работы по теме «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы.» Рудное золото. Уральский Федеральный округ, Челябинская область. – Екатеринбург, 2002. 89 с.

92. *Савинков В. И., Иванищев А. И., Кузнецов Г. П., Рапп Э. М., Шитов В. Н.* Отчет по теме «Оценка прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых на территории Челябинской области (по состоянию на 1.01.1998 г.)». – Челябинск, 1998. 806 с.

93. *Селезнев В. С., Бочарников А. В., Козлов А. Е.* Отчет о групповой гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000 листов O-41-XXXIV, N-41-IV, V, IX, X, XI, XII, XVI (сев. пол.). Работы Каменск-Уральской гидрогеологической партии за 1976–1985 гг. – Свердловск, 1985. 450 с.

94. *Серов Г. С., Пономаренко А. Т.* Справочник по месторождениям неметаллических полезных ископаемых и минеральных строительных материалов Челябинской области (по состоянию на 1.01.1965 г.). – Челябинск, 1967. 610 с.

95. *Суслов Ю. Я.* Отчет о поисках бентонитовых глин, проведенных в Юргамышском и Кетовском районах Курганской области в 1970 г. – Свердловск, 1971. 164 с.

96. *Сухов А. М., Палкин О. И.* Геологическое строение и гидрогеологические условия листа N-41-XVII (отчет о результатах комплексной геолого-гидрогеологической съемки масштаба 1 : 200 000 за 1972–1975 гг.). – Пос. Затобольский, 1976. 300 с.

97. *Тевелев А. В., Кошелева И. А., Буштейн Е. Ф. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000, серия Южно-Уральская, лист N-41-XIX. Объяснительная записка / Ред. Г. П. Кузнецов. – М.: МГУ, 2001. 152 с.

98. *Тевелев А. В. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые территории листа N-41-XXV (Карталы). Отчет по объекту «Геологическая съемка и геологическое доизучение

масштаба 1 : 200 000 территории листа N-41-XXV (Карталы), подготовка к изданию геологической карты листа» за 2000–2003 гг. – М.: МГУ, 2004. 882 с.

99. *Уланова Н. И.* Отчет о результатах работ по объекту «Мониторинг опасных экзогенных, эндогенных процессов и загрязнения окружающей среды за 1999 г.». – Челябинск, 2000. 144 с.

100. *Фещенко Н. Д.* Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, лист N-41-VII. – Челябинск, 1962. 517 с.

101. *Фещенко Н. Д.* Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, лист N-41-VIII. – Челябинск, 1965. 414 с.

102. *Фещенко Н. Д., Фещенко Е. Л., Руднев В. И.* Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, лист N-41-XIV (Троицк). – Челябинск, 1972. 169 с.

103. *Фещенко Н. Д., Мишунин В. К.* Гидрогеологическая и инженерно-геологическая карты СССР масштаба 1 : 200 000, лист N-41-XV (Октябрьское). Отчет о результатах работ Октябрьского отряда за 1977–1980 гг. – Челябинск, 1980. 300 с.

104. *Цепелевич Т. Ю.* Отчет по государственному учету подземных вод и их использованию за 2008 г. по Челябинской области. – Челябинск, 2009. 130 с.

105. *Шагин И. П., Кислицина Т. А., Воронов С. Г.* Отчет о гидрогеологической съемке масштаба 1 : 200 000, лист N-41-XXXI (Бреды). – Челябинск, 1968. 455 с.

106. *Ширяева А. В.* Информационный отчет «Ведение государственного мониторинга экзогенных геологических процессов на территории Челябинской области за 2000–2002 гг.» – Челябинск, 2002. 74 с.

107. *Шитова Т. Т.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по теме «Обзор, обследование и ревизия торфяной сырьевой базы в северной половине Челябинской области». – Челябинск, 1999. 174 с.

108. *Щулькин Е. П. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, планшеты N-41-63-Г, N-41-64-В и N-41-64-Г (южная половина). Отчет Троицкого геологосъемочного отряда о результатах геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000, проведенных в Троицком районе Челябинской области и Карабалыкском районе Казахской ССР в 1961–1964 гг. – Челябинск, 1966. 859 с.

109. *Щулькин Е. П., Кузнецов Н. С.* Отчет Увельского ГСО о результатах геологической съемки масштаба 1 : 50 000 листа N-41-50-Б и геологического доизучения масштаба 1 : 50 000 листов N-41-51-А, N-41-62-Б, N-41-62-Г, N-41-63-А-а, в, N-41-74-Б-а, б, проведенных в 1980–1986 гг. в Чебаркульском, Еткульском, Увельском, Троицком районах и на территории г. Пласт Челябинской области. – Челябинск, 1986. 2473 с.

Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе N-41 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (доплиоценовые образования)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Нефть	
I-2-44	П	Проявление скв. 1294	72
I-2-49	П	Проявление скв. 377	72
II-2-12	П	Проявление скв. 2001	70
II-2-107	П	Проявление скв. К-2	70
		Газ горючий	
I-2-61	П	Проявление скв. 628, 1060, 1072	72
		Твёрдые горючие ископаемые	
		Уголь каменный	
IV-1-60	ММ	Бородиновское	97
V-1-31	ММ	Полтавское	98
VI-1-25	ММ	Брединское	65
I-3-14	П	Петровское	54
IV-1-19	П	Чесменское	97
IV-1-41	П	Редутовское	97
IV-1-76	П	Новотолстинское	97
V-1-8	П	Ольховское	98
V-1-80	П	Новогеоргиевское	98
VI-1-8	П	Камышлы	65
VI-1-15	П	Рамеевское	65
VI-1-31	П	Коряжинское	65
		Уголь бурый	
I-2-47	МС	Сугоякское	72
II-2-7	МС	Козыревское	70
II-2-40	МС	Копейское	70
II-2-52	ММ/Э	Камышинское	70
II-2-76	МС/Э	Коркинское	70
II-2-103	ММ	Еманжелинское	70

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-4	ММ	Кичигинское	70
IV-1-42	П	Без названия	97
IV-1-68	П	Астафьевское	97
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Черные металлы	
		Железо	
I-1-22	ММ	Маукское	71
I-1-33	ММ	Пахотное	71
I-1-36	ММ	Сергачское	71
I-1-43	ММ	Кызылташское	71
I-1-44	ММ	Бароновское	71
I-1-46	ММ	Булдымское	71
I-1-59	ММ	Старо-Азяшское	71
I-1-65	ММ	Теплогорское	71
I-1-85	ММ	Уфимское	71
I-2-4	ММ	Зырянкульское	72
I-2-9	ММ	Ново-Казакбаевское	72
I-2-10	ММ	Кульмяковское	72
I-2-30	МС/Э	Теченское	72
I-3-1	МК	Синаро-Теченское	54
II-1-81	ММ	Архангельское	86
II-1-106	ММ	Маскайское	86
II-1-115	ММ	Буровское	86
II-4-12	МК	Глубоченское	44
II-5-1	МК	Петровское	45
II-5-3	МС	Медвежьеозёрское	45
II-5-7	МС	Берёзовское	53
III-1-5	МС	Краснокаменское	83
VI-1-36	ММ	Поперечинское	65
I-5-3	П	Окуневское	54
I-5-8	П	Юргамышское	45
I-5-9	П	Бидинское	45
III-1-63	П	Вишневское	83
III-1-95	П	Гологорское	83
III-3-14	П	Шелоумовское	42
III-3-21	П	Шантаринское	42
III-4-1	П	Батовское	53

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-4-3	П	Чалкинское	53
IV-1-8	П	Архангельское	97
IV-1-39	П	Новотемирское	97
IV-2-1	П	Южно-Ключевское	77
V-1-57	П	Южно-Степное	98
V-1-59	П	Проявление скв. 70	98
V-2-1	П	Кулевчинское	77
V-2-2	П	Караталыаятское	77
V-2-3	П	Трикольское	77
III-2-50	ПМ	Троицкий	88
III-3-4	ПМ	Пункт минерализации 11	42
III-3-5	ПМ	Пункт минерализации 12	42
III-3-6	ПМ	Пункт минерализации 17	42
III-3-15	ПМ	Дубровинский	42
III-3-17	ПМ	Озёрный	42
VI-1-18	ПМ	Пункт минерализации 2	65
		Железо, хром	
I-1-125	П	Камышевское	71
I-2-43	П	Муртазинское	72
		Железо, титан	
I-1-17	П	Куртинское	71
I-2-12	П	Буринское	72
I-2-25	П	Каинкульское	72
		Марганец	
II-1-98	П	Чебаркульское	86
III-1-4	П	Коелгинское	83
III-1-79	П	Северо-Целинное	83
III-2-45	П	Проявление скв. 72	108
		Хром	
I-1-4	ММ	Северо-Аракульское	71
I-1-25	ММ	Каслинское	71
I-1-41	ММ	Кыштымское (26 квартал)	71
I-1-96	ММ	Лысогорское (Кыштымское, 306 квартал)	71
I-1-128	ММ	Августовское (Карымкин Лог)	71

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-131	ММ	Байрамгуловское	71
II-1-1	ММ/О	Тыелгинское	86
II-1-36	ММ	Тургоякское	86
II-1-79	ММ/О	Запиваловское	86
IV-1-78	ММ	Татищевское	97
V-1-40	ММ	Верблюжьегорское	98
V-1-64	ММ	Варшавское Восточное	98
I-2-34	П	Проявление обн. 3	72
III-1-16	П	Масловское	83
III-3-13	ПМ	Шелоумовский	42
IV-1-51	П	Висячий Камень	97
IV-1-70	П	Успенское-2	97
IV-1-71	П	Тогузакское	97
IV-1-75	П	Успенское (Новотолстинское)	97
V-1-2	П	Наталкинское	98
V-1-58	П	Владимир	98
V-1-75	П	Гогинское	98
VI-1-3	П	Гулинское-1	65
VI-1-16	П	Гулинское-14, 15	65
VI-1-34	П	Каменный Лог	65
		Титан	
I-1-31	П	Кузнечихинское	71
II-1-68	П	Медведевское	86
		Цветные металлы	
		Медь	
II-2-68	ММ	Биргильдинское	70
II-2-85	МК	Томинское II	70
III-1-12	МС	Зеленодольское	83
V-1-13	МК	Михеевское	98
V-1-23	ММ	Новониколаевское	98
I-1-78	П	Фоминское	71
I-2-15	П	Темрясовское	72
I-2-19	П	Тахталымское	72
I-2-20	П	Куяшское	72
I-2-39	П	Проявление обн. 76	72
I-2-41	П	Тептяргинское	72

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-3	П	Проявление 1	70
II-2-79	П	Южно-Биргильдинское	70
II-2-81	П	Западно-Биксизакское	70
II-2-93	П	Калиновское	70
III-1-92	П	Урманское	83
III-2-9	П	Проявление обн. У-4597	109
III-2-13	П	Кичигинское	109
III-2-21	П	Северо-Летягинское	109
III-2-28	П	Проявление скв. 44	74
III-2-43	П	Проявление обн. 6486	108
III-3-10	П	Красноярское	42
III-3-16	П	Подовинное	42
IV-1-1	П	Искровское	97
IV-2-4	П	Карамысовское	77
IV-2-5	П	Тарутинское	77
V-1-46	П	Новокатенинское	98
V-1-53	П	Южно-Степное	98
V-2-4	П	Александровское	77
V-2-8	П	Маслаковецкое	77
I-1-130	П	Чапаевский	71
III-1-94	ПМ	Белоключевский	83
III-2-32	ПМ	Сосновский	88
III-2-46	ПМ	Пункт минерализации скв. 76	108
VI-1-28	ПМ	Нагибинский	Авторы
		Медь, цинк	
I-1-20	ММ/Э	Маукское	71
I-1-32	ММ/О	Северо-Кузнечихинское	71
I-1-38	ММ/О	Южно-Кузнечихинское	71
I-1-90	ММ/О	Дзержинское	71
I-1-91	МС	Южное (Ворошиловское)	71
I-1-105	ММ/О	Северо-Первомайское	71
I-1-110	ММ/О	Первомайское	71
I-1-112	ММ/О	Сталинское	71
I-1-113	ММ	Сугурское	71
I-1-121	ММ/О	Пионерское	71
I-2-31	МС/Э	Султановское	72
I-2-57	ММ	Касаргинское	72

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-1-30	ММ	Троицкое	86
II-1-51	ММ	Восточно-Березовское	86
I-2-24	П	Бараковское	72
II-1-20	П	Байгазинское	86
II-1-40	П	Смоленское	86
III-1-33	П	Поляновское	83
III-1-45	П	Чернореченское	83
III-1-55	П	Никольское	83
III-1-72	П	Каменское	83
III-1-73	П	Кособродское	83
I-1-12	ПМ	Пункт минерализации ш. 4263	71
I-1-2	ПГХО	Восточно-Маукский	71
I-2-2	ПГХО	Кульмяковский	72
		Свинец	
I-1-81	ПМ	Аязгуловский (скв. 117)	71
I-2-14	ПМ	Биктимировский	72
I-2-23	ПГХО	Сарыкульмякский	72
I-1-58	ПГХО	Азяшский	71
I-1-82	ПГХО	Аязгуловский	71
I-2-3	ПГХО	Новоказакбаевский	72
I-2-21	ПГХО	Сарыкульмякский	72
		Свинец, цинк	
II-2-97	П	Депутатское	70
III-1-71	П	Покровское	83
III-1-81	П	Крестовоздвиженское	83
VI-1-7	П	Южно-Боровое	65
IV-1-10	ПМ	Томинский	97
		Цинк	
II-2-82	П	Биксизакское	70
III-2-26	П	Чернореченское	109
V-1-21	П	Ульяновское	98
I-2-17	ПМ	Халитовский	72
IV-1-64	ПМ	Надежда	97

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		Никель	
IV-1-26	ММ	Соляноложское	97
IV-1-40	ММ	Новотемирское	97
IV-1-44	ММ	Южнотемирское	97
VI-1-5	ММ	Гулинское	65
I-1-16	П	Каганское	71
I-1-67	П	Белозерское	71
I-1-86	П	Баикское	71
I-1-94	П	Беспаловское	71
I-2-38	П	Проявление скв. 1133	72
I-2-66	П	Касаргинское	72
II-1-5	П	Мидиакское	86
II-1-88	П	Южно-Пустоозерское I	86
II-1-92	П	Верх. Щапинское	86
II-2-6	П	Медиакское	70
III-1-13	П	Чампальское	83
III-1-42	П	Тюленбаевское	83
III-3-20	ПМ	Восточно- Берёзовский	42
IV-1-4	П	Степнинское	97
IV-1-17	П	Сухтелинское	97
IV-1-27	П	Поливановское	97
IV-1-46	П	Дружинское-4	97
IV-1-62	ПМ	Саламатовский	97
V-1-16	П	Проявление скв. 166	98
V-1-22	П	Проявление скв. 95, 96	98
V-1-42	П	Проявление скв. 137	98
VI-1-12	П	Берёзовское	65
VI-1-26	П	Каменнодольское	65
VI-1-33	П	Проявление 2	65
		Молибден	
I-1-77	П	Проявление скв. 103	71
II-1-49	П	Ильменогорское	86
II-1-66	П	Аргаяшское	86
II-2-26	П	Кременкульское	70
III-1-84	П	Участок Молибденовый	83

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
V-1-3	П	Кожубаевское	98
V-1-56	П	Варшавское-2	98
V-2-6	П	Владимирское	77
I-3-5	ПМ	Саламатовский	54
I-3-10	ПМ	Лобановский	54
II-4-10	ПМ	Альменевский	53
II-2-21	ПГХО	Кременкульский	70
		Вольфрам	
II-1-48	ММ	Биргильдинское	86
II-1-53	ММ	Аджитаровское	86
I-2-11	П	Биктимировское	72
II-1-16	П	Харлушевское	86
III-1-89	П	Казаковское	83
IV-1-12	ПМ	Без названия	97
V-1-7	П	Великопетровское	98
V-1-10	П	Великопетровское (гора Маячная)	98
V-1-52	П	Варшавское 1	98
I-2-6	ПМ	Пункт минерализации к. 1-11	72
I-2-1	ПГХО	Пороховско-Карабольский	72
		Олово	
VI-1-20	РМ	Башкироводольская	65
		Алюминий	
I-2-51	ММ	Сосновское	72
VI-1-10	ММ	Бессоновское	65
I-1-14	П	Вишневогорское	71
I-1-29	П	Потанинское	71
II-2-100	П	Проявление скв. 276	70
II-2-110	П	Лебедёвское	70
III-1-88	П	Комсомольское	83
III-3-18	П	Западно-Крутоярское	42
		Ртуть	
II-1-69	П	Лысовогорское	86
		Висмут	
V-1-4	П	Висмутовая Горка	98

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Редкие металлы и редкоземельные элементы			
Бериллий			
II-1-23	П	Харанжакское	86
III-1-2	П	Варламовское	83
III-1-24	П	Кочкарское	83
III-1-54	П	Светлинское	83
III-1-90	П	Благодатское	83
III-2-48	П	Бобровское	108
V-1-24	П	Пионерское	98
V-1-33	П	Юго-Западное	98
V-1-48	П	Проявление скв. 1802	98
V-1-54	П	Варшавское	98
Литий			
I-1-62	П	У оз. Глубострово	71
V-1-28	П	Лепидолитовая жила	98
Ниобий, тантал			
I-1-6	ММ	Вишневогорское	71
I-1-18	П	Западно-Еремин ское	71
I-1-115	П	Байдашевское	71
I-1-127	П	Теренкульское	71
II-1-3	П	Ишкульское	86
II-1-41	П	Черемшанское	86
III-1-85	П	Вар-Дунинское	83
I-1-40	ПМ	Сергачинский	71
I-1-10	ПГХО	Нижнеуфалейско-Тахтинский	71
Ниобий, титан			
II-1-14	ММ	Селянкинское	86
Цирконий			
I-1-15	РМ	Вишневогорская россыпь	71
Редкие земли			
I-1-5	П	Силачское	71
I-1-8	П	Спирихинское	71
III-1-86	П	Южно-Целинное	83
III-3-12	П	Северо-Подовинное	42

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-2-3	П	Бускульское	77
II-2-75	ПМ	Вознесенское I	70
		Благородные металлы	
		Золото	
I-1-106	ММ	Золотая Гора	71
I-1-133	ММ	Тыелгинское	71
II-1-7	ММ	Наилинское	86
II-1-10	ММ	Кулуевское	86
II-1-11	ММ	Лысая Гора, Михеев Лог	86
II-1-13	ММ	Им. XVIII партсъезда	86
II-1-17	ММ	Куянбайское	86
II-1-22	ММ/О	Майское, Куйсаринские жилы	86
II-1-26	ММ/О	Дубровское	86
II-1-28	МС	Непряхинское	86
II-1-38	ММ	Мельничное	86
II-1-45	МС	Мелентьевское	86
II-1-50	ММ/О	Васильевское	86
II-1-61	ММ/О	Ксениевские и Троицкие жилы	86
II-1-75	ММ	Весёлое	86
II-1-78	ММ	Игрицкие и Екатерининские жилы	86
II-1-87	ММ	Ходневское	86
II-1-103	ММ	Камбулатовское	86
II-1-104	ММ/О	Владимирские и Вакуновские жилы	86
II-1-105	ММ/О	Казанцевское	86
II-1-111	ММ/О	Жилы Спорная и Банная	86
II-1-113	ММ	Косотуровка II	86
II-1-114	ММ	Красная площадка	86
II-1-118	ММ	Жилы Яркеевские, Татарка	86
II-2-30	ММ	Шершнёвское	70
II-2-58	ММ	Южно-Челябинский прииск	70
II-2-64	МС	Романовский прииск	70
II-2-105	МС/Э	Березняковское	70
III-1-44	МК/Э	Кочкарское	83
III-1-49	МС	Ново-Троицкое	83
III-1-52	МК/Э	Светлинское	83
V-1-79	ММ/Э	Тамбовское (Гогинское)	98

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-1-27	ММ	Коряжное	65
VI-1-39	ММ	Синий Шихан	65
I-1-95	П	Смолинское	71
I-1-103	П	Губернское	71
I-1-104	П	Черноозёрское	71
I-1-109	П	Рождественское	71
I-1-122	П	Проявление скв. 149	71
I-2-60	П	Северо-Баландинское	72
I-2-69	П	Долгодеревенское	72
I-2-70	П	Проявление жилы № 8	72
II-1-8	П	Кургайдинское	86
II-1-70	П	Покровская жила	86
II-1-86	П	Чекановское	86
II-1-90	П	Афанасьевская жила	86
II-1-100	П	Гора Лиственная	86
II-1-119	П	Большаковская жила	86
II-2-2	П	Долгодеревенское (Южное)	70
II-2-56	П	Седовское	70
II-2-63	П	Ивановский прииск	70
II-2-74	П	Ново-Троицкое	70
II-2-84	П	Западно-Мичуринское	70
II-2-106	П	Северо-Таяндинское	70
III-1-3	П	Гора Тетечная	83
III-1-8	П	Кукушкинское	83
III-1-9	П	Никольское	83
III-1-38	П	Северо-Светлинское	83
III-1-43	П	Чернореченское	83
III-1-58	П	Нижнеусцелемовское	83
III-1-74	П	Санаторское	83
III-1-78	П	Кидышское	83
III-1-87	П	Чабанское	83
III-1-91	П	Шиханский участок	83
III-2-5	П	Проявление скв. У-0279	109
III-2-17	П	Кабанское	109
III-2-20	П	Проявление 16	74
III-2-24	П	Проявление 20	74
III-2-25	П	Проявление скв. У-66	109
III-2-30	П	Сосновское	109

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-34	П	Портнягинское	109
IV-1-2	П	Сухтелинское	97
IV-1-16	П	Гора Васюхина	97
IV-1-18	П	Дальнее	97
IV-1-20	П	Углицкое	97
IV-1-79	П	Эльдорадо	97
IV-1-82	П	Змеиное	97
V-1-1	П	Тогузакское	98
V-1-11	П	Ольховское Южное	98
V-1-61	П	Варшавское	98
V-1-69	П	Счастливая жила	98
V-1-70	П	Кирьяновское	98
V-1-74	П	Павловское	98
VI-1-1	П	Вознесенское	65
VI-1-2	П	Бугристое	65
VI-1-13	П	Святодуховское	65
VI-1-14	П	Сулеймановское	65
VI-1-19	П	Гусевское	65
VI-1-22	П	Бутобай	65
VI-1-29	П	Андреевское	65
VI-1-37	П	Файзулинское	65
VI-1-38	П	Победа	65
I-1-1	РМ/О	Река Салганка	71
I-1-11	РМ	Река Бол. Маук	71
I-1-13	РМ	Река Горькой	71
I-1-84	РМ	Аткульская	71
I-1-102	РМ/О	Россыпь 96	71
I-1-107	РС/О	Река Миасс («Полигон № 7»)	71
I-1-111	РС/Э	Байрамгуловские россыпи	71
I-1-120	РС/О	Река Бол. Киалим	71
I-1-124	РМ	Россыпь 16 (Юденевский, Евдинский лога́)	71
I-1-126	РК	Река Миасс («Полигон № 8»)	71
II-1-2	РК	Река Миасс («Полигон № 6»)	86
II-1-15	РМ	Река Миасс («Полигон № 5»)	86
II-1-18	РС	Кулуевская	86
II-1-42	РК/О	Река Миасс («Полигон № 4»)	86

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-1-44	РС	Атлянская	86
II-1-46	РМ	Моховое Болото	86
II-1-54	РМ	Берёзовая	86
II-1-65	РС/О	Миасский пруд	86
II-1-93	РС	Чашковка	86
II-1-99	РС	Фамбуловская	86
II-1-102	РМ/О	Кундравинская	86
II-1-116	РМ/О	Анненская	86
II-2-4	РМ	Шигаевская	70
III-1-10	РМ/О	Казанско-Богородинская	83
III-1-14	РМ/Э	Чуксинская	83
III-1-15	РС	Зоинско-Ильинская	83
III-1-21	РС/О	Демаринская	83
III-1-29	РК/О	Большой пласт	83
III-1-34	РС/О	Каменный Лог	83
III-1-41	РС/Э	Северо-Светлинская	83
III-1-48	РК/О	Успенская	83
III-1-53	РС	Светлинская	83
III-1-59	РК/О	Андреевская	83
III-1-60	РС	Еленинская	83
III-1-68	РС	Покровская	83
III-1-69	РС	Успенский прииск	83
III-1-77	РМ/О	Кидышская	83
III-1-82	РС	Каменно-Санарская	83
III-1-83	РМ/О	Юльевская	83
IV-1-11	РМ	Архангельская	97
IV-1-13	РМ	Бурное Золото	97
IV-1-22	РМ	Фридриховский прииск	97
IV-1-34	РМ	Благополучный прииск	97
IV-1-81	РМ	Якушевская	97
IV-1-86	РМ	Толстинская	97
V-1-68	РМ/О	Успенская	98
V-1-71	РС/Э	Бессоновская	98
V-1-72	РС/Э	Казанская	98
VI-1-4	РМ	Прииск Благовещенский	65
VI-1-9	РМ	Прииск Казанский	65
VI-1-21	РМ	Мирная	65

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
VI-1-24	РМ	Прииск Марие-Магдалинский	65
VI-1-30	РМ	Коряжная I	65
VI-1-32	РМ	Колчинская	65
		Платина	
I-1-35	ПМ	Пункт минерализации обн. 5158	71
II-2-62	ПМ	Синеглазовский	70
		Радиоактивные элементы	
		Уран	
I-3-3	МС/Э	Далматовское	54, 60
II-4-5	ММ	Хохловское	59
III-5-1	ММ	Добровольное	59
V-1-27	ММ	Анненское	98
I-1-47	П	Сугомакское (Гастелло)	71
I-3-8	П	Лебяжинское	54, 59
I-4-3	П	Рижское	59
II-1-57	П	Кисегачское	86
II-1-120	П	Куйсаринское (Пионерское)	86
II-2-25	П	Коноваловское	70
II-2-29	П	Кременкульское	70
II-2-31	П	Приозёрное	70
II-2-38	П	Копейское	70
II-2-39	П	Дачное	70
II-4-1	П	Шумихинское	59
II-5-10	П	Ялымское	59
III-1-25	П	Кабановское	83
III-1-47	П	Октябрьское	83
III-1-67	П	Санарское	83
III-1-70	П	Запрудное	83
III-1-75	П	Пьянковский уч. Санарского месторождения	83
III-1-93	П	Борисовское	83
III-2-6	П	Проявление горы Тетечная	109
III-3-7	П	Камышовое	59
III-3-9	П	Русловое	59
IV-1-49	П	Московское	97
IV-1-54	П	Южное	97

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
IV-1-66	П	Астафьевское I	97
V-1-5	П	Восточно-Кожубаевское	98
V-1-14	П	Ольховское	98
V-1-20	П	Ильичевское	98
V-1-47	П	Юрьевское	98
V-1-51	П	Восточно-Варшавское	98
I-2-5	ПМ	Южный I	72
I-2-29	ПМ	Султановский	72
I-2-53	ПМ	Сугоякский I–II	72
I-3-6	ПМ	Западно-Лобановский	54
I-3-7	ПМ	Южно-Лобановский	54
II-1-62	ПМ	Долгие Мосты	86
II-1-85	ПМ	Сарафановский	86
II-1-109	ПМ	Первый Лог	86
II-2-112	ПМ	Сухарышский	70
IV-1-52	ПМ	Натальинский	97
V-1-30	ПМ	Южно-Мочагинский	98
		НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Оптические материалы	
		Кварц оптический и пьезоэлектрический	
I-1-3	МС/Э	Вязовское (Аракульский уч.)	71
I-1-9	МС	Маукское	71
I-1-27	МС/Э	Кузнечихинское	71
I-1-49	ММ	Пугачёвское	71
I-1-54	МК/Э	Кыштымское	71
I-1-64	ММ	Уфимское	71
I-1-76	ММ/Э	Агардяшское	71
I-1-101	МС	Аргазинское	71
II-1-35	ММ/О	Сосновое	86
II-1-112	ММ/О	Гребенщиковское	86
III-1-51	ММ	Светлинское	83
IV-1-57	МК	Астафьевское	97
III-1-50	РМ	Светлинская	83
IV-1-29	РМ	Березиновская	97
IV-1-56	РК/О	Астафьевские россыпи	97
V-1-43	РМ	Акмуллинская	98

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-19	П	Кизильское	71
II-1-4	П	Калтырминское I	86
II-1-97	П	Кундравинское I	86
II-1-117	П	Филимоновское I	86
III-1-76	П	Стрелецкое	83
IV-1-32	П	Черниговский уч.	97
IV-1-48	П	Потаповское	97
IV-1-63	П	Синие Васильки	97
IV-1-65	П	Новый Мир	97
IV-1-69	П	Порт-Артуровское-6	97
IV-1-77	П	Макатовское	97
IV-1-83	П	Татищевское-2	97
V-1-50	П	Западно-Варшавское	98
V-1-65	П	Проявление т. н. 2058	98
VI-1-11	П	Восточно-Могутовское	65
		Химическое сырье	
		Барит	
II-1-33	П	Проявление оз. Бол. Теренкуль	86
III-2-8	П	Красносельское I	109
III-2-10	П	Красносельское II	109
V-1-63	П	Проявление обн. 463	98
V-1-66	П	Гогинское	98
		Известняк флюсовый	
I-1-52	ММ	Сугомакское	71
I-1-92	ММ	Юштинское	71
I-1-114	ММ	Барнинское	71
II-1-47	МК/Э	Тургоякское	86
II-1-80	ММ	Миасское	86
II-2-113	МК	Таяндинское	70
V-1-44	ММ	Сухореченское	98
		Минеральные удобрения	
		Фосфорит	
II-1-101	П	Проявление скв. 10	86

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
Керамическое и огнеупорное сырье			
Кварцевые пески (маршаллиты)			
II-1-77	ММ	Туктубаевское	86
II-1-91	ММ	Бузановское	86
II-1-107	МС	Ямское	86
II-2-87	ММ	Тугундинское	70
IV-1-55	МК	Куликовское (Светлая Дача)	97
V-1-81	МС	Гулинское (Новогеоргиевское)	98
IV-1-53	П	Натальинское	97
Полевой шпат и нефелин			
I-1-7	МК/Э	Вишнёвогорское	71
IV-1-15	П	Без названия	97
Пегматит керамический			
II-1-76	ММ	Чашковское	86
Каолин			
I-1-56	МС/Э	Кыштымское	71
II-1-63	МС	Чебаркульское (Симоновское)	86
II-2-20	ММ	Першинское	70
II-2-24	ММ	Заварухинское	70
II-2-57	МК/Э	Полетаевское	70
II-2-104	ММ	Саксанское II	70
III-1-31	МС/Э	Журавлиный Лог	83
V-1-36	МС	Чекмакульское (Белая Глинка)	98
V-1-38	ММ	Акмулинское	98
V-1-76	МС	Новогеоргиевское	98
I-2-13	П	Кунакбаевское	72
II-1-52	П	Дмитровское	86
II-1-59	П	Мисяшское	86
II-1-84	П	Травниковское	86
III-1-19	П	Котликовское	83
III-1-30	П	Михайловское	83
IV-1-50	П	Афонинское	97
IV-1-58	П	У пос. Московский	97
V-1-6	П	Парижское	98
V-1-73	П	Могутовское	98

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		Глины огнеупорные	
II-2-60	ММ/О	Смолино-Синеглазовское	70
II-2-69	ММ/О	Вознесенское	70
II-2-86	ММ/О	Тимофеевское	70
II-5-4	МС	Пепелинское	53
III-2-22	МК/Э	Нижне-Увельское	94
III-2-29	МС/Э	Нехаевское	94
IV-1-67	МК	Астафьевское	97
IV-2-2	МК/Э	Берлинское	77
V-1-15	ММ	Тумакское	98
I-3-13	П	Алабугское	54
IV-1-43	П	Березиновское	97
V-1-62	П	Глиняный Лог	98
		Глины керамические	
II-2-18	ММ	Кругловское	70
V-1-37	МК	Первомайское	98
III-3-3	П	Кузнецовское	42
		Кианит	
I-1-34	ММ	Мало-Каслинское	71
III-1-20	ММ	Михайловское	83
III-1-56	ММ	Борисовское	83
I-1-73	П	Карабашское	71
IV-1-6	П	Проявление скв. 391	97
V-1-39	П	Карталинское	98
		Доломит огнеупорный	
V-1-78	МК	Шабановское	98
VI-1-6	МК/Э	Гулинское	65
		Абразивные материалы	
		Корунд	
I-1-24	ММ	Каслинское	71
I-1-39	ММ/О	Борзовское	71
		Наждак	
I-1-37	ММ/О	Иртяшское	71
I-1-42	ММ	Кызылташское	71

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		Горнотехническое сырьё	
		Асбест	
II-1-6	ММ	Гора Французская	86
II-1-32	МС	Савелькульское	86
I-1-45	П	Сугомакское	71
II-4-6	П	Ивановское	53
III-1-28	ПМ	Беловский	83
III-1-57	ПМ	Аминевский	83
IV-1-72	П	Северный уч.	97
IV-1-85	П	Проявление обн. 659	97
V-1-12	П	Михеевское	98
		Мусковит	
I-1-55	МС	Слюдяногорское	71
I-1-63	ММ	Острогорско-Теплогорское	71
II-1-89	ММ	Южно-Еланчиковское	86
I-1-79	П	Западно-Агардяшское	71
III-1-6	П	Ларинское	83
		Вермикулит	
I-1-28	МК/Э	Потанинское	71
I-1-21	П	Ольгинское	71
I-1-51	П	Глининское	71
		Тальк	
II-1-12	МС	Уразбаевское	86
II-1-25	МС	Куйгустинское	86
II-1-71	МС	Поляков Лог (Бузгунское I)	86
II-1-72	МК	Медведевское	86
II-1-73	МС	Запиваловское	86
II-1-110	МС	Красная Поляна	86
I-1-132	П	Индиштинское	71
II-1-9	П	Новотагильское	86
IV-1-25	П	Проявление № 33	97
V-1-77	П	Проявление ш-92	98
III-1-64	ПМ	Магадеевский	83
		Графит	
I-1-66	ММ/Э	Тайгинское	71
V-1-25	ММ	Полтавское-2	98

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-1-26	П	Каслинское II	71
I-1-50	П	Кыштымское	71
I-1-68	П	Ново-Тайгинское	71
I-1-93	П	Аргазинское	71
II-1-74	П	Чернавское	86
IV-1-45	П	Потаповское	97
IV-1-59	П	Московское	97
V-1-55	П	Елизаветпольское	98
III-1-17	П	Масловский	83
III-1-27	П	Беловский	83
		Драгоценные и поделочные камни	
		Алмазы	
III-1-61	ПМ	Без названия	83
III-1-65	ПМ	Без названия	83
III-1-80	ПМ	Без названия	83
V-1-9	ПМ	Ольховский	98
		Рубин	
III-1-39	П	Кучинское	83
		Топаз	
III-1-66	П	Жуковское	83
		Серпентинит (змеевик)	
I-1-119	П	Проявление обн. 255	71
III-1-18	П	Котликское	83
		Амазонит	
II-1-60	П	Проявление 61	86
		Гранит письменный	
III-1-26	П	Кочкарское	83
		Строительные материалы	
		Гранит, гранодиорит	
I-1-61	МС/Э	Анбашское	71
I-1-74	МК	Бижелякское	71
I-2-8	ММ	Буринское	72
I-2-16	МС	Сарыкаевское	72

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-18	МС	Тюляковское	72
I-2-42	ММ	Агашкульское	72
I-2-45	МС/Э	Западно-Султаевское	72
I-2-46	МС/Э	Южно-Султаевское	72
I-2-67	МК/Э	Прохорово-Баландинское	72
I-3-11	ММ/Э	Бродокалмакское	54
II-1-39	МС/Э	Миасское	86
II-1-95	МС/Э	Травниковское	86
II-2-8	МС	Есаульское	70
II-2-10	ММ	Западно-Челябинское	70
II-2-15	МК/Э	Казанцевское	70
II-2-41	МС	Шершнёвское II	70
II-2-53	МК/О	Старо-Смолинское	70
II-2-55	МК/Э	Полетаевское	70
II-2-61	ММ	Синеглазовское	70
III-1-32	ММ	Северо-Уйское	83
III-1-35	МС/Э	Пластовское	83
III-1-36	ММ	Тюленбаевское	83
III-1-46	ММ/Э	Уйское	83
III-2-40	МС/Э	Нижне-Санарское	88
IV-1-14	ММ	Тарасовское	97
IV-1-23	ММ/Э	Чесменское	97
IV-1-30	МС/Э	Беловское	97
V-1-17	МК	Ольховское	98
V-1-19	МС	Запасненское	98
V-1-26	МК	Запасненское-2	98
V-2-7	МК/Э	Владимировское	77
		Диорит	
I-2-36	МС	Сосновское	72
II-2-16	ММ	Першинское I	70
II-2-54	МК/Э	Ново-Смолинское	70
		Габбро	
I-2-26	ММ/Э	Канзафаровское	72
IV-1-36	ММ/Э	Светлинское	97
V-1-34	ММ/Э	Карталинское	98
V-1-35	МК	Центральное	98
V-1-67	МК	Гогино	98

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		Серпентинит	
I-1-129	ММ	Карьер 11	71
		Эффузивные породы	
I-1-71	МК/Э	Аргаяшское	71
I-1-72	МК/Э	Арголевское	71
I-1-108	ММ	Ирдягинское	71
I-2-22	ММ/Э	Уелгинское	72
II-2-78	МС/Э	Тимофеевское (Северное)	70
II-2-89	МК/Э	Тимофеевское	70
II-2-96	МС/Э	Тимофеевское (Южное)	70
II-2-111	ММ/Э	Ключевское	70
IV-1-3	ММ	Сухтелинское-1	97
IV-1-7	ММ	Сухтелинское-2	97
IV-1-9	МС	Сухтелинское-3	97
IV-1-84	ММ	Варненское	97
V-1-49	ММ/Э	Вишневское	98
		Туф	
I-1-116	ММ/Э	Бигардинское	71
III-2-1	ММ	Южно-Уральское	94
III-2-14	ММ/Э	Каменское	94, 108
III-2-19	ММ	Увельское	94
		Мраморы	
I-1-98	МК	Аргаяшское	71
I-2-54	МК	Ново-Баландинское	72
I-2-63	МС/Э	Прохорово-Баландинское	72
II-1-31	МК/Э	Пугачевское	86
III-1-1	МК/Э	Коелгинское	83
III-1-37	ММ	Кучинское	83
III-1-11	П	Соколовское	83
IV-1-35	П	Новоукраинское	97
IV-1-74	П	Новомирское	97
V-1-29	П	Арчалинское	98
VI-1-35	П	Проявление 1	65
		Брекчия декоративная	
I-2-55	МС	Урефтинское	72

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		Известняк для производства извести	
I-1-69	МК	Худайбердинское	71
I-2-64	ММ	Баландинское	72
II-2-5	ММ/Э	Фёдоровское	70
II-2-49	МС	Смолинское	70
II-2-65	МК/Э	Ухановское	70
II-2-67	МК/Э	Синеглазовское II	70
II-2-114	ММ	Ключевское	70
IV-1-5	ММ	Сухтелинское	97
IV-1-87	ММ	Варненское	97
IV-2-6	ММ/Э	Варненское II	77
VI-1-17	ММ/Э	Рамеевское	65
		Известняки цементные	
II-2-98	МК/Э	Шеинское	70
		Диатомит	
II-2-32	МК/Э	Потанинское	70
III-2-27	МС	Увельское	94
		Глины кирпичные	
I-1-23	ММ	Каслинское	71
I-1-87	ММ	Норкинское (уч. 1)	71
I-1-99	МС	Тузанкульмяковское (уч. 2)	71
I-1-100	ММ/О	Аргаяшское	71
I-1-117	МК/Э	Южно-Аргаяшское	71
I-2-37	МС	Канзафаровское	72
I-3-2	ММ	Полозковское-2	19
I-3-9	ММ	Песчанское	19
I-3-12	ММ	Южно-Галкинское	19
I-4-2	ММ	Черемисское	19
I-4-4	ММ	Гагановское	19
I-4-5	ММ/Э	Дюрягинское	53
I-4-6	МС/Э	Мишкинское	19
I-5-1	ММ	Зыряновское-2	19
I-5-2	ММ/Э	Барсуковское	53
I-5-4	МС/Э	Сладкокарасинское	53
I-5-6	ММ	Карасинское	53
I-5-10	ММ	Юргамышское	19

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-6-3	МС	Курганское-I	19
I-6-6	ММ	Калташевское	19
I-6-8	ММ	Введенское	19
II-2-1	ММ/Э	Ужовское	70
II-2-17	МК/Э	Северо-Круглянское	70
II-2-37	МС	Кирзаводское	70
II-2-42	МС	Копейское (Северное)	70
II-2-48	МК	Малышевское	70
II-2-50	МС	Копейское	70
II-2-66	МС	Глубокое	70
II-2-94	МС/Э	Коркинское	70
II-2-95	МС/Э	Тимофеевское	70
II-3-6	ММ	Козинское	19
II-3-7	ММ	Щучанское	19
II-3-11	ММ	Сафакулевское-3	19
II-4-2	ММ/Э	Шумихинское-3	19, 53
II-4-8	ММ	Альменевское-2	19, 53
II-5-2	ММ	Ерохинское	53
II-5-6	ММ/Э	Жуковское	19, 53
II-5-8	ММ/Э	Куртамышское	19, 53
II-6-8	ММ	Гледянское-2	19
II-6-11	МС	Половинское	19
III-2-37	ММ	Троицкое (уч. Пятилетка)	107
III-2-39	МС	Шаминское (уч. 1)	94
III-3-2	ММ	Октябрьское	42
III-3-8	ММ	Чудиновское	42
IV-1-37	ММ	Редутовское	97
IV-1-38	ММ	Светлинское	97
V-1-31	ММ	Полтавское-2	98
		Глины гончарные	
I-1-75	ММ	Акакульское	71
I-1-89	ММ	Восточно-Аргаяшское	71
		Глины цементные	
II-2-83	МК	Томинское	70
II-2-101	МК/Э	Шеинское	70
V-2-5	МС	Городищенское	77
		Глины керамзитовые	
I-6-10	МК	Курганское II	19

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		Песок строительный	
I-2-32	ММ	Теченское	72
I-2-33	ММ	Султановское	72
I-2-35	ММ	Муслюмовское	72
I-2-50	МК	Дубровское	72
I-2-56	МС/О	Ур. Хлебороб	72
I-2-58	МС/Э	Хлебороб-2	72
I-2-65	МС/Э	Нагорное	72
II-1-82	МС	Запиваловское	86
II-2-27	МК/Э	Кременкульское II	70
II-2-28	МС/Э	Круглянское	70
II-2-33	МС	Северный карьер	70
II-2-34	МС	Участок 2140 км	70
II-2-47	МК	Помолокское	70
II-2-59	МС/О	Смолино-Синеглазовское	70
II-2-71	МК	Синеглазовское	70
II-2-72	МС/Э	Вознесенское	70
II-2-88	ММ/Э	Калачёвское I	70
II-2-92	МС	Коркинское	70
II-2-109	ММ	Александровское	70
II-3-1	МК/Э	Чумлякское II	19
II-3-3	МС	Косулинское II	19
II-3-4	МК	Алакульское	19
III-2-33	МК/Э	Половинкинское	94
III-2-35	МК	Октябрьское	94
III-2-36	МС	Лебедевское	94
III-2-38	МК/Э	Восточно-Троицкое	94
III-3-11	МС	Щипкинское	42
IV-1-21	ММ	Чесменское-3	97
IV-1-24	ММ	Чесменское-2	97
IV-1-80	ММ	Правдинское	97
V-1-18	ММ	Михеевское	98
		Песок формовочный	
I-1-30	ММ	Лазаретское	71
I-1-60	ММ/О	Кыштымское	71
I-2-48	МК	Сугоякское II+III	72
II-2-36	ММ	Гридинское	70

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-2-43	МС	Фотеевское	70
II-2-108	ММ	Еманжелинское	70
II-2-115	МК	Нехорошевское	70
III-2-15	МК/Э	Кичигинское	94
III-2-16	МК/Э	Галяминское	94
		Песок стекольный	
I-2-68	МК	Сугоякское	72
II-2-46	МК	Ивановское	70
II-2-51	МК	Васильевское	70
II-2-99	МК	Ерофеевское	70
		Прочие ископаемые	
		Гипс	
VI-1-23	ММ	Брединское	65
I-2-40	П	Проявление скв. 225	72
IV-1-31	П	Проявление № 34	97
		Кварцит	
I-1-88	МС/Э	Серебрянское	71
I-1-118	МС	Киалимское	71
II-2-14	ММ/Э	Мирное	70
III-2-47	МК/Э	Бобровское	94, 108
		Глины бентонитовые	
I-5-5	МК/Э	Зырянское	95
		Минеральные краски	
II-1-64	ММ	Аджатаровское	86
II-1-96	ММ	Казбаевское II	86
II-5-5	ММ	Пепелинское	19
II-2-80	П	Майское	70
III-3-1	П	Чудиновское	42
IV-1-73	П	Апрельское (Новый Мир)	97
V-1-45	П	Красный Яр	98
		ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ*	
		Минеральные лечебные воды	
		Радоновые воды	
I-1-80	МК/Э	Сабанайское	71
I-1-83	МК/Э	Курортное	71

Продолжение прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-4-1	ММ	Уч. Ельничный-2	79
I-6-2	ММ	Редькинское	79
I-6-4	ММ/Э	Курганское-3	79
I-6-7	ММ/Э	Восточно-Курганское	79
I-6-11	ММ/Э	Курганское	79
I-6-12	ММ/Э	Курганское 2	79
II-1-58	МК	Кисегачское	86
II-2-44	ММ	Дачное	70
II-6-5	ММ	Лесниковское	79
II-6-6	ММ	Уч. Усть-Утякский	79
		Железистые воды	
III-2-3	ММ/Э	Подборное	104
		Питьевые пресные воды	
I-1-57	ММ/Э	Кызылташское (уч. Татыш)	71, 104
I-1-70	ММ/Э	Новогорное	71, 104
I-1-97	ММ/Э	Бригантина	71, 104
I-2-7	ММ	Южно-Каменское (уч. Береговой)	72, 104
I-2-27	ММ	Кунашакское	72, 104
I-2-28	ММ	Муслюмовское	72, 104
I-2-52	ММ/Э	Сугоякское (Западно-Сугоякский уч.)	72, 104
I-2-59	ММ/Э	Сугоякские шахты	72, 104
I-2-62	ММ	Бежин луг	72, 104
I-3-1	ММ	Южно-Шутихинское	79
I-4-7	ММ/Э	Мишкинское	79
I-4-8	ММ/Э	Миасское	67, 79
I-5-7	ММ	Юргамышское	79
I-6-1	ММ	Белозёрское	79
I-6-5	ММ/Э	Введенское	67, 79
I-6-9	ММ	Пичугинское	67, 79
II-1-19	ММ/Э	Серебряные Пески	104
II-1-21	ММ/Э	Миассовое	104
II-1-24	ММ/Э	Уч. Заря	104
II-1-27	ММ	Уч. Логовой	104
II-1-29	МС/Э	Байгазинское	86, 104
II-1-34	ММ	Уч. Русь	104
II-1-37	ММ/Э	Ильменское	104
II-1-43	ММ	Уч. Севастопольский	104

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
II-1-55	ММ/Э	Уч. Кошкуль	104
II-1-56	ММ/Э	Уч. Металлург	104
II-1-67	ММ/Э	Уч. Уральская Кузница	104
II-1-83	МС/Э	Горбатый Мост	104
II-1-94	ММ	Уч. Еланчик	104
II-2-9	ММ/Э	Рощинский уч.	104
II-2-11	ММ/Э	Сугоякское (Фёдоровский уч.)	104
II-2-13	ММ/Э	Миасское	104
II-2-22	ММ/Э	Шагольский уч.	104
II-2-23	ММ/Э	Сосновский уч.	104
II-2-35	ММ/Э	Полетаевский уч.	104
II-2-45	ММ/Э	Пластмассовый уч.	104
II-2-70	ММ	Западно-Синеглазовское	104
II-2-73	ММ/Э	Калачёвский уч.	104
II-2-77	ММ/Э	Коркинское	104
II-2-91	ММ/Э	Восточный Мел II	104
II-2-102	ММ/Э	Шеинское	104
II-3-2	ММ/Э	Чумлякское	79, 93
II-3-5	ММ/Э	Курейное	79, 93
II-3-8	ММ/Э	Родниковское	79, 93
II-3-9	ММ	Озёрногорьковское	79
II-3-10	ММ	Сафакулевское	79
II-4-4	ММ	Медведское	79
II-4-7	ММ	Альменевское (Солнеченский уч.)	79
II-4-9	ММ	Альменевское (Малышевский уч.)	79
II-4-11	ММ	Вишняковское	79
II-5-9	ММ	Куртамышское	79
II-6-1	ММ	Лесное	79
II-6-2	ММ	Медвежье	79
II-6-3	ММ	Болдинцовское	79
II-6-4	ММ	Гренадовское	79
II-6-7	ММ	Сумское	79
II-6-9	ММ	Уч. Подгорный	79
II-6-10	ММ	Хлуповское	79
II-6-12	ММ	Уч. Верхнеберёзовый	79
II-6-13	ММ	Плотниково	79
II-6-14	ММ	Башкирское	79
III-1-22	ММ/Э	Михайловское	104
III-1-23	ММ/Э	Пластовское (Кочкарское)	104
III-1-62	ММ	Андрее-Юльевское	104

Окончание прил. 1

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-2	ММ	Восточный Мел I	104
III-2-7	МС/Э	Сухарышское	104
III-2-11	ММ/Э	Хомутинино	104
III-2-12	ММ/Э	Подборное	104
III-2-18	ММ/Э	Уч. Плановый	104
III-2-23	ММ/Э	Уч. Бугор	104
III-2-31	ММ	Сосновское	104
III-2-41	ММ	Троицкое	104
III-2-44	ММ/Э	Бобровское	104
III-2-49	ММ	Бобровско-Ключевское	104
III-3-19	ММ	Рытвино-Каракульское	104
III-3-22	ММ/Э	Уйско-Ключевское	104
III-4-2	ММ	Целинное	79
III-4-4	ММ	Усть-Уйское	79
III-5-2	ММ	Трудовское	79
III-6-1	ММ	Романовское	79
III-6-2	ММ	Притобольное	79
IV-1-28	ММ/Э	Теетканское	104
IV-1-33	ММ	Баландинский уч.	104
IV-1-61	ММ	Бородиновское	104
V-1-41	ММ/Э	Карталинского ЛПУ	104
V-1-60	ММ/Э	Половинкинское	104
Технические пресные воды			
I-1-48	ММ/Э	Кызылташское (уч. 19)	71, 104
I-1-53	ММ/Э	Кызылташское (уч. 18)	71, 104
I-6-13	ММ/Э	Уч. Зауральский	79
II-2-19	ММ/Э	Электродный уч.	104
II-2-90	ММ	Вагоноремонтный уч.	104
II-4-3	ММ/Э	Уч. «НПС Мишкино»	79
III-2-42	ММ/Э	Малышевский уч.	104
IV-2-9	ММ/Э	Уч. Хлебный	104

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупные, МС – средние, ММ – малые. Россыпные месторождения: РК – крупные, РС – средние, РМ – малые. Промышленная освоенность месторождений (дается после знака/(дробь): Э – эксплуатируемые, О – отработанные (выработанные); разведанные (но не освоенные), а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности. П – проявления; ПМ – пункты минерализации; ПГХО – первичные геохимические ореолы.

*Месторождения подземных вод показаны на гидрогеологической карте.

Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе N-41 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (плиоцен-четвертичные образования)

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
		ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Твёрдые горючие ископаемые	
		Торф	
I-1-136	МК	Силацкое	71, 107
I-1-139	ММ	Куяново	71, 107
I-1-141	ММ	Коноплянское	107
I-1-145	МС	Плотиночное (Плотничье)	107
I-1-150	МК	Арголевское	107
I-1-151	МК	Акакульское	107
I-1-152	МК/Э	Булатовское	71, 107
I-1-153	МК	Бол. Агардяш	107
I-1-157	МС	Аткусское	107
I-1-164	МС	У крольчатника	107
I-1-165	МС	Пиявочное	107
I-1-167	МК/Э	Селяевское	107
I-1-169	МК	Кузяшевское	107
I-2-72	МС	Мал. Караболка	72, 107
I-2-73	МС	Караболка	72, 107
I-2-75	ММ	Темряское	72, 107
I-2-82	МС	Сейдикуль	72, 107
I-2-83	МС	Сатанинское	72, 107
I-2-85	МК	Талгайды	72, 107
I-3-15	МС	Сосновая Падь	58
I-3-24	ММ	Сухое I	58
I-4-9	МС	Батуринская Согра	58
I-4-10	МС	Брюхово	58
I-4-11	МС	Сычёва Согра	58
I-4-12	МС	Казачье	58
I-4-13	МС	Ляга	58
I-4-14	МС	Боровое	58
I-4-16	ММ	Лесная Тундра	58
I-5-11	ММ	Кремлево II	58
I-6-15	МС	Шушары I	58
I-6-16	МС	Кузинское	58

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер место-рождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источ-ника по списку литературы
I-6-17	ММ	Дубасово	58
I-6-18	МС	Малиновское I и II	58
I-6-20	МК	Калашниковское	58
I-6-21	ММ	Речиха	58
I-6-22	ММ	Моховое	58
II-1-121	МС	Акбашевское	86, 107
II-1-122	МС	Биккуловское I и II	86, 107
II-1-123	МС	Халитовское	86, 107
II-1-130	МС	Миасское (Миассово)	86, 107
II-1-131	МС	Верх. Караси	86, 107
II-1-132	МС	Камышак	86, 107
II-1-133	МС	Крутовское (Поликарповское)	86, 107
II-1-135	МК	Вознесенское (Мелентьевский пруд)	86, 107
II-1-136	МС	Бишкильское	86, 107
II-1-138	МС	Берёзовое	86, 107
II-1-140	МК	Северо-Ильменское	86, 107
II-1-141	МС	Аджитарово	86, 107
II-1-142	МС	Берёзовское	86, 107
II-1-143	МС	Чернореченское II	86, 107
II-1-144	ММ	Змеиное	86, 107
II-1-145	ММ	Моховое	86, 107
II-1-148	МС	Запиваловское	86, 107
II-1-149	МК	Медведевское	86, 107
II-1-151	МС	Кудряшевское	86, 107
II-1-152	МС	Сура	86, 107
II-1-153	МК	Чертанышское	86, 107
II-1-155	МС	Биргильда	86, 107
II-1-156	МС	Сарафановское	86, 107
II-1-157	МС	Шушарды	86, 107
II-1-159	МС	Голощаповская заимка	86, 107
II-1-160	МС	Мясиловка	86, 107
II-1-161	МС	Сухарыш	86, 107
II-1-163	ММ	Детдомовская падь	86, 107
II-2-122	ММ	Ирюпинское	107
II-3-13	ММ	Чувашкуль	58
II-4-13	МК	Круглое	58
II-4-15	МС	Немково	58
II-5-11	МС	Козыревское	58
II-6-15	ММ	Ширь	58

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-1-96	ММ	Поползуха	107
III-2-56	МС	Рубежное	107
III-2-57	ММ	Клюквенное	107
III-3-23	МС	Ближнее	107
III-3-24	МС	Плиточки	107
III-3-25	ММ	Клюквенное	107
III-4-7	ММ	Куршар-Сас	58
III-4-8	ММ	Рахим-Сас	58
V-1-82	ММ	Парижское	107
II-2-120	П	Сорочий Лог	107
II-2-125	П	Дунгузлы	107
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Радиоактивные элементы	
		Уран	
III-1-97	МС	Санарское	83
II-1-129	П	Куйсаринское	86
II-1-162	ПМ	Звягинский	86
II-1-164	П	Коелгинское	86
II-1-165	П	Лесозаводское	86
IV-1-88	П	Чернореченское	97
IV-1-91	П	Тугунское	97
IV-1-93	П	Тогузакское	97
IV-1-96	П	Парижское	97
V-1-87	П	Варшавское (Северо-западное)	98
V-1-88	П	Варшавское (Юго-восточное)	98
		НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ	
		Драгоценные и поделочные камни	
		Алмазы	
V-1-89	ПМ	Река Караталы-Аят	98
		Строительные материалы	
		Глины кирпичные	
I-1-138	ММ	Вишневогорское	71
I-1-143	МС	Кыштымское	71
I-1-149	ММ	Бижелякское	71
I-2-77	ММ/Э	Куяшское	72
I-2-81	МС	Муслюмовское	72
I-2-87	ММ	Долгодеревенское	72

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-3-17	ММ	Песчанское-2	19, 54
I-3-20	ММ/О	Бродокалмакское	54
I-6-14	ММ	Белозёрское	19
II-1-125	ММ	Кулуевское	86
II-1-128	ММ	Байгазинское	86
II-1-134	ММ/Э	Миасское III (Широкий Лог)	86
II-1-147	МК/Э	Миасское II	86
II-1-154	ММ	Пустозерское	86
II-1-158	МС/Э	Кундравинское	86
II-2-118	ММ	Есаульское	70
II-2-119	ММ	Миасское I	70
II-2-121	ММ	«Мельничный тупик»	70
II-2-123	МС	Бабушкинское	70
II-2-126	МС	Полетаевское	70
II-2-127	МС	Калачёвское	70
II-2-128	ММ	Еткульское	70
II-2-129	МС/Э	Восточно-Батуринское	70
III-1-98	ММ	Кочкарское	83
III-1-99	ММ	Пластовское	83
III-2-51	ММ	Южно-Красносельское	94
III-2-58	МК	Лебедевское II	94
III-3-27	ММ	Каракульское	42
III-4-6	ММ	Новокочердыкское II	19
III-5-3	ММ	Звериноголовское	19
IV-1-89	ММ	Чесменское	97
IV-1-94	ММ	Новоивановское	97
IV-1-95	ММ	Варненское	97
V-1-85	ММ	Полтавское	98
V-1-86	МС	Сухореченское	98
VI-1-40	ММ	Брединское I и II	65, 94
		Глины цементные	
II-1-137	ММ	Тургоякское	86
		Глины керамзитовые	
III-2-59	ММ	Шаминское (уч. 2)	94
		Обломочные породы	
		Песчано-гравийный материал	
II-2-116	МК/О	Фёдоровское	70
II-2-117	МК/Э	Сычёвское	70

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
III-2-52	МК	Красногорское (уч. 3)	94
III-2-54	МС	Красносельское	94
III-2-60	МС	Солодянское	94
III-2-61	МС/Э	Шерстянское	94
III-2-62	МС	Бобровское (Каменский уч.)	94
		Песок строительный	
I-1-162	ММ	Аргаяшское	71
I-4-15	МК	Карачельское	19
I-6-19	МК	Рябковское	19
II-1-126	ММ	Северный карьер	86
II-1-146	МК	Миасский пруд	86
III-2-55	МС	Восточно-Поляновское	94
III-3-28	ММ	Каракульское	42
III-3-29	ММ	Восточно-Каракульское	42
IV-1-92	ММ/Э	Оз. Горько-Солёное	97
V-1-84	ММ	Полтавское	98
VI-1-41	ММ	Брединское	65, 94
		Песок формовочный	
I-1-140	ММ	Мало-Каслинское	71
V-1-83	ММ	Тумакское	98
		Прочие ископаемые	
		Сапропель	
I-1-134	МК	Оз. Силач	71, 85
I-1-135	МС	Оз. Мал. Аллаки	71, 85
I-1-142	МС	Оз. Сугомак	71, 85
I-1-144	ММ	Оз. Мал. Акуля	71, 85
I-1-146	ММ	Оз. Тайги	71, 85
I-1-147	МС	Оз. Бол. Акуля	71, 85
I-1-148	МС	Оз. Улагач	71, 85
I-1-156	ММ	Оз. Бол. Агардяш	71, 85
I-1-158	ММ	Оз. Серебры	71, 85
I-1-159	МС	Оз. Саргайды	71, 85
I-1-160	МС	Оз. Мал. Ирдяги	71, 85
I-1-161	МС	Оз. Аргаяш	71, 85
I-1-163	ММ	Оз. Барахтан	71, 85
I-1-166	МС	Оз. Мышты	71, 85
I-1-168	МС	Оз. Терен-Куль	71, 85

Индекс квадрата и номер объекта	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Номер источника по списку литературы
I-2-71	МС	Оз. Пороховое	72, 85
I-2-74	ММ	Оз. Тахталым	72, 85
I-2-76	МС	Оз. Абаткуль	72, 85
I-2-78	МС	Оз. Башакуль	72, 85
I-2-79	ММ	Оз. Табаккуль	72, 85
I-2-80	МС	Оз. Аксакуль	72, 85
I-2-84	МС	Оз. Агашкуль	72, 85
I-2-86	МС	Оз. Кумкуль	72, 85
I-3-16	ММ	Оз. Камышное	85
I-3-18	ММ	Оз. Супротяшное	85
I-3-19	ММ	Оз. Отнога	85
I-3-21	ММ	Оз. Кадкуль	85
I-3-22	ММ	Оз. Сосновое	85
I-3-23	ММ	Оз. Шабалтак	85
II-1-124	МС	Оз. Медиак	85
II-1-127	МК	Оз. Мал. Миассово	85
II-2-124	МС	Оз. Бол. Кременкуль	85
		СОЛИ	
		Соли натриевые и сульфаты натрия	
III-3-26	П	Оз. Перешейки	42
IV-1-90	П	Оз. Горько-Соленое	97
		ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ	
		Грязи лечебные	
I-1-137	ММ/Э	Оз. Светленькое	71
I-1-154	МК/Э	Оз. Сабанай	71
I-1-155	МК/О	Оз. Акачкуль	71
II-3-12	ММ/Э	Оз. Горькое-Виктория	53
II-4-14	ММ/Э	Оз. Птичье	53
II-5-12	ММ	Оз. Узково	53
III-2-53	МК/Э	Оз. Подборное	104
III-4-5	ММ	Сетовские озёра	53

Принятые сокращения. Коренные месторождения: МК – крупные, МС – средние, ММ – малые. Промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь): Э – эксплуатируемые, О – отработанные (выработанные); разведанные (но не освоенные), а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности; П – проявления; ПМ – пункты минерализации.

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
	Златоустовско-Авзянская золото-титаново-железорудная минерагеническая зона (2 Fe, Ti, Au / PR_1–C_2)			
1	Азяшская цинково-свинцовая рудная зона (2.0.1 Pb, Zn)	34	Свинец Цинк	Полиметаллическое стратиформного типа
	Уфалейская графитоносная кварцево-титаново-железорудная минерагеническая зона (3 Fe, Cu, Ti q(gp)/ PR_1–P_2)			
2	Нижнеуфалейско-Тахтинская танталово-ниобиевая рудная зона (3.0.1 Nb, Ta)	120	Ниобий Тантал	Редкоземельно-редкометалльный в сиенитах
3	Куртинская титаново-кварцево-рудная зона (3.0.2 q, Ti)	150	Титан	Метаморфический
			Кварц гранулированный	Гидротермально-метаморфический
			Кианит	Метаморфический
	Восточно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона (5 Au, Cu, Fe (Ni) / O_2–MZ)			
4	Восточно-Маукская меднорудная зона (5.0.1 Cu)	37,5	Медь Цинк	Гидротермально-вулканогенный (колчеданный)
	Западно-Магнитогорская хромитоносная марганцево-золото-меднорудная минерагеническая зона (6 Cu, Au, Mn (Cr) / O_2–T_1)			
5	Карабашская золото-меднорудная зона (6.0.1 Cu, Au)	160	Хром	Магматический
			Медь Цинк	Гидротермально-вулканогенный колчеданный
6	Миасская золоторудная зона (6.0.2 Au)	130	Золото	Гидротермальный плутогенный
	Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкоме-талльно-золоторудная минерагеническая зона (7Au, Nb, Ta, Cr (asb) / PR_1–T_2)			

и их прогнозных ресурсов к листу N-41 Госгеолкарты-1000/3

	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность	Номер источника по списку литературы
	ГДП-50	P_3	330 тыс. т	Поисковые работы	71
	ГДП-200	P_3	600 тыс. т		
	Поисковые работы, ГДП-200	P_3	18 тыс. т	Поисковые II очереди	71
		P_3	3 тыс. т		
	Поисковые работы	P_1	0,5 млн т	Оценочные работы	71
		P_3	2 млн т		
	Предварительная разведка	P_1	248 тыс. т	Разведочные работы	71
		P_2	278 тыс. т		
		P_3	156 тыс. т		
	Поисковые работы	P_1	4036 тыс. т	Оценочные работы	71
		P_2	1311 тыс. т		
	ГДП-50	P_3	100 тыс. т	Поисковые работы	71
	ГДП-200	P_3	90 тыс. т		
	ГДП-50	P_1	13,8 тыс. т	Поисковые работы	92, 71
	ГДП-200	P_2	150 тыс. т		
	»	P_2	150 тыс. т		»
	ГДП-50 ГДП-200	P_1	25 т	Оценочные работы	86, 92
		P_2	83 т		
		P_3	27 т		

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км^2	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения
7	Сысертско-Ильменогорский графитоносный кварцево-редкометалльно-асбестоворудный район (7.1 asb, Nb,Ta, q (gp)	1845	Алюминий (нефелин)	Магматический
			Ниобий	–
			Тантал	–
			Цирконий	–
			Редкие земли	Гидротермальный, остаточный
			Кварц гранулированный	Гидротермально-метаморфический
			Вермикулит	Выветривания
			Графит	Метаморфический
8	Губернско-Непряхинский золоторудный район (7.2 Au)	2430	Золото	Гидротермальный плутогенный
9	Губернский золоторудный узел (7.2.1 Au)	150	Золото	Гидротермальный плутогенный
	Сосьвинско-Суундукская угленосно-графитоносная золото-бериллиево-вольфрамоворудная минерагеническая зона (8 W, Be, Au (gp, УБ) / PR_1–J_1)			
	Колпаковско-Сарыкульмякский цинково-свинцоворудный район (8.1 Pb, Zn)			
10	Сарыкульмякско-Аргаяшский цинково-свинцоворудный узел потенциальный (8.1.1 Pb, Zn)	400	Свинец	Гидротермальный
			Цинк	
11	Пороховско-Биктимировский вольфрамово-молибденоворудный узел (8.0.1 Mo, W) (часть узла)	135	Молибден	Гидротермальный, метасоматический
			Вольфрам	
12.	Султановская меднорудная зона (8.0.2 Cu)	150	Медь	Гидротермально-вулканогенный (колчеданный)
			Цинк	
13	Биргильдинско-Томинский золото-меднорудный узел (8.0.3 Cu, Au)	1565	Медь	Гидротермальный, плутогенный
			Цинк	Гидротермальный
			Свинец	
			Золото	Гидротермальный, плутогенный

	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность	Номер источника по списку литературы
	Поисковые работы	P_1	219 млн т	Оценочные работы	71
		P_1	21 тыс. т		71, 86
		P_2	26 тыс. т		»
		P_2	1,8 тыс. т		»
		P_1	63 тыс. т		
		P_2	39 тыс. т		
		P_1	52 тыс. т		71
		P_2	5 тыс. т		
	Предварительная разведка	P_1	153 тыс. т	Разведочные работы	71, 92
		P_2	70 тыс. т		
	Поисковые работы	P_1	1200 тыс. т	Оценочные работы	71
		P_1	1100 тыс. т		»
	Поисковые работы	P_1	8 т	Оценочные работы	71, 86, 83
		P_2	53 т		
		P_3	94 т		
	Поисковые работы	P_3	20 т	Оценочные работы	Авторские
	ГДП-50 ГДП-200	P_3	640 тыс. т	Поисковые работы	71
		P_3	1910 тыс. т		
		P_3	47 тыс. т		Авторские
		P_3	15 тыс. т		
	Поисковые работы	P_1	120 тыс. т	Оценочные работы	72
		P_2	240 тыс. т		
		P_1	50 тыс. т		
		P_2	100 тыс. т		
	Поисковые работы	P_2	840 тыс. т	Оценочные работы	70, 92
		P_2	1000 тыс. т		
		P_3	1000 тыс. т		
		P_3	500 тыс. т		
		P_1	34 т		
		P_2	107 т		

№ п/п	Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км^2	Вид полезного ископаемого	Тип оруденения	
14	Кочкарская (Пластовская) золоторудная зона (8.0.4 Au)	2260	Золото	Гидротермальный, плутогенный	
15	Успеновско-Ольховская золоторудная зона потенциальная (8.0.5 Au)	200	Золото		
16	Верблюжьегорская хромово-никелево-рудная зона (8.0.6 Ni, Cr)	75	Хром	Магматический	
			Никель	Остаточный	
17	Брединская полиметаллическо-золото-рудная зона (8.0.7 Au, Pb, Zn)	540	Золото	Гидротермальный	
18	Каменнодольская хромово-никелево-рудная зона (8.0.8 Ni, Cr)	60	Хром	Магматический	
			Никель	Остаточный	
	Троицко-Мариновская слюдоносная никелево-медно-золоторудная минерагеническая зона (9 Au, Cu, Ni (mu)/PR_1–MZ)				
19	Коклановско-Саламатовский вольфрамово-молибденоворудный узел (9.0.1 Mo, W)	2050	Молибден	Гидротермальный	
			Вольфрам		
20	Троицкая вольфрамово-молибде-новорудная зона (9.0.2 Mo, W)	880	Молибден		
			Вольфрам		
21.	Тарутинско-Михеевская меднорудная зона (9.0.3 Cu)	430	Медь	Гидротермальный, плутогенный	
	Серовско-Шумихинская угленосно-бокситоносная железорудная минерагеническая зона (11 Fe, Al, УБ / C_1, T_3–K_2)				
22	Глубоченская железорудная зона (11.0.1 Fe)	7820	Железо	Метасоматический	
	Нижнетуринско-Курганская урановорудная минерагеническая область (12 U / $J_{2–3}$)				
23	Далматовский урановорудный район (12.1.1 U)	2560	Уран	Гидрогенный	
	Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минерагеническая зона (15Au, Pt / P_3–Q)				
24	Санарская урановоносная зона (15.1 U / KZ)	4410	Уран	Гидрогенный	

	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность	Номер источника по списку литературы
	Поисковые работы	P_1	48 т	Оценочные работы	83, 92
	ГДП-50 ГДП-200	P_3	19 т	Поисковые работы	Авторские
	Поисковые работы	P_2	0,3 млн т	Оценочные работы	98
		P_3	1,0 млн т		
		P_2	50 тыс. т		
	ГДП-50 ГДП-200	P_2	18 т	Поисковые работы	65, 98
		P_3	77 т		
	ГДП-50 ГДП-200	P_2	0,4 млн т	Поисковые работы	65, 92
		P_1	20 тыс. т		
		P_2	5 тыс. т		
	ГДП-200	P_3	173 тыс. т	Поисковые работы	Авторские
		P_3	52 тыс. т		
	ГДП-50	P_3	78 тыс. т	Поисковые работы	Авторские
	ГДП-200	P_3	24 тыс. т		
	Поисковые работы	P_1	260 тыс. т	Оценочные работы	92, 98
		P_3	2500 тыс. т		
	ГДП-200 Поисковые работы	P_1	480 млн т	Оценочные работы	44, 45, 46
		P_2	600 млн т		
	Поисковые работы	P_3	25 тыс. т	Оценочные работы	59, 60
	ГДП-50 ГДП-200	P_3	10 тыс. т	Поисковые работы	60, 83, 86, 98

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу N-41 Госгеолкарты-1000/3

Подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Единица измерения	Прогнозные ресурсы
Металлические ископаемые					
Черные металлы	Железо	РЗ – 1	P_1 P_2	млн т »	480 600
	Хром	РЗ – 2	P_2 P_3	» »	0,7 1
	Титан	РЗ – 1	P_1 P_3	» »	0,5 2
Цветные металлы	Медь	РЗ – 4, РУ – 1	P_1 P_2 P_3	тыс. т » »	380 1230 2600
	Цинк	РЗ – 4, РУ – 2	P_1 P_2 P_3	тыс. т » »	50 1250 3600
	Свинец	РЗ – 1, РУ – 2	P_3	»	1470
	Никель	РЗ – 2	P_1 P_2	тыс. т »	20 55
	Молибден	РЗ – 1, РУ – 2	P_3	тыс. т	298
	Вольфрам (WO_3)	РЗ – 1, РУ – 2	P_3	тыс. т	91
	Алюминий (нефелин)	РР – 1	P_1	млн т	219

Редкие металлы и редкоземельные элементы	Тантал	РР – 1, РЗ – 1	P_2 P_3	тыс. т »	1,8 3
	Ниобий	РР – 1, РЗ – 1	P_1 P_2 P_3	тыс. т » »	21 26 18
	Цирконий	РР – 1	P_1 P_2	тыс. т »	63 39
	Редкие земли	РР – 1	P_1 P_2	тыс. т »	52 5
Благородные металлы	Золото коренное	РР – 1, РЗ – 4, РУ – 1	P_1 P_2 P_3	т » »	115 261 217
Радиоактивные элементы	Уран	РНЗ – 1, РУ – 1	P_3	тыс. т	35
Неметаллические ископаемые					
Оптические материалы	Кварц оптический	РР – 1, РЗ – 1	P_1 P_2 P_3	тыс. т » »	401 348 156
Керамическое и огнеупорное сырье	Кианит	РЗ – 1	P_1 P_2	тыс. т »	4036 1311
Горнотехническое сырье	Вермикулит	РР – 1	P_1	тыс. т	1200
	Графит	РР – 1	P_1	тыс. т	1100

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

№ п/п	Вид минерального сырья, индекс и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+, –)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
1	Пороховско-Биктимировский вольфрамово-молибденоворудный узел (8.0.1 Mo, W) Молибден Вольфрам	 P_3 – 0 P_3 – 0	 P_3 – 47 тыс. т P_3 – 15 тыс. т	 P_3 +47 тыс. т P_3 +15 тыс. т	Поисковые работы
2	Коклановско-Саламатовский вольфрамово-молибденоворудный узел потенциальный (9.0.1 Mo, W) Молибден Вольфрам	 P_3 – 0 P_3 – 0	 P_3 – 173 тыс. т P_3 – 52 тыс. т	 P_3 +173 тыс. т P_3 +52 тыс. т	Поисковые работы
3	Троицкая вольфрамово-молибденоворудная зона потенциальная (9.0.2 Mo, W) Молибден Вольфрам	 P_3 – 100 тыс. т P_3 – 50 тыс. т	 P_3 – 78 тыс. т P_3 – 24 тыс. т	 P_3 – 22 тыс. т P_3 – 26 тыс. т	Поисковые работы
4	Губернский золоторудный узел потенциальный (7.2.1 Au) Золото	 P_3 – 0	 P_3 – 20 т	 P_3 +20 т	Поисково-оценочные работы
5	Успеновско-Ольховская золоторудная зона потенциальная (8.0.6 Au) Золото	 P_3 – 13 т	 P_3 – 19 т	 P_3 +6 т	Поисковые работы

Список буровых скважин, показанных на геологических картах

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторы, год; авторский номер скважины
1	Скважина (гл. 520,1 м); вскрывает разрез ильменогорского комплекса нижнего протерозоя	Зорин С. А., 1976; 3535
11	Скважина (гл. 70 м); вскрывает разрез саитовской серии (RF_2***st***)	Кузнецов Н. С., 2007; С-4
19	Скважина (гл. 187 м); вскрывает разрез игишской свиты (RF_2*ig*) и саитовской серии (RF_2***st***)	Юрецкий В. Н., 1982; 126
38	Скважина (гл. 393 м); вскрывает разрез булатовской (S_1–D_1bl) и копаловской ($D_{2–3}$kp) толщ под взбросом	Юрецкий В. Н., 1982; 42
96	Скважина (гл. 100 м); вскрывает разрез брединской свиты нижнего карбона	Аксёнов С. А., 1983; 159
44	Скважина (гл. 698 м); вскрывает разрез туринской серии нижнего–среднего триаса	Закожурников В. П., 1987; ВК-40
48	Скважина (гл. >300 м); под юрскими отложениями на глубине 300 м вскрыта карбонатно-терригенная толща верхнего девона	Закожурников В. П., 1987; ВК-30
43	Скважина (гл. 525 м); под юрскими отложениями с глубины 320 пересечена карбонатно-терригенная толща верхнего девона	Закожурников В. П., 1987; ВК-33
23	Скважина (гл. >713 м); под юрскими отложениями на глубине 713 м вскрыта вулканогенно-осадочная толща среднего–верхнего девона	Закожурников В. П., 1987; ВК-36
22	Скважина (гл. >712 м); под юрскими отложениями на глубине 712 м вскрывает валерьяновскую толщу нижнего карбона	Закожурников В. П., 1987; ВК-39
10	Скважина (гл. >740 м); под юрскими отложениями на глубине 740 м вскрыта вулканогенно-осадочная толща среднего–верхнего девона	Закожурников В. П., 1987; ВК-51
39	Скважина (гл. 241 м); вскрывает разрез мезозойско-кайнозойского чехла ЗСП	Горбачев Ю. Н., 1982; С-1к
40	Скважина (гл. 635,3 м); под мезозойско-кайнозойскими отложениями вскрыты образования катенинской толщи силура	Горбачев Ю. Н., 1982; 2к
36	Скважина (гл. 691,7 м); под мезозойско-кайнозойскими отложениями вскрывает валерьяновскую толщу нижнего карбона	Горбачев Ю. Н., 1982; 3к
37	Скважина (гл. 795 м); под мезозойско-кайнозойскими отложениями вскрыты габброиды первой фазы раннепермского ухановского комплекса	Горбачев Ю. Н., 1982; 4к

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторы, год; авторский номер скважины
29	Скважина (гл. 601,9 м); под мезозойско-кайнозойскими отложениями вскрыты габброиды первой фазы ухановского комплекса	Горбачев Ю. Н., 1982; 5к
26	Скважина (гл. 782 м); вскрывает гранитоиды милютинско-михайловского комплекса раннего–среднего карбона	Горбачев Ю. Н., 1982; 6к
41	Скважина (гл. 696 м); вскрывает образования нижнекаменноугольной валерьяновской толщи	Горбачев Ю. Н., 1982; 7к
42	Скважина (гл. 331,1 м); вскрывает долериты первой фазы ухановского комплекса	Горбачев Ю. Н., 1982; 8к
15	Скважина (гл. 677 м); вскрывает граниты кузнецовского комплекса средней перми	Горбачев Ю. Н., 1982; 10к
9	Скважина (гл. 938,1 м); вскрыта нижнекаменноугольная валерьяновская толща	Горбачев Ю. Н., 1982; 18к
20	Скважина (гл. 670,9 м); вскрывает мраморизированные известняки карбонатно-терригенной толщи верхнего девона	Горбачев Ю. Н., 1982; 20к
21	Скважина (гл. 879 м); вскрывает карбонатно-терригенную толщу верхнего девона	Горбачев Ю. Н., 1982; 21к
53	Скважина (гл. 1345 м); вскрывает магнетитовые руды	Бирючев С. И., 1982; К-89
51	Скважина (гл. 1766,4 м); вскрывает разрез комсомольской толщи нижнего карбона	Бирючев С. И., 1982; К-222
46	Скважина (гл. 798,7 м); вскрывает образования туринской серии нижнего–среднего триаса	Петров Г. К., 1981; П-7
50	Скважина (гл. >700 м); вскрывает зеленые сланцы городищенской свиты нижнего рифея и ультрамафиты среднеордовикского дружнинского комплекса	Петров Г. К., 1981; П-10
28	Скважина (гл. 167,9 м); образования нижнерифейской городищенской свиты	Петров Г. К., 1981; П-16
82	Скважина вскрывает контактовые метаморфиты джабыкско-санарского комплекса ранней перми	Шагина Р. Н., 1965; 32
84	Скважина (гл. 347 м); вскрывает образования нижнекаменноугольной брединской свиты	Шагина Р. Н., 1965; стр-1
79	Скважина (гл. 187 м); вскрывает граниты второй фазы степнинского комплекса ранней перми (петротипический Степнинский массив)	Шагина Р. Н., 1975; 34
80	Скважина вскрывает граниты раннепермского степнинского комплекса (Черноборский массив)	Шагина Р. Н., 1975; 46
83	Скважина вскрывает образования нижнекаменноугольных тугундинской и биргильдинской свит	Шагина Р. Н., 1975; 193
75	Скважина вскрывает отложения брединской свиты нижнего карбона	Шагина Р. Н., 1975; 49
56	Скважина (гл. 195,8 м); вскрыта катенинская толща силура	Беляков С. А., 1979; О-47

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторы, год; авторский номер скважины
63	Скважина (гл. 896,5 м); вскрывает образования кремнисто-терригенной толщи среднего девона	Беляков С. А., 1979; О-12
70	Скважина (гл. 737 м); вскрыты вулканиты рытвинской толщи нижнего карбона	Беляков С. А., 1979; О-2
64	Скважина (гл. 199 м); вскрывает отложения городищенской свиты нижнего рифея	Беляков С. А., 1979; О-55
69	Скважина (гл. 242 м); вскрывает базальтоиды катенинской толщи силура	Беляков С. А., 1979; О-29
74	Скважина (гл. 530 м); вскрывает вулканиты верхнесилурийско-нижнедевонской подовинной толщи	Беляков С. А., 1979; О-8
108	Скважина (гл. 144 м); вскрыты вулканиты подовинной толщи верхнего силура–нижнего девона	Беляков С. А., 1979; Б-345
52	Скважина (гл. 488,6 м); вскрывает отложения улугушской свиты среднего ордовика	Беляков С. А., 1979; О-37
59	Скважина (гл. 260 м); вскрывает габбро коскольского комплекса позднего девона	Беляков С. А., 1979; О-19
57	Скважина (гл. 308 м); вскрывает разрез челябинской серии верхнего триаса–нижней юры	Беляков С. А., 1979; О-33
58	Скважина (гл. 244,8 м); вскрыта улугушская свита нижнего ордовика	Беляков С. А., 1979; О-46
73	Скважина (гл. 129,6 м); вскрывает плагиограниты барамбаевского комплекса раннего карбона	Беляков С. А., 1979; КБ-40
78	Скважина (гл. 170 м); вскрывает гранитоиды барамбаевского комплекса	Беляков С. А., 1979; КБ-48
49	Скважина (гл. 410 м); вскрыта березняковская толща верхнего девона–нижнего карбона	Щулькин Е. П., 1986; У-73
55	Скважина (гл. 191,9 м); вскрывает карбонатно-терригенные отложения тугундинской и биргильдинской толщ (нижний карбон)	Щулькин Е. П., 1986; У-71
54	Скважина (гл. 221,1 м); вскрыты известняки тугундинской свиты нижнего карбона	Щулькин Е. П., 1986; У-76
60	Скважина (гл. 512,6 м); вскрывает вулканиты кособродской толщи нижнего силура	Щулькин Е. П., 1986; У-52
66	Скважина (гл. 801,7 м); вскрывает вулканиты кособродской толщи нижнего силура	Щулькин Е. П., 1986; У-62
65	Скважина (гл. 500,2 м); вскрывает вулканиты кособродской толщи нижнего силура	Щулькин Е. П., 1986; Ус-46
61	Скважина (гл. 464,3 м); вскрыты вулканиты базальт-андезитовой толщи верхнего девона	Щулькин Е. П., 1986; У-65
67	Скважина (гл. 88 м); вскрыты граниты красногвардейского комплекса ранней перми	Беляков С. А., 1979, ОА-349
71	Скважина (гл. 811,5 м); под вулканитами базальт-андезитовой толщи вскрыты терригенные отложения еманжелинской толщи ($D_{2–3}$em)	Щулькин Е. П., 1986; У-27

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторы, год; авторский номер скважины
72	Скважина (гл. 481,7 м); вскрывает вулканиты базальт-андезитовой толщи верхнего девона	Щулькин Е. П., 1986; Ус-37
81	Скважина (гл. 308,2 м); вскрывает диориты кособродского комплекса раннего карбона	Щулькин Е. П., 1986; Ус-13
77	Скважина вскрывает метаморфиты нижнесанарского комплекса (нижний протерозой)	Пискунов Ф. А., 1970, С-69
76	Скважина вскрывает городищенскую свиту нижнего рифея	Пискунов Ф. А., 1970, С-86
2	Скважина вскрывает риолит-порфиры урукульско-покровского комплекса перми	Степанов А. И., 1987, С-253
12	Скважина вскрывает умереннощелочные магматиты надыровомостовского комплекса позднего девона	Степанов А. И., 1987, С-55
16	Скважина вскрывает дайки гранитов среди дербишевской толщи нижнего карбона	Степанов А. И., 1987, С-138
17	Скважина вскрывает хлорит-серицитовые метасоматиты по породам рудянской толщи (D_2)	Степанов А. И., 1987, С-86
5	Скважина вскрывает гранодиориты улугушского комплекса нижнего–среднего карбона	Степанов А. И., 1987, С-КЛ-1764
3	Скважина вскрывает граниты раннепермского красногвардейского комплекса	Степанов А. И., 1987, С-40
4	Скважина вскрывает гранодиориты баклановского комплекса среднего девона	Степанов А. И., 1987, С-432
6	Скважина вскрывает граниты лобановского комплекса ранней перми	Степанов А. И., 1987, С-36
7	Скважина вскрывает диориты баклановского комплекса среднего девона	Степанов А. И., 1987, С-431
62	Скважина (гл. 54 м) вскрывает гранодиориты мариинковского комплекса позднего девона–раннего карбона (нижнеесанарский массив)	Пискунов Ф. А., 1970, С-156
8	Скважина вскрывает риолиты туринской серии нижнего–среднего триаса	Степанов А. И., 1987, С-25
13	Скважина вскрывает граниты раннепермского красногвардейского комплекса	Степанов А. И., 1987, С-1116
14	Скважина (гл. 397,5 м) вскрывает риолиты туринской серии нижнего–среднего триаса	Степанов А. И., 1987, С-460
30	Скважина (гл. 513,6 м) пересекает карбонатные породы нижнекаменноугольной тугундинской толщи и (с тектоническими соотношениями) разрез самарской толщи нижнего(?) рифея	Кузнецов Н. С., 1995, С-35
31	Скважина (гл. 293,2 м) вскрывает разрез самарской толщи нижнего(?) рифея	Кузнецов Н. С., 1995, С-39
24	Скважина (гл. 2000 м) пересекает разрез триаса Среднеисетско-Варненской зоны	Носаль В. И., 1956, Р-1

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторы, год; авторский номер скважины
33	Скважина (гл. 400,6 м) пересекает березняковскую и биксизакскую толщи и вскрывает базальты саргазинской толщи нижнего–среднего ордовика	Кузнецов Н. С., 1995, С-5
32	Скважина (гл. 460 м) вскрывает базальты нижне-среднеордовикской саргазинской толщи	Кузнецов Н. С., 1995, С-10
27	Скважина (гл. 83,4 м) вскрывает граниты полетаевского комплекса среднего карбона	Кузнецов Н. С., 1995, С-41
45	Скважина (гл. 508,6 м) вскрывает отложения березняковской толщи верхнего девона–карбона	Кузнецов Н. С., 1995, С-50
34	Скважина (гл. 1216,3 м) пересекает вулканиты саргазинской толщи ($O_{1–2}$) и вскрывает образования поповской толщи (RF_2)	Кузнецов Н. С., 1995, С-67
97	Скважина (гл. 1000 м) вскрывает кварцевую жилу с сульфидной минерализацией в образованиях биргильдинской толщи нижнего карбона	Лисов А. С., 2008, С-29
105	Скважина (гл. 36 м) вскрывает граниты шалкарского комплекса ранней перми	Лисов А. С., 2008, 742
106	Скважина (гл. 46 м) вскрывает известняки боровой толщи нижнего карбона	Лисов А. С., 2008, 753
89	Скважина (гл. 13 м) вскрывает гранитоиды ольховского комплекса поздней перми	Лисов А. С., 2008, 798
99	Скважина (гл. 44 м) вскрывает гнейсы кусаканской свиты нижнего рифея(?)	Лисов А. С., 2008, 816
103	Скважина (гл. 27 м) вскрывает граниты шалкарского комплекса ранней перми	Лисов А. С., 2008, 823
102	Скважина (гл. 11 м) вскрывает базальты кайрактинской толщи нижнего карбона	Лисов А. С., 2008, 834
104	Скважина (гл. 15 м) вскрывает известняки нижнекаменноугольной потаповской толщи	Лисов А. С., 2008, 872
98	Скважина (гл. 31 м) вскрывает ультрамафиты чебаркульско-казбаевского комплекса (O_2)	Лисов А. С., 2008, 899
101	Скважина (гл. 32 м) вскрывает плагиограниты мариинновского комплекса ($D_3–C_1$)	Лисов А. С., 2008, 949
107	Скважина (гл. 35 м); вскрыта каолинит-охристая кора выветривания по осадочным породам нижнекаменноугольной брединской свиты	Лисов А. С., 2008, 960
94	Скважина (гл. 79 м) вскрывает кору выветривания по алевролитам октябрьской толщи девона	Лисов А. С., 2008, 974
92	Скважина (гл. 44 м) вскрывает базальты катенинской толщи силура	Лисов А. С., 2008, 976
90	Скважина (гл. 76 м) вскрывает диориты барамбаевского комплекса раннего карбона	Лисов А. С., 2008, С-34
85	Скважина (гл. 49 м) вскрывает отложения нижнекаменноугольной комсомольской толщи	Лисов А. С., 2008, 962

Номер на карте	Характеристика объекта	Авторы, год; авторский номер скважины
86	Скважина (гл. 19 м) вскрывает кристаллосланцы алексеевской свиты среднего рифея	Лисов А. С., 2008, 966
87	Скважина (гл. 15 м) вскрывает образования катенинской толщи силура	Лисов А. С., 2008, 971
91	Скважина (гл. 72 м) вскрывает туфы рытвинской толщи нижнего карбона	Лисов А. С., 2008, 1526
95	Скважина (гл. 23 м); вскрыты сланцы увельской свиты среднего–верхнего ордовика	Лисов А. С., 2008, 1535
88	Скважина (гл. 27 м) вскрывает песчаники осадочно-вулканогенной толщи нижнего карбона	Лисов А. С., 2008, 1546
93	Скважина (гл. 35 м) вскрывает алевролиты нижнекаменноугольной комсомольской толщи	Лисов А. С., 2008, 1585
25	Скважина вскрывает ультрамафиты дружнинского комплекса среднего ордовика	Пумпянский А. М., 1988, К-177
18	Скважина вскрывает магматиты соколовско-сарбайского комплекса раннего карбона	Пумпянский А. М., 1988, К-210
68	Скважина вскрывает интрузивные образования барамбаевского комплекса раннего карбона	Андреева З. А., 1985, О-7
47	Скважина вскрывает интрузивные породы раннекаменноугольного соколовско-сарбайского комплекса	Пумпянский А. М., 1988, ДЕ-301
35	Скважина вскрывает образования соколовско-сарбайского комплекса раннего карбона	Пумпянский А. М., 1988, К-125
100	Скважина (гл. 254,6 м) вскрывает терригенные отложения маячной свиты среднего ордовика	Шалагинов Э. В., 1988, С-22

Каталог опорных источников и их характеристик (скважин, родников, колодцев), вынесенных на гидрогеологическую карту

Номер объекта в каталоге гидрогеологических скважин	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер скважины (колодец, родник)	Источник информации ГГК-200 (автор, год)	Гидрогеологическая характеристика вскрытого водоносного горизонта					
				Опробованные гидрогеологические подразделения	Дебит, л/с	Понижение, м	Статистический уровень, м	Химический состав	Минерализация, г/дм^3
I-1-1	N-41-I	с-5184	Брок В. Т., 1961	10v ($O–C_1$)	12,4	2,1	0,9	HCO_3	0,22
I-1-2	»	Родник 1	»	10γPZ	2,5	–	–	HCO_3	0,15
I-1-3	»	с-28	»	10g (AR–V)	0,56	8,6	3,5	HCO_3	н.с.
I-1-4	»	с-3	»	10g (AR–V)	1,8	3,6	5,0	HCO_3	0,28
I-1-5	»	Родник 4	»	10g (AR–V)	4,0	–	–	HCO_3	1,0
I-1-6	»	Родник 5	»	10g (AR–V)	4,0	–	–	HCO_3	1,0
I-1-7	»	скв. 9	»	10j ($S_1l–D_1e$)	4,0	2,7	11,0	HCO_3	0,2
I-1-8	»	с-5	»	10v ($O–C_1$)	9,6	3,6	2,6	HCO_3	н.с.
I-1-9	»	с-6	»	10g (AR–V)	0,32	48,0	1,16	HCO_3	0,4
I-2-10	N-41-II	с-15	Брок В. Т., 1961	10c ($RF_1–C_2$)	8,4	8,0	8,0	HCO_3	0,5
I-2-11	»	с-13	»	10c ($RF_1–C_2$)	6,4	6,8	4,5	HCO_3	0,5
I-2-12	»	Родник 220	Борисов В. Б., 2001	8v ($O–C_1$)	6,0	–	–	–	0,2
I-2-13	»	с-1530	Борисов В. Б., 2001	$2P_1^2$	1,5	2,5	3,5	HCO_3	0,2
I-1-14	»	с-4	Брок В. Т.	10g (AR–V)	4,0	5,5	1,5	HCO_3	н.с.
I-2-15	»	с-1873	»	10v ($O–C_1$)	1,1	40,0	8,0	HCO_3	0,7
I-2-16	»	с-1401	»	3 ($P_2^1–P_2^3$)	1,4	25,0	14,0	HCO_3 Cl	0,5
I-2-17	»	с-12г	»	10γPZ	4,9	14,0	1,1	Cl HCO_3	1,2

Номер объекта в каталоге гидрогеологических скважин	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер скважины (колодец, родник)	Источник информации ГГК-200 (автор, год)	Гидрогеологическая характеристика вскрытого водоносного горизонта					
				Опробованные гидрогеологические подразделения	Дебит, л/с	Понижение, м	Статистический уровень, м	Химический состав	Минерализация, г/дм^3
I-2-18	»	с-376	»	10v ($O–C_1$)	1,5	13,0	4,0	HCO_3 SO_4	0,5
I-2-19	»	с-155а	»	2 ($P_3–N_1^2$)	69,2	15,4	12,0	HCO_3	0,6
I-2-20	»	с-32	»	10g (AR–V)	7,3	9,2	1,9	HCO_3	0,6
I-3-21	N-41-III	с-20	Брок В. Т., 1961	$2P_1^2$	6,0	2,0	4,3	HCO_3	0,3
I-3-22	»	с-21	»	$2P_1^2$	5,0	14,0	2,5	HCO_3 Cl	н.с.
I-3-23	»	с-234	Мишунин В. К., 1977	$2P_1^2$	2,5	32,0	2,0	HCO_3	0,7
I-3-24	»	с-74	»	$2P_1^2$	15,0	19,0	9,7	HCO_3 Cl	0,5
I-3-25	»	с-7	»	$2P_1^2$	0,2	32,5	10,0	HCO_3 Cl	1,1
I-3-26	»	с-2	»	2 ($N_1^3–N_2^2$)	0,7	6,3	0,3	SO_4 HCO_3	5,7
I-3-27	»	с-3	»	3 ($P_2^1–P_2^3$)	0,4	50,0	9,1	HCO_3 Cl	2,6
I-4-28	N-41-IV	с-205	Селезнёв В. С., 1985	$2P_1^2$	7,5	25,0	н.с.	HCO_3 Cl	0,8
I-4-29	»	4с	»	2 ($P_3–N_1^2$)	0,7	11,9	+1,9	Cl HCO_3	3,8
»	»	»	»	$2P_2^1$	3,3	8,4	1,0	Cl HCO_3	2,2
»	»	»	»	$8K_2$	0,04	70,1	+2,1	Cl HCO_3	3,6
»	»	»	»	PZ	0,4	32,5	+1,9	Cl HCO_3	3,9
I-4-30	»	Б-55^г	»	$2P_2^1$	2,2	20,2	3,3	HCO_3 Cl	1,1
I-4-31	»	38	»	$2P_2^1$	5,1	6,0	21,0	HCO_3 Cl	0,9
I-4-32	»	M_4-452	»	$2P_2^1$	2,2	10,2	9,3	HCO_3	0,7

I-4-33	N-41-IV	26	»	$2P_2^1$	2,6	12,0	18,0	HCO_3 Cl	0,8
I-4-34	»	5г	»	$2P_2^1$	5,5	7,9	11,2	Cl HCO_3	1,7
»	»	»	»	$8K_2$	0,6	32,5	44,4	HCO_3 Cl	1,2
»	»	»	»	$8K_{1–2}$	2,8	33,6	34,7	HCO_3 Cl	1,4
I-4-35	»	4б-105	»	$8K_{1–2}$	3,5	н.с.	3,6	HCO_3 Cl	1,4
I-5-36	N-41-V	М-1345	»	2 (P_3–N_1^2)	1,02	0,6	4,0	HCO_3	0,5
I-5-37	»	107г	»	$2P_2^1$	3,0	7,8	6,1	HCO_3 Cl	1,1
I-5-38	»	МК-113	»	2 (P_3–N_1^2)	н.с.	н.с.	4,0	HCO_3 Cl	1,0
I-5-39	»	МК-8	»	$2P_2^1$	3,5	15,8	18,0	Cl HCO_3	3,7
I-5-40	»	Кс-1	»	$8K_2$	0,4	9,0	н.с.	Cl HCO_3	2,1–1,5
»	»	»	»	$8K_1$vk	8,4	56,2	5,0	HCO_3 Cl	1,4
I-5-41	»	471	»	$2P_2^1$	1,7	36,0	7,4	Cl HCO_3	2,2
I-5-42	»	Б-311	»	$2P_2^1$	1,4	14,0	23,0	Cl HCO_3	2,6
I-6-43	N-41-VI	СВ-1033	Закожурников В. П., 1987	2 (P_3–N_1^2)	н.с.	н.с.	5,0	Cl HCO_3	1,85
I-6-44	»	СВ-1880	»	2 (P_3–N_1^2)	н.с.	н.с.	5,5	Cl HCO_3	3,5
I-6-45	»	СВ-775	»	2aQ	н.с.	н.с.	2,0	HCO_3	0,35
I-6-46	»	РБ-39	»	2aQ	н.с.	н.с.	0,7	Cl HCO_3	14,0
I-6-47	»	СВ-931	»	2 (P_3–N_1^2)	н.с.	н.с.	4,6	HCO_3	0,58
I-6-48	»	РБ-27	»	2aQ	н.с.	н.с.	3,0	HCO_3	0,2
I-6-49	»	СВ-832	»	2 (P_3–N_1^2)	н.с.	н.с.	4,0	HCO_3	0,6
II-1-50	N-41-VII	Родник 44	Борисов В. Б., 2001	10Σ (V–PZ)	0,3	–	–	HCO_3	0,5
II-1-51	»	с-5521	»	10γPZ	3,0	7,0	н.с.	HCO_3	0,3
II-1-52	»	Родник 103	»	10Σ (V–PZ)	0,6	–	–	HCO_3	0,6
II-1-53	»	с-3278	»	10g (AR–V)	5,8	17,8	н.с.	HCO_3 Cl	1,4
II-1-54	»	с-463	»	10j (S_1l–D_1e)	0,6	1,0	н.с.	HCO_3	0,3
II-1-55	»	с-438	»	10v (O–C_1)	0,5	2,3	н.с.	HCO_3	0,2

Номер объекта в каталоге гидрогеологических скважин	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер скважины (колодец, родник)	Источник информации ГГК-200 (автор, год)	Гидрогеологическая характеристика вскрытого водоносного горизонта					
				Опробованные гидрогеологические подразделения	Дебит, л/с	Понижение, м	Статистический уровень, м	Химический состав	Минерализация, г/дм^3
II-1-56	N-41-VII	с-34	Брок В. Т., 1961	10j (S_1l–D_1e)	3,0	4,0	18,0	HCO_3	0,4
II-1-57	»	с-35	»	10c (RF_1–C_2)	3,5	5,5	7,5	HCO_3	0,5
II-1-58	»	Родник 15	»	10v (O–C_1)	3,0	–	–	HCO_3	н.с.
II-1-59	»	Родник 16	»	10Σ (V–PZ)	2,0	–	–	HCO_3	0,3
II-1-60	»	Родник 17	»	10j (S_1l–D_1e)	4,5	–	–	HCO_3	0,37
II-2-61	N-41-VIII	с-25	Борисов В. Б., 2001	2aQ	0,1	0,7	2,3	HCO_3	0,7
II-2-62	»	с-38а	Брок В. Т., 1961	10t (T_1–J_1)	0,5	4,7	3,2	HCO_3 Cl	0,9
II-2-63	»	Родник 41	Борисов В. Б., 2001	10γPZ	0,4	–	–	HCO_3	0,3
II-2-64	»	с-4	»	10γPZ	0,3	24,6	4,3	HCO_3	0,2
II-2-65	»	с-1^г	»	10v (O–C_1)	10,8	13,9	0,3	HCO_3	0,5
II-2-66	»	с-190	»	10t (T_1–J_1)	2,9	3,3	н.с.	HCO_3	0,6
II-2-67	»	с-166	»	10t (T_1–J_1)	2,5	30,0	5,0	SO_4 Cl	17,6
II-2-68	»	с-3185	»	$2P_1^2$	11,0	5,0	9,0	HCO_3	0,4
II-2-69	»	с-44	Брок В. Т., 1961	10v (O–C_1)	7,6	36,0	7,0	HCO_3	0,38
II-2-70	»	с-3251	Борисов В. Б., 2001	$8K_2$	5,0	8,2	5,8	Cl HCO_3	0,7
II-2-71	»	с-796	»	10c (RF_1–C_2)	15,6	10,7	1,1	HCO_3	н.с.
II-2-72	»	с-5297	»	$8K_2$	1,2	27,0	13,0	HCO_3 Cl	0,8
II-3-73	N-41-IX	с-16^г	Селезнёв В. С., 1985	$2P_1^2$	1,6	3,1	5,8	HCO_3 Cl	1,1
II-3-74	»	с-8	»	$2P_1^2$	1,5	20,0	15,0	HCO_3 Cl	0,8
II-3-75	»	с-110^г	»	$2P_1^2$	5,6	8,0	13,8	Cl HCO_3	2,9

II-3-76	N-41-IX	с-28г	»	$2P_1^2$	0,9	0,8	7,0	Cl	8,8
II-3-77	»	С-К46г	»	$8K_2$	7,4	10,5	6,1	HCO_3 Cl	1,1
II-3-78	»	с-280	»	$2P_1^2$	2,0	20,0	8,0	HCO_3 Cl	0,8
II-3-79		с-233г	»	Геологич.					
II-3-80	»	с-2558	»	»					
II-3-81	»	с-332	»	$2P_1^2$	2,8	31,0	3,0	Cl HCO_3	1,5
II-3-82	»	с-369	»	$2P_1^2$	1,6	н.с.	6,3	Cl HCO_3	1,6
II-3-83	»	с-186	»	$2P_1^2$	1,1	14,0	11,0	HCO_3 Cl	0,9
II-3-84	»	с-270	»	$2P_1^2$	1,4	28,0	12,0	Cl HCO_3	2,0
II-4-85	N-41-X	с-391	»	$2P_1^2$	2,1	13,0	27,0	HCO_3 Cl	1,0
II-4-86	»	с-М4-632	»	$2P_1^2$	1,0	25,0	18,2	HCO_3 Cl	1,2
II-4-87	»	с-337	»	$2P_1^2$	0,5	10,0	12,0	Cl HCO_3	2,1
II-4-88	»	с-288	»	$2P_1^2$	2,7	18,0	8,0	HCO_3 Cl	1,5
II-4-89	»	с-128	»	$2P_1^2$	1,8	15,0	н.с.	Cl HCO_3	2,7
II-4-90	N-41-X	с-16г	Селезнёв В. С., 1985	$8K_2$	0,04	20,7	13,4	Cl HCO_3	1,8
II-4-91	»	с-17г	»	$2P_1^2$	1,1	25,3	5,5	Cl	3,5
II-4-92	»	с-2	»	(Геологич.)					
II-4-93	»	с-222	»	$2P_1^2$	2,1	24,0	9,0	Cl HCO_3	2,6
II-4-94	»	с-4С-18г	»	$2P_1^2$	0,7	11,6	3,3	HCO_3	0,3
II-4-95	»	с-205	»	$2P_1^2$	1,5	8,0	14,0	HCO_3 Cl	1,2
II-4-96	»	с-143	»	$2P_1^2$	3,0	5,0	8,0	HCO_3 Cl	1,2
II-4-97	»	с-ГЛ-76	»	PZ	3,6	15,6	23,1	Cl	3,8
II-5-98	N-41-XI	с-157 (4)	»	$2P_1^2$	7,2	1,8	н.с.	Cl	2,9
»	»	»	»	$8K_2$	0,8	17,8	3,4	Cl	2,8
»	»	»	»	$8K_{1-2}$	5,3	27,3	11,3	Cl	2,5
»	»	»	»	PZ	0,2	32,0	–	Cl HCO_3	2,6

Номер объекта в каталоге гидрогеологических скважин	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер скважины (колодец, родник)	Источник информации ГГК-200 (автор, год)	Гидрогеологическая характеристика вскрытого водоносного горизонта					
				Опробованные гидрогеологические подразделения	Дебит, л/с	Понижение, м	Статистический уровень, м	Химический состав	Минерализация, г/дм^3
II-5-99	N-41-XI	с-556	»	$2P_1^2$	1,7	33,0	7,0	HCO_3 Cl	1,4
II-5-100	»	с-58	»	$2P_1^2$	3,0	21,0	4,2	HCO_3 Cl	1,2
II-5-101	»	с-55	»	$2P_1^2$	8,3	4,0	н.с.	Cl	3,6
II-5-102	»	с-41	»	$2P_1^2$	0,8	21,0	15,6	HCO_3 Cl	1,2
II-5-103	»	с-85	»	$2P_1^2$	0,05	11,3	6,0	HCO_3 Cl	1,2
II-5-104	»	с-116 (4)	»	$2P_1^2$	0,7	23,0	10,4	Cl HCO_3	2,4
»	»	»	»	$8K_2$	0,09	26,3	15,8	Cl HCO_3	2,2
»	»	»	»	$8K_{1–2}$	0,07	14,9	27,2	Cl HCO_3	1,8
»	»	»	»	PZ	н.с.	н.с.	н.с.	HCO_3 Cl	0,9
II-5-105	»	с-3 г	»	$2P_1^2$	2,7	н.с.	н.с.	Cl HCO_3	3,0
II-5-106	»	с-18 г (4)	»	$2P_1^2$	2,4	2,1	18,8	Cl HCO_3	1,9
»	»	»	»	$8K_2$	20,2	60,0	4,3	Cl	3,2
»	»	»	»	$8K_{1–2}$	1,7	н.с.	10,0	Cl	3,7
»	»	»	»	MZ–PZ	0,14	н.с.	н.с.	Cl	4,4
II-5-107	»	с-7 г	»	$2P_1^2$	н.с.	н.с.	–	Cl	3,9
II-5-108	»	с-8 г (геолог.)	»						
II-5-109	»	с-202	»	PZ	1,7	23,0	7,0	HCO_3 Cl	1,5
II-5-110	»	с-436	»	2aQ	3,3	7,7	2,6	HCO_3	0,4
II-5-111	»	с-20 г (2)	»	$8K_2$	1,1	17,2	18,8	Cl	7,6
»	»	»	»	$8K_{1–2}$–PZ	33,3	44,6	46,4	Cl	7,7

II-6-112	N-41-XII	с-129	Селезнёв В. С., 1985	$2P_1^2$	0,8	3,0	2,0	Cl	5,6
II-6-113	»	с-371	»	$2P_1^2$	2,7	3,0	2,0	Cl	3,0
II-6-114	N-41-XII	с-110	Селезнёв В. С., 1985	$2P_1^2$	2,8	5,6	10,3	Cl	4,0
II-6-115	»	с-Вк-36 г (2)	»	$8K_2$	0,01	17,4	47,4	Cl HCO_3	1,8
»	»	»	»	$8K_{1-2}$	16,5	3,0	33,0	Cl	6,8
II-6-116	»	с-911 г	»	$2P_1^2$	0,5	н.с.	н.с.	Cl	18,3
II-6-117	»	с-Б-121	»	$2P_1^2$	1,7	7,4	12,5	Cl	4,7
II-6-118	»	с-33 г	»	10γPZ	0,2	21,9	3,4	Cl	7,3
II-6-119	»	с-34 г	»	$8K_{1-2}$	1,3	н.с.	н.с.	HCO_3 Cl	н.с.
II-6-120	»	с-37 г	»	$2P_1^2$	6,4	10,0	н.с.	Cl HCO_3	3,5
II-6-121	»	с-40 (геолог.)							
II-6-122	»	с-Б-115	»	$2P_1^2$	1,2	49,0	н.с.	Cl HCO_3	2,5
II-6-123	»	с-15	»	2 (P_3–N_1^2)	2,0	24,0	8,0	Cl	4,5
II-6-124	»	с-3-104 г	»	2 (P_3–N_1^2)	н.с.	н.с.	7,3	Cl HCO_3	2,3
III-1-125	N-41-XIII	с-373	Кислицина Т. А., 1971	2aQ	0,3	0,6	1,8	HCO_3	0,9
III-1-126	»	с-89	»	10j (S_1l–D_1e)	1,0	27,0	11,0	HCO_3	0,5
III-1-127	»	с-614	»	10γPZ	4,4	19,0	6,5	HCO_3	0,8
III-1-128	»	с-55	»	10v (O–C_1)	1,1	0,4	12,0	HCO_3	0,3
III-1-129	»	Колод. 707	»	10γPZ	0,06	7,7	1,1	HCO_3	0,46
III-1-130	»	с-620	»	10γPZ	0,3	20,2	3,5	HCO_3	0,4
III-1-131	»	с-625	»	10v (O–C_1)	1,5	12,3	5,8	HCO_3	0,7
III-1-132	»	с-633	»	10v (O–C_1)	5,4	6,1	10,8	HCO_3	0,5
III-1-133	»	с-640	»	10γPZ	4,8	17,4	1,15	HCO_3	0,2
III-1-134	»	с-654	»	10j (S_1l–D_1e)	4,3	48,0	4,0	HCO_3	0,1
III-1-135	»	с-560	Кислицина Т. А., 1975	10γPZ	0,3	20,8	4,7	HCO_3	0,7
III-2-136	N-41-XIV	с-77	Фещенко Н. Д., 1972	3 (P_2^1–P_2^3)	0,46	1,5	5,0	Cl	3,4

Номер объекта в каталоге гидрогеологических скважин	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер скважины (колодец, родник)	Источник информации ГГК-200 (автор, год)	Гидрогеологическая характеристика вскрытого водоносного горизонта					
				Опробованные гидрогеологические подразделения	Дебит, л/с	Понижение, м	Статистический уровень, м	Химический состав	Минерализация, г/дм^3
III-2-137	N-41-XIV	с-585	»	3 (P_2^1–P_2^3)	1,5	н.с.	1,4	Cl	4,3
III-2-138	»	Родник 5241	»	10v (O–C_1)	0,3	–	–	HCO_3 Cl	0,5
III-2-139	»	с-5303	»	10v (O–C_1)	0,9	30,0	10,5	HCO_3	0,4
III-2-140	»	Родник 3076	»	10γPZ	1,7	–	–	HCO_3	0,4
III-2-141	»	с-581	»	$2P_1^2$+8K_2	0,3	23,7	1,0	Cl HCO_3	1,1
III-2-142	»	Родник 5053	»	10γPZ	0,8	–	–	HCO_3	0,2
III-2-143	»	с-572	»	10c (RF_1–C_2)	0,2	15,8	4,6	HCO_3	0,4
III-3-144	N-41-XV	с-1359	Фещенко Н. Д., 1980	2 (P_3–N_1^2)	1,0	3,94	3,8	HCO_3 Cl	0,5
III-3-145	»	с-234	»	$2P_1^2$	5,0	48	3,0	Cl	2,2
III-3-146	N-41-XV	с-1011	Фещенко Н. Д., 1980	$2P_1^2$	2,0	1,5	1,2	Cl HCO_3	1,1
III-3-147	»	с-84	»	8K_2	0,07	25,5	5,0	Cl	3,4
III-3-148	»	с-260	»	$2P_1^2$	1,61	32,0	н.с.	Cl	4,1
III-3-149	»	с-289	»	$2P_1^2$	1,0	45,6	4,0	Cl	2,7
III-3-150	»	с-13	»	2 (P_3–N_1^2)	5,5	2,5	2,8	HCO_3 Cl	0,8
III-3-151	»	с-33	»	3 (P_2^1–P_2^3)	0,06	10,2	5,1	HCO_3 Cl	0,5
III-3-152	»	с-П-245	»	8K_2	5,0	0,7	2,4	SO_4Cl	1,5
III-4-153	N-41-XVI	с-38 г	Селезнёв В.С., 1985	$2P_1^2$	6,1	н.с.	7,2	Cl HCO_3	2,0
III-4-154	»	с-5	»	2 (P_3–N_1^2)	0,8	23,0	29,0	HCO_3 Cl	0,9
III-4-155	»	с-79	»	$2P_1^2$	3,0	26,0	6,0	HCO_3 Cl	1,3

III-4-156	N-41-XVI	с-Ц-41[г]	»	$2P_1^2$	12,2	2,2	3,4	Cl HCO_3	1,6
III-4-157	»	с-66	»	$2P_1^2$	1,0	24,0	21,0	Cl	2,9
III-5-158	N-41-XVII	с-1	Сухов А.М., 1976	3 (N_1^2–N_2^2)	0,5	1,7	5,6	HCO_3 Cl	0,9
III-5-159	»	с-5	»	2aQ	0,7	3,0	2,8	HCO_3 Cl/Na	0,7
III-5-160	»	с-7	»	2aQ	9,0	7,9	7,5	HCO_3 Cl	1,2
III-5-161	»	с-11	»	2aQ	1,0	0,4	4,7	SO_4 HCO_3 Cl	1,5
III-5-162	»	с-15	»	2aQ	0,9	19,0	3,5	Cl HCO_3	1,5
III-5-163	»	Колод. 16	»	2aQ	0,03	н.с.	3,3	Cl HCO_3	2,6
III-5-164	»	с-27	»	2aQ	0,52	7,8	1,0	Cl	10,6
III-5-165	»	с-36	»	2 (P_3–N_1^2)	0,25	2,9	5,5	HCO_3	0,6
III-5-166	»	с-32	»	2aQ	1,7	7,5	3,6	HCO_3	0,4
III-5-167	»	с-34	»	2aQ	0,5	3,2	2,8	HCO_3	0,4
III-6-168	N-41-XVIII	с-10	Драгун А. Ф., 1982	$8K_2$	7,1	10,7	7,5	Cl	6,0
III-6-169	»	Родник 32	»	3 (N_1^2–N_2^2)	0,1	–	–	Cl H	3,5
III-6-170	»	Родник 40	»	3 (N_1^2–N_2^2)	0,2	–	–	Cl HCO_3	2,0
IV-1-171	N-41-XIX	с-6	Мишунин В. К., 1970	$2P_1^2$	2,7	7,5	3,39	HCO_3 Cl	0,8
IV-1-172	»	с-98	»	10γPZ	2,3	0,8	2,3	HCO_3 Cl	1,0
IV-1-173	»	с-34	»	10v (O–C_1)	3,0	2,0	4,0	HCO_3	0,28
IV-1-174	»	с-12	»	10c (RF_1–C_2)	11,0	2,09	2,66	HCO_3	0,54
IV-1-175	»	с-566	»	10Σ (V–PZ)	1,5	26,5	12,0	HCO_3	0,44
IV-1-176	»	с-162	»	10t ($\mathfrak{C}$–C_1)	2,2	10,0	20,0	HCO_3 Cl	0,82
IV-1-177	»	с-16	»	10c (RF_1–C_2)	8,8	9,5	6,5	HCO_3	0,62
IV-1-178	»	с-18	»	10c (RF_1–C_2)	9,6	1,08	н.с.	HCO_3 Cl	н.с.
IV-1-179	»	с-643	»	10Σ (V–PZ)	2,0	34,9	3,0	HCO_3	0,45
IV-1-180	N-41-XIX	с-717	Мишунин В. К., 1970	10Σ (V–PZ)	0,8	13,2	6,0	HCO_3	0,58
IV-1-181	»	с-787	»	10γPZ	8,5	3,0	6,45	HCO_3	0,44

Номер объекта в каталоге гидрогеологических скважин	Номенклатура листа масштаба 1 : 200 000	Номер скважины (колодец, родник)	Источник информации ГГК-200 (автор, год)	Гидрогеологическая характеристика вскрытого водоносного горизонта					
				Опробованные гидрогеологические подразделения	Дебит, л/с	Понижение, м	Статистический уровень, м	Химический состав	Минерализация, г/дм^3
IV-2-182	N-41-XX	с-18	Лемеш И. К., 1960	10v ($O–C_1$)	2,6	н.с.	н.с.	Cl HCO_3	1,5
IV-2-183	»	с-48	»	10v ($O–C_1$)	11,5	4,3	н.с.	HCO_3	0,33
IV-2-184	»	с-53	»	10v ($O–C_1$)	3,1	19,1	–	HCO_3 SO_4	н.с.
IV-2-185	»	с-66	»	10v ($O–C_1$)	5,2	н.с.	н.с.	HCO_3	0,25
V-1-186	N-41-XXV	с-19	Мишунин В. К., 1966	10g (AR–V)	0,5	14,2	16,6	HCO_3	0,18
V-1-187	»	с-9	»	10t (Ꞓ–C_1)	0,9	3,4	4,0	HCO_3	0,3
V-1-188	»	с-15	»	10v ($O–C_1$)	1,3	1,80	3,95	HCO_3	0,20
V-1-189	»	Родник 445	»	10γPZ	2,0	–	–	HCO_3	0,18
V-1-190	»	с-296	»	10c ($RF_1–C_2$)	3,5	12,72	5,75	HCO_3	0,21
V-1-191	»	с-645	»	10t (Ꞓ–C_1)	5,7	0,70	2,5	HCO_3	0,4
V-1-192	»	Родник 560	»	10γPZ	1,6	–	–	HCO_3	0,3
V-1-193	»	Родник 152	»	10Σ (V–PZ)	0,5	–	–	HCO_3	0,33
V-1-194	»	с-33	»	10c ($RF_1–C_2$)	0,4	8,65	17,40	HCO_3	0,46
V-2-195	N-41-XXVI	с-207	Лемеш И. К., 1960	10v ($O–C_1$)	2,6	5,0	н.с.	HCO_3 Cl	1,12
V-2-196	»	с-84	»	10v ($O–C_1$)/10γPZ	30,0	н.с.	н.с.	HCO_3	0,5
V-2-197	»	с-105	»	10g (AR–V)	0,76	16,6	н.с.	HCO_3	0,47
VI-1-198	N-41-XXXI	с-6	Шагин И. П., 1968	10t (Ꞓ–C_1)	6,7	10,4	8,3	HCO_3	0,7
VI-1-199	»	Колод. 319	»	3 ($N_1^2–N_2^2$)	0,02	1,44	2,83	Cl HCO_3	1,65
VI-1-200	»	с-398	»	10γPZ	1,00	25,00	25,8	HCO_3	0,5
VI-1-201	»	с-10	»	10c ($RF_1–C_2$)	1,14	1,35	40,2	Cl HCO_3	1,1

VI-1-202	N-41-XXXI	с-243	»	10γPZ	0,20	27,3	9,3	HCO_3 Cl	0,9
VI-1-203	»	Колод. 482	»	10t (Ꞓ–C_1)	0,5	0,5	0,9	HCO_3	0,2
VI-1-204	»	с-382	»	10Σ (V–PZ)	0,7	36,2	8,5	Cl	4,8
VI-1-205	»	с-18	»	10g (AR–V)	0,8	29,0	10,9	Cl	3,9
VI-1-206	»	с-25	»	10t (Ꞓ–C_1)	1,4	0,7	17,0	HCO_3 Cl	0,8
VI-1-207	»	Колод. 131	»	10v (O–C_1)	0,1	0,5	3,5	Cl HCO_3	1,3
VI-1-208	»	с-197	»	10γPZ	1,8	12,0	8,0	HCO_3	0,7
VI-1-209	»	с-39	»	10Σ (V–PZ)	0,9	21,3	4,5	Cl HCO_3	3,3
VI-1-210	»	с-506	»	10t (Ꞓ–C_1)	0,1	0,7	1,0	Cl HCO_3	1,4
II-3-211	N-41-IX	с-14г	Селезнёв В. С., 1985	$2P_1^2$	2,8	34,5	н.с.	Cl HCO_3	2,0

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. *Н. С. Кузнецов* 3

Стратиграфия 12
Архейская акротема. *Б. А. Пужаков* 12
Нижнепротерозойская эонотема. *Б. А. Пужаков* 14
Верхнепротерозойская эонотема. *Б. А. Пужаков* 22
Нижнерифейская эратема 22
Среднерифейская эратема 24
Верхнерифейская эратема 31
Вендская система 33
Палеозойская эратема. *Б. А. Пужаков* 35
Кембрийская система 36
Ордовикская система 37
Ордовикская система, верхний отдел–силурийская система 44
Силурийская система 44
Силурийская–девонская системы 49
Девонская система 52
Девонская система, верхний отдел–каменноугольная система, нижний отдел . . 66
Каменноугольная система 69
Мезозойская эратема 80
Триасовая система. *Б. А. Пужаков* 80
Триасовая–юрская системы. *Б. А. Пужаков* 83
Юрская система. *Б. А. Пужаков* 84
Меловая система. *Н. Е. Щулькина* 85
Мезозойские коры выветривания. *Н. Е. Щулькина* 92
Кайнозойская эратема. *Н. Е. Щулькина* 94
Палеогеновая система 94
Неогеновая система 98
Четвертичная система 101

Интрузивные образования. *В. П. Савельев, Е. А. Тарелкина* 118
Раннерифейские интрузии 118
Среднерифейские интрузии 119
Позднерифейско-вендские интрузии 120
Ордовикско–силурийские интрузии 122
Девонско-среднекаменноугольные интрузии 136
Среднекаменноугольно-среднетриасовые интрузии 162

Метаморфизм и метасоматические образования. *Б. А. Пужаков* 185

Тектоника. *В. П. Савельев, Н. С. Кузнецов, А. В. Жданов* 190

История геологического развития. *Б. А. Пужаков, В. П. Савельев, А. В. Жданов* 201

Геоморфология. *Н. Е. Щулькина* 213

Полезные ископаемые. *В. Д. Шох* 222
Горючие ископаемые 222
Углеводородное сырье 223
Твёрдые горючие ископаемые 223
Металлические ископаемые 226
Чёрные металлы 226
Цветные металлы 233
Редкие металлы и редкоземельные элементы 242
Благородные металлы 247
Радиоактивные элементы 256
Неметаллические ископаемые 261
Оптические материалы 261
Химическое сырьё 263
Минеральные удобрения 264
Керамическое и огнеупорное сырьё 265
Абразивные материалы 270
Горнотехническое сырьё 271
Драгоценные и поделочные камни 276
Строительные материалы 278
Прочие ископаемые 286
Соли 289
Подземные воды и лечебные грязи 290

Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. *В. Д. Шох, Н. С. Кузнецов, М. В. Орлов, А. В. Жданов* 294

Гидрогеология. *Е. П. Щулькин* 316

Эколого-геологическая обстановка. *О. Я. Долгова* 336

Заключение. *Б. А. Пужаков* 344

Список литературы 347

Приложение 1. Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе N-41 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (доплиоценовые образования) 353

Приложение 2. Каталог объектов полезных ископаемых и их прямых признаков, показанных на листе N-41 Госгеолкарты РФ масштаба 1 : 1 000 000 (плиоцен-четвертичные образования) 382

Приложение 3. Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов к листу N-41 Госгеолкарты-1000/3 389

Приложение 4. Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых к листу N-41 Госгеолкарты-1000/3 394

Приложение 5. Таблица впервые выявленных или переоцененных прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов 396

Приложение 6. Список буровых скважин, показанных на геологических картах . . 397

Приложение 7. Каталог опорных источников и их характеристик (скважин, родников, колодцев), вынесенных на гидрогеологическую карту 403

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)
Серия Уральская
Лист N-41 – Челябинск
Объяснительная записка

Редактор *Е. А. Зотова*

Подписано в печать 13.11.2013. Формат 70×100/16. Гарнитура Times New Roman.
Печать офсетная. Печ. л. 26 + 6 вкл. Уч.-изд. л. 38.
Тираж 150 экз. Заказ 81011031

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-8121, факс 321-8153