

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	8
СТРАТИГРАФИЯ.....	13
ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ.....	39
ТЕКТОНИКА.....	57
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	72
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	76
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ.....	86
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА.....	97
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	109
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА.....	116
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	120
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	122
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа О-41-VII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	126
<i>Приложение 2.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа О-41-VII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	127
<i>Приложение 3.</i> Список проявлений (П) и пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа О-41-VII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	128
<i>Приложение 4.</i> Список проявлений (П) полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа О-41-VII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	132
<i>Приложение 5.</i> Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, месторождений и проявлений полезных ископаемых листа О-41-VII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	133
<i>Приложение 6.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	137
<i>Приложение 7.</i> Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов...138	138
<i>Приложение 8.</i> Список опорных обнажений, буровых скважин и горных выработок, показанных на геологической карте.....	139
<i>Приложение 9.</i> Список опорных обнажений, буровых скважин и горных выработок, показанных на геологической карте четвертичных образований.....	141
<i>Приложение 10.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов, показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа О-41-VII.....	142
<i>Приложение 11.</i> Петрохимическая и геохимическая характеристика магматических образований.....	143
<i>Приложение 12.</i> Каталог памятников природы на листе О-41-VII.....	149
<i>Приложение 13.</i> Список пунктов, для которых имеются определения палеонтологических находок, спор и пыльцы, показанных на карте четвертичных образований.....	150
<i>Приложение 14.</i> Список пунктов, для которых имеются определения флоры и фауны на листе О-41-VII.....	151
<i>Приложение 15.</i> Список образцов эталонной коллекции по листу О-41-VII, переданной на хранение в Центральный научно-исследовательский геологоразведочный музей имени академика Ф. Н. Чернышева.....	155

ВВЕДЕНИЕ

Площадь расположена в северной части Свердловской области (Уральский ФО) на территории Верхотурского и Ново-Лялинского городских округов. Географические координаты листа 58°40'–59°20' с. ш. и 60°00'–61°00' в. д., общая площадь – 4 267,3 км².

В пределах территории выделены западная, центральная и восточная орографические зоны. Для первой (предгорье восточного склона Среднего Урала) характерно чередование меридионально вытянутых увалов и холмов. Абсолютные отметки водоразделов варьируют от 220 до 260 м, максимальная – 298 м (г. Караульская Сопка). Рельеф центральной зоны пологоволнистый (приподнятый отпрепарированный пенеплен) с абсолютными отметками 130–170 м. Восточная зона представляет собой сильно заболоченную равнину Западно-Сибирской низменности с абсолютными отметками 120–140 м.

Речная сеть принадлежит бассейну рр. Тобол и Сосьва. Наиболее крупные реки – Тура, Ляля и Лобва. В западной части они имеют полугорный характер с частыми порожками, глубокими врезами асимметричных долин со скалистыми склонами, скорость течения – 1,0–1,5 м/с. На равнинных участках русла рек меандрируют среди широких заболоченных пойм. Водоразделы покрыты таежным лесом.

Климат района континентальный. Среднегодовая температура воздуха +3 °С; средняя температура января –20 °С, июля +18 °С. Снеговой покров устанавливается в конце октября – начале ноября, сходит в конце апреля.

Крупные населенные пункты – города Новая Ляля и Верхотурье, они связаны между собой шоссейными и железными дорогами. На прочей части территории имеются лишь проселочные дороги. С г. Екатеринбург и другими промышленными центрами Урала район связан железной дорогой и автотрассой Екатеринбург–Серов–Ивдель. Крупные предприятия на данное время отсутствуют. Население занято, в основном, в химической и лесной промышленности.

Обнаженность района неравномерная: относительно хорошо обнажены гребни и вершины гор, имеются коренные выходы по долинам рек и их притокам.

Эколого-геологическая обстановка в целом благоприятная.

Площадь полностью обеспечена топоосновой масштаба 1 : 50 000–1 : 200 000. Имеются в наличии космозоофотоматериалы, находящиеся в свободном доступе в сети интернета.

Основной объем выполненных геологических исследований сосредоточен в западной части территории, менее изучена восточная часть площади, перекрытая чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Западная половина листа обеспечена качественными материалами геологического съемочных работ. Материалы на остальную часть территории отвечают уровню среднemasштабных съемок. На более 30 % площади выполнены поисковые, поисково-оценочные и разведочные работы. Проведены геохимические и геофизические исследования. Имеются материалы по месторождениям полезных ископаемых.

За северной, западной и южной рамками листа О-41-VII выполнено ГК-200/2, изданы листы О-40-XII, О-41-XIII, в 2017 году принят к изданию лист О-41-I. По восточной рамке существует геологическая карта листа О-41-VIII (первое поколение).

По западной рамке геологической карты четвертичных образований листа О-41-VII со смежным листом О-40-XII не сбиваются отложения, перекрывающие камышловскую и исетскую террасы. По р. Тура на листе О-40-XII (по материалам ГК-200/2 за 2002 г.) террасы перекрыты полярноуральским делювием, а на листе О-41-VII (по уточненным фактическим данным) – североуральским делювием.

Отмечены несоответствия со смежными листами по рамкам геологической карты дочетвертичных образований. За северной рамкой карты (на листе О-41-I) талицкая свита имеет двучленное строение, а на листе О-41-VII разделить ее на 2 подсвиты не представляется возможным. На южной рамке светлинская свита стыкуется с каракольской серией (N₁₋₂kr) листа О-41-XIII, геологическая карта которого составлялась в соответствии с принятой ранее (1998 г.) ле-

гендой Среднеуральской серии [93]. Согласно современной легенде Уральской серии 2009 года [16], отложения каракольской серии характерны для Восточно-Уральской СФцЗ Уральской мегазоны, но отсутствуют в чехле Западно-Сибирской платформы. Поэтому (в соответствии с «Легендой...» [16]) фациальные аналоги нижней части серии в пределах Приуральской СФцЗ Западно-Сибирской мегаобласти откартированы на площади в составе светлинской свиты. Также на южной рамке стыкуются вновь выделенный на листе О-41-VII восточно-уральский тектоногенный комплекс и ныне объединенные в его составе образования, ранее откартированные на листе О-41-XIII в составе емехского метаморфического комплекса ($\alpha PR_1?em$) и ромашинской свиты (O_3-S_1rm).

На карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения ирбитская и красноуральская (O_3-S_1kr) свиты являются металлотектами, поскольку первая вмещает проявления абразивных материалов, а вторая – проявления золото-кварцевой формации. На северной рамке они стыкуются с ирбитской и красноуральской свитами, которые на листе О-41-I металлотектами не являются. По западной рамке образования туринской свиты и кварцевые диориты второй фазы левинского комплекса, которые на листе О-41-VII, соответственно, вмещают проявления железорудно-скарновой формации и служат рудогенерирующими для проявлений мало-сульфидной золото-кварцевой формации, стыкуются с аналогичными образованиями листа О-40-XII, где металлотектами не являются. Несбивки по южной рамке обусловлены тем, что на листе О-41-XIII емехский метаморфический комплекс ($\alpha PR_1?em$), ромашинская (O_3-S_1rm) и фадюшинская свиты (K_2fd), и каракольская серия ($N_{1-2}kr$) являются металлотекстами, а соответствующие им образования листа О-41-VII не содержат рудопроявлений и пунктов минерализации.

В минерагеническом районировании несбивки по рамкам листов также объясняются изменениями «Легенды...» после 2002 г. По западной рамке схемы минерагенического районирования доолигоценых образований Павдинский потенциальный золото-полиметаллический рудный район ($0.1 Cu, Zn, Au/S_1$), прогнозируемое Гарниковское рудное поле ($0.1.0.1 Cu, Zn, Au$), Покровско-Гороблагодатская железная минерагеническая зона ($3 Fe/S-D_1$) и Краснотурьинская золотая минерагеническая зона ($5 Au, Cu, Hg/S_2$) листа О-40-XII входят в состав Восточно-Тагильской никеленосной железо-медно-золоторудной минерагенической зоны ($1 Au, Cu, Fe, (Ni)/O_2-C_1;MZ$) листа О-41-VII. Граница Туринско-Богословской россыпеконтролирующей зоны (7.1.1) листа О-40-XII является продолжением западной границы Восточно-Уральской платино-золотоносной минерагенической зоны ($4 Au, Pt/P_3-Q$) листа О-41-VII на схеме минерагенического районирования олигоцен-четвертичных образований. По южной рамке схемы минерагенического районирования Латинско-Красноуральская медная минерагеническая зона ($3 Cu/S_1$) на листе О-41-XIII генетически связана с образованиями красноуральской свиты, что характерно для Восточно-Тагильской никеленосной железо-медно-золоторудной зоны ($1 Au, Cu, Fe, (Ni)/O_2-C_1;MZ$) листа О-41-VII. Серовско-Маукская хромовая минерагеническая зона ($4 Cr/O_{1-2}$), Невьянско-Непряхинская золотая минерагеническая зона ($5 Au/C_{1-2}$) и Салдинская медно-железорудная зона ($6 Cu, Fe/PR-D_1$) на листе О-41-XIII входят в состав Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоны ($2 Au, R, Cr, (asb)/PR_1-C_2;MZ$) листа О-41-VII. Что касается Краснотурьинской золотой минерагенической зоны ($2 Au/O_3-D_1$) на листе О-41-XIII, то золото-кварцевое оруденение в ней связано с вулканогенно-осадочными породами Тагильской мегазоны и серпентинитами серовского комплекса. В этом случае эта зона трактуется весьма широко и входит в состав двух крупных минерагенических зон – Восточно-Тагильской ($1 Au, Cu, Fe, (Ni)/O_2-C_1;MZ$) и Верхотурско-Новооренбургской на листе ($2 Au, R, Cr, (asb)/PR_1-C_2;MZ$) О-41-VII. Следует отметить, что впоследствии минерагеническое районирование листов О-40-XII и О-41-XIII в комплекте карт листа О-41 было приведено к существующей актуализированной «Легенде...» [16]. На листе О-41-XIII схема минерагенического районирования была выполнена по карте домезозойского фундамента, поэтому Серовско-Шумихинская угленосно-бокситоносная железорудная минерагеническая зона ($3 Fe, Al, УБ/Т_3-K_2$) не выделялась.

Остальные границы и картируемые тела по всем картам комплекта увязаны.

Территория характеризуется распространением сложнодислоцированных толщ фациально изменчивых осадочных и вулканогенных пород, прорванных большим количеством интрузивных тел различного генезиса, возраста и состава, измененных метаморфическими преобразованиями зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, развитием процессов контактового метаморфизма и метасоматоза.

На площади выделены структурно-вещественные комплексы трех структурных этажей: нижнепротерозойского, верхнекембрийско-пермского (каледоно-герцинского) и мезозойско-кайнозойского. Эти комплексы присутствуют в составе двух крупных тектонических регио-

нов – палеозойской Уральской складчатой системы (западный сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса) и мезозойско-кайнозойской Западно-Сибирской платформы. Формирование допозднекембрийских комплексов происходило в Сосьвинско-Синарской структурно-формационной зоне (СФЗ), палеозойских – в Восточно-Тагильской СФЗ Тагильской мегазоны и Верхотурско-Новооренбургской СФЗ Восточно-Уральской мегазоны, мезозойско-кайнозойских (доплиоценовых) – в Приуральской СФЗ Западно-Сибирской мегаобласти, плиоцен-четвертичных – в Уральской СФЗ и Западно-Сибирской СФЗ.

Полевые и основной объем камеральных работ при подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200/2 выполнены сотрудниками Серовской геологосъемочной партии ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция»: начальником партии Г. Н. Бороздиной, главным геологом А. Н. Глушковым, ведущим геологом Ю. Н. Кошевым и геологом I категории И. В. Исаковой. Методическое руководство работами осуществлялось начальником партии Г. Н. Бороздиной и главным геологом А. Н. Глушковым. Для выполнения различных видов работ, согласно проекту, привлекались сотрудники ОАО «УГСЭ» и других организаций. Обработка материалов и составление карты четвертичных образований произведены ведущим геологом Григорьевской ГСП Е. Н. Михалевой, составление геоморфологической схемы – ведущим геологом Григорьевской ГСП А. А. Жигановым, обработка материалов и составление карты полезных ископаемых – начальником отдела балансов запасов ПИ ФБУ ТФГИ по УрФО В. В. Парфеновым.

Палеонтологические определения конодонтов выполнены начальником партии Г. Н. Бороздиной. Петрографические исследования выполнены главным геологом партии А. Н. Глушковым (беглый просмотр шлифов) и сотрудником ОАО «УГСЭ» И. Ф. Фадеичевой (сокращенное описание шлифов), описание аншлифов произведено начальником отдела полезных ископаемых Уральского геологического музея В. В. Григорьевым. Отбор монофракций выполнен сотрудниками литологической партии ОАО «УГСЭ». Изготовление шлифов и аншлифов производилось в шлифовальной мастерской Уральского государственного геологического университета. Создание и пополнение базы данных выполнено сотрудницей Уральского государственного геологического университета Н. Г. Малюкиной. Химико-аналитические исследования выполнены в Центральной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ». Определения абсолютного возраста горных пород выполнены в Центре изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ». Обработка проб выполнена в ООО «Коминфо» (г. Верх. Пышма).

При выполнении работ постоянную организационную и консультативную помощь авторам оказывали генеральный директор ОАО «УГСЭ» А. И. Зубков, главный геолог ОАО «УГСЭ» Т. Н. Кривко, главный специалист геологического отдела ОАО «УГСЭ» Т. В. Соколова, начальник Григорьевской ГСП Г. А. Петров, сотрудники отдела РГ и ПИ Урала и Западной Сибири ФГБУ «ВСЕГЕИ» Е. В. Старикова и Г. А. Неклюдов. Всем названным товарищам авторы выражают свою глубокую признательность.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

Территория листа изучена неравномерно. Основной объем исследований сосредоточен в ее западной части, менее изучена восточная половина площади, перекрытая чехлом мезозойско-кайнозойских отложений.

Геологические исследования, начатые во второй половине XVIII столетия, на протяжении длительного периода (вплоть до 1930-х гг.) носили характер путешествий и заключались в маршрутных наблюдениях вдоль речных долин, обследовании рудников и территорий горных округов и дач. Этот период связан с именами И. Г. Гмелинка, П. С. Палласа, А. П. Карпинского, А. А. Зайцева, А. А. Краснопольского, Г. Розе, Э. Гофмана и других. Геологические материалы того времени представляют сегодня в основном исторический интерес. В 1930-е гг. по методике маршрутных наблюдений по долинам рек изучение мезозойско-кайнозойских отложений проводили А. А. Козлов, С. В. Эпштейн, Е. П. Александров, А. А. Александров, Е. Е. Попов. Более или менее систематические работы начинаются только с 1940-х гг.

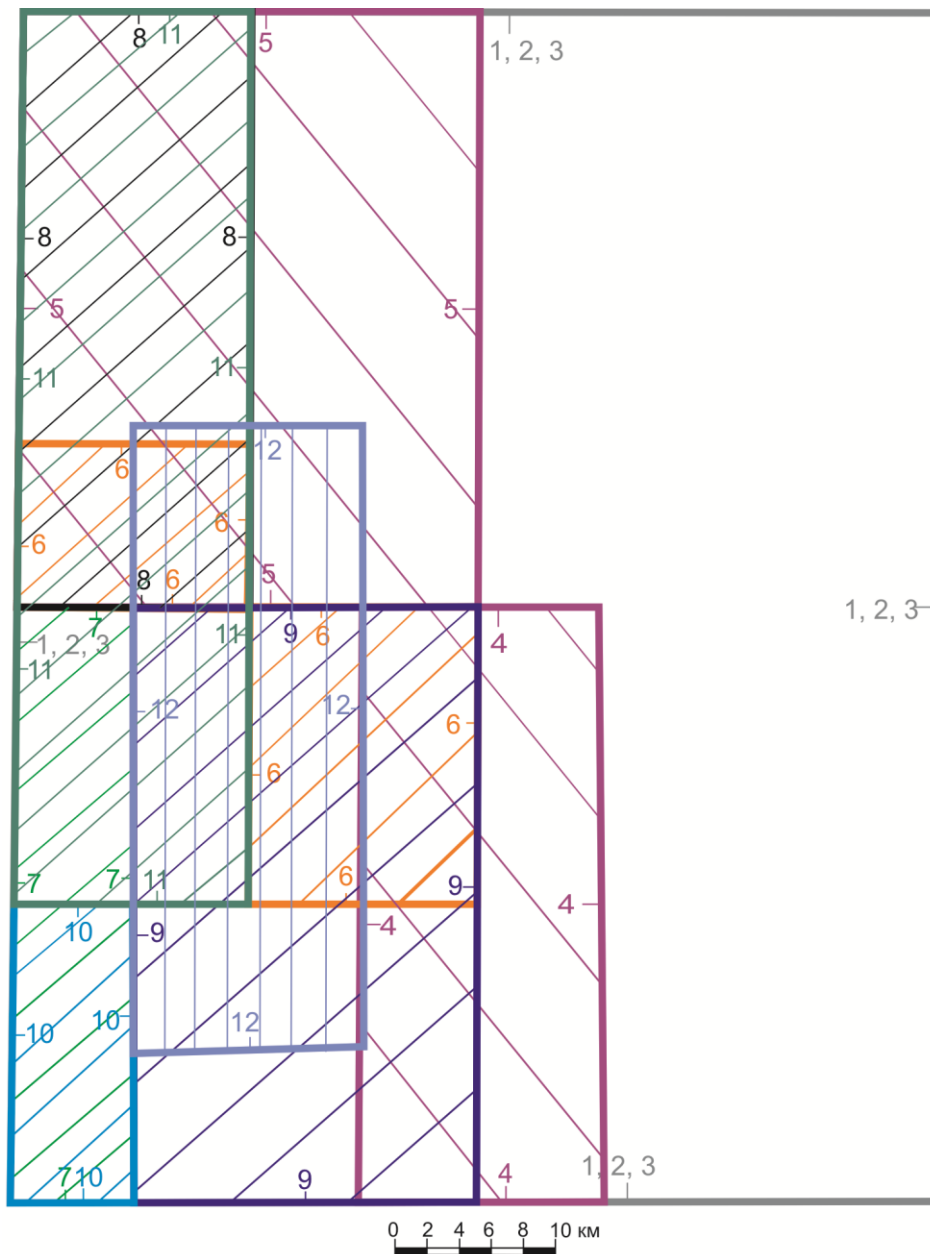
ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫЕ РАБОТЫ

В настоящее время площадь неравномерно перекрыта геологосъемочными работами масштабов от 1 : 200 000 до 1 : 50 000 (и более крупных в пределах рудных узлов), проведенными в разные годы.

В начале 1940-х гг. геологосъемочные и поисковые работы в районе Актай-Талицкого месторождения бокситов провела Т. А. Смирнова [84]. Изучению кайнозойских отложений в районе широтного отрезка долины р. Тура были посвящены работы К. В. Никифоровой 1942 и 1946 гг. В 1940–1941 гг. С. Д. Рабинович [79] выполнила геологосъемочные работы масштаба 1 : 50 000 (ГСР-50) на листах О-41-25-В (ю. п.), Г и О-41-37-Б. ГСР-100 были проведены В. П. Мухиной на планшетах О-41-37 (в. п.) и О-41-38 (з. п.) [66]. ГСР-50 планшетов О-41-49-А (з. п.), О-41-37-А (з. п.) и В (з. п.) провела Р. А. Сюткина [87], а планшетов О-41-25-А, В – В. В. Шалагинов [92].

Таким образом, к началу 1960-х гг. западная половина листа была охвачена геологической съемкой масштаба 1 : 50 000. Для этих работ характерна тщательность петрографических исследований; при расчленении вулканогенных образований были использованы стратиграфические схемы, разработанные В. М. Сергиевским (1944 г.) и Н. А. Штрейсом (1951 г.). Геофизические методы при геологическом картировании не использовались. Стратиграфией позднего мезозоя и кайнозоя восточной половины листа занимался в этот период В. П. Рентгартен (1948–1952 гг.), которым были детально описаны обнажения долин рр. Лобва и Ляля. Завершением этого этапа геологических съемок стало составление геологической карты масштаба 1 : 200 000 листа О-41-VII под редакцией И. Д. Соболева [86], представляющей собой картографическую сводку всех имеющихся на то время геологических материалов.

С середины 1960-х гг. начинается этап комплексных геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 с применением геофизических, геохимических, дистанционных методов, горных работ со значительными объемами картировочного бурения на ранее заснятых площадях (рис. 1). В 1965–1970 гг. такие работы проведены в юго-западной части листа в пределах планшетов О-41-37-А (в. п.), Б, В (в. п.), Г [75], в результате детально изучен разрез мезозойско-кайнозойских отложений, составлена карта домезозойских образований, оценены перспективы площади съемки на различные полезные ископаемые. В 1965–1966 гг. проведены ГСР-50 на планшете О-41-37-В (з. п.) [55], детально расчленен вулканогенный разрез палеозоя, даны практические рекомендации по картированию вулканогенных толщ. В обеих работах использован формационный принцип расчленения геологического разреза.



Условные обозначения

Масштабы геологических карт

- | | |
|----------------------------|---------------------------|
| 1:200 000 (1966- 2002 гг.) | 1:100000 (1951-1979 гг.) |
| 1:50000 (1945 - 1995 гг.) | 1: 50000 поисковые работы |

- 1 Соболев И.Д. 1966, м-б 1:200000
- 2 Заборовский Е.Г. и др. 1985, м-б 1:200000
- 3 Десятниченко Л.И. и др. 2002, м-б 1:200000 (1998-2002 гг.)
- 4 Мухина В.П. и др. 1952, м-б 1:100000 (за 1951 г.)
- 5 Заборовский Е.Г. и др. 1979, м-б 1:100000 (1977-79 гг.)
- 6 Рабинович С.Д. и др. 1945, м-б 1:50000 (1940-41 гг.)
- 7 Сюткина Р.А. и др. 1959, м-б 1:50000 (за 1957 г.)
- 8 Шалагинов В.В. и др. 1962, м-б 1:50000 (1960-61 гг.)
- 9 Петров Б.Н. и др. 1970, м-б 1:50000 (1965-70 гг.)
- 10 Козин Б.П. и др. 1967, м-б 1:50000 (1965-66 гг.)
- 11 Бирючёва В.Я. и др. 1995, м-б 1:50000 1989-1995 гг.)
- 12 Михайлов А.П. и др. 2014, м-б 1:50000 (2012-2014 гг.)

Рис. 1. Схема геологической изученности.

В 1977–1979 гг. на площади листов О-41-25-А, Б, В, Г проведено аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 50 000 (АФГК-50) на основе геоиндикационного дешифрирования

АФС и обобщения геолого-геофизической информации прежних лет [50]. Составлена структурно-тектоническая схема масштаба 1 : 500 000 и схема перспективных площадей на медь, золото, железо, асбест.

Закономерным завершением этапа комплексных крупномасштабных геологосъемочных работ явилось составление и издание в 1985 г. Госгеолкарты-200 листа О-41-VII (первое поколение) [12]. В процессе работ были проанализированы, систематизированы и переинтерпретированы материалы предшественников по стратиграфии, магматизму, тектонике, геоморфологии и полезным ископаемым площади. После издания Госгеолкарты-200 геологические работы на площади значительно сократились.

В 1989–1995 гг. на территории планшетов О-41-25-А, В и О-41-37-А проведены опережающие работы по созданию геофизической и геохимической основы для ГДП-50 [34].

На основе обобщения и анализа данных предшественников и вновь собранного обширного фактического материала созданы рабочая опорная легенда и схематическая геологическая карта масштаба 1 : 50 000, геохимическая основа в виде комплекта карт комплексных геохимических аномалий в коренных породах и в почвах. В качестве геофизической основы представлены карты аномального магнитного поля в изолиниях $(\Delta T)_a$ масштаба 1 : 25 000, аэрогамма-спектрометрических аномалий, аномалий силы тяжести.

В 1997–2002 гг. под руководством Л. И. Десятниченко произведено геологическое доизучение павдинской площади [46], завершившееся изданием комплекта Госгеолкарты-200 только листа О-40-XII [9]. По листу О-41-VII были составлены пояснительная записка и комплект геологических карт и схем, но авторские модели всех карт комплекта, условных обозначений к ним, зарамочное оформление карт не соответствовали требованиям к ЦМ, предусмотренным «Положением о порядке предоставления комплектов Госгеолкарты-200 в НРС МПР РФ» от 25.04.2001 г. В связи с прекращением финансирования работы были завершены отчетом без подготовки к изданию листа О-41-VII, а экспедиция расформирована в 2002 г. Вся ретроспективная информация на тот момент по площади проанализирована в процессе подготовки к изданию и нашла свое отражение на геологических картах комплекта. Основные объемы работ были выполнены в пределах Тагильской мегазоны, а Восточно-Уральская мегазона изучена фрагментарно. В авторском варианте геологической карты [46] вызывает сомнение достоверность выделения именной свиты в единичных тектонических блоках, в которых возрастные датировки выполнены по фауне в обломках известняков полимиктовых конгломератов в поле распространения пород туринской свиты. Определения абсолютного возраста интрузивных пород произведены валовым К-Аг методом, а выделенный монцодиорит-лейкогранитовый боровской комплекс (C_{1-2b}) отсутствует в «Легенде Уральской серии...» [16]. Кроме того, в комплект карт не вошли геохимическая и геофизическая основы, поскольку на то время они не требовались. В процессе всех выполненных геологосъемочных работ собраны и определены обширные комплексы фаунистических остатков, характеризующих разные элементы стратона на площади, однако в последующие годы уточнена систематика и возрастные рамки существования отдельных видов и сообществ фауны, что потребовало уточнения имеющихся списков органики, а в ряде случаев и проведение дополнительных сборов.

В 2018–2019 гг. на площади листа проведены картосоставительские работы в составе объекта ФГБУ «ВСЕГЕИ»: «Проведение в 2018–2020 годах региональных геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на группу листов в пределах Уральского и Приволжского ФО» по Госконтракту № 15-2/18-1 от 23 апреля 2018 г. В результате этих работ подготовлен к изданию комплект Госгеолкарты-200/2 листа О-41-VII (Верхотурская площадь) с цифровой моделью (в формате ГИС) и объяснительной запиской.

ПОИСКОВЫЕ И РАЗВЕДОЧНЫЕ РАБОТЫ

Поисковые работы с 1938 по 1958 гг. проводились в небольших объемах на различные полезные ископаемые: ртуть (М. А. Гневушев, 1944; Н. И. Архангельский, 1944), каолиновые глины (П. Т. Нацик, 1938–1939), слюды (В. Г. Пресман, 1944), бурые угли (Н. А. Попова, 1946–1947), глауконит (С. Д. Рабинович, 1942–1944).

В 1950–1960-х гг. поисковые и поисково-разведочные работы в пределах листа носили комплексный характер. В 1958–1968 гг. Б. М. Алешиним и др. [31, 32] дана оценка перспектив бокситоносности площади на водоразделе рр. Тура и Полуденный Актай (месторождения не обнаружены), разведана Туринско-Талицкая золото-платиновая россыпь, одновременно решены основные вопросы стратиграфии, на основе определения многочисленных ископаемых остатков определен возраст пород и время формирования бокситовых залежей, детально расчленены мезозойские и кайнозойские отложения. Проведенные в 1962–1967 гг. комплексные по-

исковые работы на силикатный никель в пределах Лобвинского и Вагранского дунит-гарцбургитовых массивов (В. А. Куликов и др., 1972; Л. И. Кононова, 1967; Ю. А. Капинус, 1964; В. М. Назаров, 1967) дали отрицательный результат. Кроме указанных работ, охватывающих обширные площади, на отдельных участках проводились поиски рудного и россыпного золота (Р. В. Паршин [74]; И. Г. Полянский, 1970), бокситов (Г. С. Новопашин, 1970), огнеупорных глин (Е. В. Сапожникова, 1991, 1993), фосфоритов (Н. А. Говорухин, 1959; Г. М. Пакулин, 1959), амфибол-асбеста (Н. Н. Старцев, 1959) и других полезных ископаемых.

В результате разведочных работ на россыпное золото и платину, произведенных А. П. Низовым, Г. Я. Гатаулиной и Н. А. Красулиным в 1981 г. на Туринско-Талицком месторождении выполнен подсчет запасов и проведена детальная разведка [69]. В 2015 г. А. Я. Павликовым произведен подсчет запасов золотоносных россыпей Лобвинской группы: Крутая Лата (верховья и низовья), Питателева Лата (верховья) для условий раздельной экскаваторно-гидравлической добычи «на пласт» [73].

Поисковые работы на рудное золото на Травянской площади производились И. С. Новокрепеновой в 1997–2002 гг. [71]. Были заверены геохимические аномалии, выделенные В. Я. Бирючевой в 1995 г. [34], результат отрицательный. Вскрыты бурением метасоматиты, установлены продуктивные горизонты, дана оценка прогнозных ресурсов золотоносных химических кор выветривания до глубины 20 м и рудного золота до глубины 250 м по категории P_1+P_2-3 т. Рекомендовано разведочное бурение.

Поиски погребенных и мелкозалегающих россыпей золота и платины в бассейне рр. Ляля, Большой и Полуденный Актай в пределах Ивдельско-Тагильской мезозойской депрессии с оценкой прогнозных ресурсов категории P_1 и P_2 произведены А. П. Михайловым и О. А. Агибальовым в 2012–2014 гг. [63]. Дано детальное стратиграфическое и генетическое расчленение мезозойско-кайнозойских образований, уточнено геоморфологическое строение района. Погребенные мезозойские карстовые, средне-верхнеюрские и верхнемеловые россыпи расположены в пределах депрессионной зоны, мелкозалегающие плиоцен-четвертичные – в ее западном борту. Детально изучены типоморфные особенности золота, составлена модель «коренной источник–кора выветривания–россыпь». Выделено три перспективных участка, в пределах которых локализованы прогнозные ресурсы химически чистого золота и шлиховой платины по категории P_1+P_2 в сумме 16 т при среднем содержании 3,9 г/м³. Составлена геологическая карта масштаба 1 : 50 000 с учетом новых данных, поэтому эти исследования включены в схему геологической изученности.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

Поиски мезозойских углей сопровождались геофизическими исследованиями (Д. Ф. Уманцев, 1945; Г. Б. Лифшиц, 1946; Н. А. Попова, 1947). По системе региональных профилей были проведены электроразведка, магниторазведка и гравиразведка. В результате проведенных работ были уточнены размеры и положение депрессий в палеозойском фундаменте, определена мощность мезозойско-кайнозойских отложений.

В начале 1950-х гг. начинается интенсивное проведение геофизических работ с целью поисков железа и меди (Н. Ю. Имбро, 1953; В. И. Страхов, 1953; А. П. Ерышев, 1954–1956; Б. И. Соколов, 1957; Н. Н. Кленчин, 1952 и др.). Выполнен большой объем площадных наземных магнитометрических работ масштаба 1 : 25 000 и 1 : 10 000. В восточной половине листа проведены площадные электроразведочные работы методом ВЭЗ с целью выявления угленосных депрессий (Н. П. Ермакова, 1956; А. В. Тарасов, 1957). В 1961 г. Н. Ю. Имбро [51] обобщил результаты магнитометрических работ и составил сводные магнитные карты масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000 на всю площадь листа.

Соответственно задачам геологосъемочных и геологопоисковых работ 1960–1970-х гг. расширяются виды геофизических исследований. В этот период в западной части листа для поисков железа и меди широко применяются наземная магнитометрия и аэромагнитные исследования (В. М. Назаров, 1968; Ю. А. Капинус, 1964; С. П. Ошев [72], В. А. Уфимцев [89]; А. В. Чурсин, 1967). С 1970-х гг. магнитометрические исследования включаются в комплекс крупномасштабных геологосъемочных и геологопоисковых работ, эти съемки характеризуются повышенной точностью и детальностью. По материалам различных съемок Партией региональной геофизики УГСЭ под руководством Е. М. Ананьевой [53] составлены сводные карты аномального магнитного поля масштабов 1 : 50 000 и 1 : 200 000.

Гравиметрические съемки масштаба 1 : 200 000 проведены по всей территории в начале 1960-х гг. В 1962 г. В. В. Дереш [44] построена карта с сечением 2 мГал. В последующие годы проводились гравиметрические съемки масштаба 1 : 50 000 в помощь геологическому картиро-

ванию [72, 75]. В 1960–1970-е гг. на западе площади на отдельных участках и профилях проводились электроразведочные работы методами ВЭЗ, ВП, заряда в площадном варианте, электропрофилирование. Различные виды геологических работ сопровождалась радиометрическими измерениями с соответствующей масштабу детальностью. В результате почти вся западная половина листа обеспечена качественными геофизическими материалами масштаба 1 : 50 000 и крупнее, в то время как для восточной половины имеются карты только масштаба 1 : 200 000, при этом карта аномального магнитного поля составлена по материалам съемок 1950-х гг.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

Геохимические исследования проводились в комплексе с геологосъемочными и поисково-разведочными работами. Специализированные геохимические работы проведены только в северо-западной части площади: в 1958 г. – гидрохимические поиски масштаба 1 : 50 000 в бассейне р. Ляля под руководством Г. А. Вострокнутова и в 1967–1969 гг. – площадные литогеохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1 : 25 000 под руководством Б. Г. Красильникова. В 1974–1976 гг. была проведена гидрогеологическая съемка площади в масштабе 1 : 500 000 с попутным геохимическим опробованием и дешифрированием АФС [81].

ТЕМАТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ

Важную роль в изучении геологического строения территории, ее перспектив на различные виды полезных ископаемых сыграли многочисленные научно-исследовательские и тематические работы разных лет, из которых следует отметить следующие: Л. Е. Стороженко, А. Г. Баранников, 1963; Н. Б. Малютин, 1964; Г. И. Цаур, 1968; А. В. Ломаев, 1968; М. В. Шурыгина, 1962, 1968; С. В. Автонеев, Р. А. Сюткина, 1977; Е. С. Контарь, 1977; К. Г. Бородина [35]; Ю. С. Каретин, Е. М. Ананьева [53]; Б. П. Козин [56].

Таким образом, при удовлетворительной геологосъемочной изученности западной половины листа восточная часть площади изучалась спорадически. Здесь, в основном, выполнялись тематические исследования по разным направлениям работ.



СТРАТИГРАФИЯ

На рассматриваемой площади представлены стратиграфические подразделения ранне-среднепалеозойского и мезозойско-кайнозойского возрастов.

Домезозойские стратифицированные образования присутствуют только в западной части территории в составе Тагильской структурно-формационной мегазоны (Восточно-Тагильская СФЗ). Разрез сложен разнообразными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными комплексами, сформированными в интервале времени от позднего ордовика до позднего девона включительно и прорванными разновозрастными многофазными массивами интрузивных пород. В осевой части Восточно-Тагильской СФЗ в опущенных тектонических блоках залегают девонские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения краснотурьинской и лимкинской свит.

В центральной и восточной части площади представлены преимущественно мезозойско-кайнозойские осадочные отложения чехла молодой платформы, входящие в состав Приуральской СФЗ Западно-Сибирской мегаобласти (юрско-миоценовый временной срез районирования), а также Уральской СФЗ и Западно-Сибирской СФЗ (неогеновый временной срез районирования).

Раннепротерозойский салдинский амфиболит-гнейсовый метаморфический комплекс (бродовский подкомплекс гнейсовый) не является стратифицируемым и рассматривается в разделе «Интрузивный магматизм и метаморфизм».

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ – СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ЛАНДОВЕРИЙСКИЙ ОТДЕЛ

Красноуральская свита (O_3-S_1kr). Породы красноуральской свиты распространены в Восточно-Тагильской СФЗ, где слагают две разобщенные полосы субмеридионального простирания. Обнаженность крайне слабая, непрерывные разрезы отсутствуют. Редкие разрозненные обнажения имеются по берегам рр. Кедровая, Лата, Ляля. На остальной площади изучение проводилось по отвалам газопровода и профилям скважин КГК-100 [34]. Образования свиты также вскрыты единичными скважинами под мезозойско-кайнозойскими отложениями [12, 50].

Западная полоса непрерывно протягивается от северо-западного угла планшета, постепенно сужаясь в плане до полного выклинивания на широте д. Караул (Краснотурьинско-Поздняковский тектонический блок), и далее на юг прослеживается лишь фрагментарно в узких тектонических клиньях. Восточная полоса представлена разрозненными тектоническими блоками (Латинский, Вересовско-Ясьвинский) вдоль западного контакта гипербазитовых массивов Серовско-Маукского пояса. Породы свиты большей частью имеют тектонические контакты с образованиями павдинской, туринской свит и ультрамафитами серовского комплекса.

Свита представляет собой комплекс вулканогенных пород преимущественно лавовых фаций. Преобладают (до 45 %) базальты, андезитобазальты и андезиты (15–20 %), их лавокластиты и гялокластиты. Кислые разности, представленные риолитами лавово-экструзивной фации, находятся в подчиненном количестве. Редкие маломощные прослои кремнистых алевролитов и яшмоидов тесно ассоциируют с основными лавами. Местами кислые члены слагают до половины объема разреза. Многочисленные субвулканические образования в виде штоков, даек, жил и силлов преимущественно кислого (риодациты и дациты) и основного (долериты и габбродолериты) состава широко развиты среди пород вулканогенного комплекса. Они связаны фациальными переходами с интрузивными породами левинского комплекса и образуют вместе с ними и излившимися вулканитами свиты единую вулcano-плутоническую ассоциацию.

Вулканиты основного и среднего составов образуют лавовые покровы с более или менее

четким шаровым сложением. По обоим берегам р. Ляля ниже устья р. Поздняковка в районе группы обнажений «Каменная плотина» шаровые лавы базальтов и андезибазальтов слагают непрерывные скальные выходы на протяжении 1 км (обн. 501–503; 1502; 2001–2002). Слегка уплощенные «шары» размером от 0,5 до 2–3 м залегают под разными углами, падение преимущественно восточное и северо-восточное. Лавы обильно миндалекаменные, иногда пористые, тесно перемежаются с брекчиевыми лавами, лавокластитам и гиалокластитам. Последние обычно являются продуктами шелушения корок закалывания «шаров» и «подушек». Лавокластиты распространены очень широко, местами слагая до половины объема лавового разреза. В межпотоковых и межшаровых пространствах изредка наблюдаются линзовидные или неправильной формы прослои кремнистых алевролитов и яшмоидов.

Эффузивные разности основного и среднего состава имеют постепенные взаимопереходы, иногда даже в отдельных покровах и «подушках». Вулканы кислого состава имеют очень сложные взаимоотношения с основными лавами, залегая в виде экструзивных куполов и коротких лавовых потоков с резкими контактами, участками автомагматических брекчий и ксенолитами основных лав различных размеров и ориентировки. Состав кислых вулкаников колеблется от плагиориодацитов до дациандезитов со всеми постепенными взаимопереходами, иногда с вариациями до риолитов или андезитов.

Степень раскристаллизации пород чрезвычайно неравномерная: от лавоподобных стекловатых перлитовых, иногда пузыристых пемзовидных, до почти полнокристаллических; нет четких различий между экструзивными и субвулканическими образованиями кислого состава. Субвулканики основного состава (долериты, габбродолериты) имеют более четкие контакты с вмещающими эффузивами. В целом для красноуральской свиты характерна частая смена различных фациальных разновидностей по латерали и в разрезе; при этом достоверно соотношение основных и кислых частей разреза не установлено ввиду слабой обнаженности и залегания в тектонических блоках.

Эффузивы основного и среднего состава афировые или микропорфировые, реже – нормально порфировые, с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза и клинопироксена, зеленовато-серого или вишневого цвета вследствие интенсивной гематитизации. Основная масса состоит из альбита, клинопироксена, хлорита, лейкоксена; в небольших количествах присутствуют сфен, апатит, магнетит, карбонат, эпидот, кварц, актинолит. Микроструктуры: интерсервальная, пилотакситовая, вариолитовая, гиалопилитовая, микролитовая, спилитовая. Миндалины выполнены хлоритом, кварцем, халцедоном, карбонатом, пренитом, эпидотом. Кислые вулканики преимущественно мелко-среднегломерофировые с вкрапленниками пелитизированного альбита, реже – кварца, с разнообразными микроструктурами: микропойкилитовой, фельзитовой, сферолитовой, трахитоидной, метельчатой, звездчато-микролитовой. Минеральный состав основной массы: альбит, кварц, гидробиотит, хлорит, эпидот, сфен, апатит; в качестве примеси – карбонат, серицит, пирит.

Магнитное поле западной полосы дифференцированное со сложной морфологией аномалий и большим разбросом значений интенсивности от +100 до +800 нТл. В поле силы тяжести полосе отвечает гравитационная ступень, осложненная серией локальных знакопеременных аномалий интенсивностью 0,5–2,0 мГал. Магнитное поле восточной полосы слабо дифференцированное интенсивностью от +100 до +1 200 нТл. Гравитационное поле дифференцированное положительное с многочисленными локальными аномалиями интенсивностью от +1,5 до +4,0 мГал.

Вулканики образуют контрастный ряд от базальтов до риолитов, принадлежат к низкокальцевой толеитовой серии натрового ряда (прил. 11, рис. 2). Породы умеренно до весьма высокоглиноземистых, умеренно магниезиальные. На дискриминационной диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$ для базальтов (рис. 3) фигуративные точки вулкаников основного состава соответствуют базальтам MORB (СОХ). Аналогичная картина наблюдается и в трендах распределения РЗЭ (рис. 4), близких горизонтальной линии, что соответствует близости составов хондриту, примитивной мантии и базальтам СОХ.

Породы характеризуются повышенным содержанием элементов сидерофильной группы и пониженным – халькофильной. Средневзвешенные значения плотности пород составляют $2,73 \text{ г/см}^3$, средняя плотность базальтоидов – $2,83 \text{ г/см}^3$, кислых и умеренно кислых пород – $2,64-2,67 \text{ г/см}^3$. Магнитная восприимчивость парамагнитных разностей – $0,33 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, ферромагнитных – $12,8 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ [46].

Породы свиты зеленокаменно метаморфизованы на уровне актинолит-эпидот-хлоритовой фации с повсеместным развитием ассоциации альбита, хлорита, эпидота, лейкоксена, кальцита и кварца, реже – пренита и актинолита, замещающей первичные минералы. При этом первичные структуры и текстуры сохраняются.

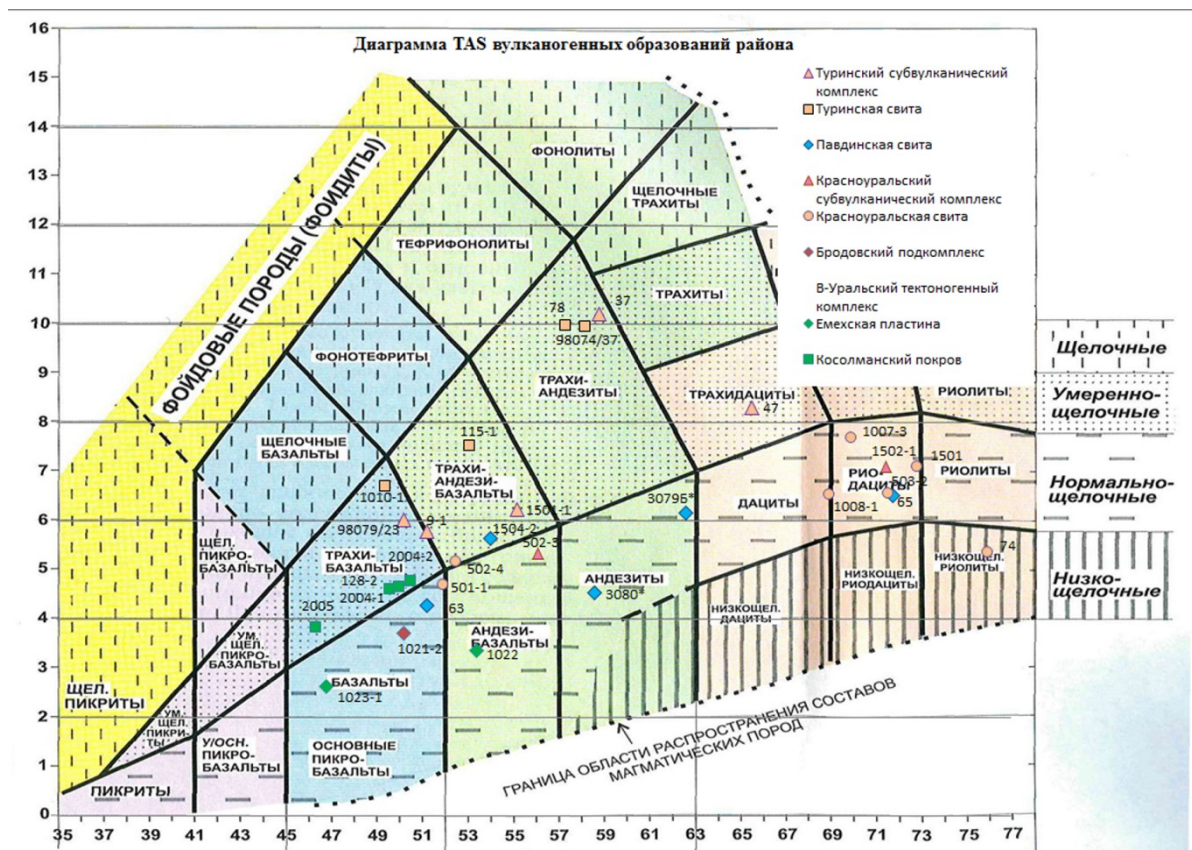


Рис. 2. Диаграмма TAS вулканогенных образований района.

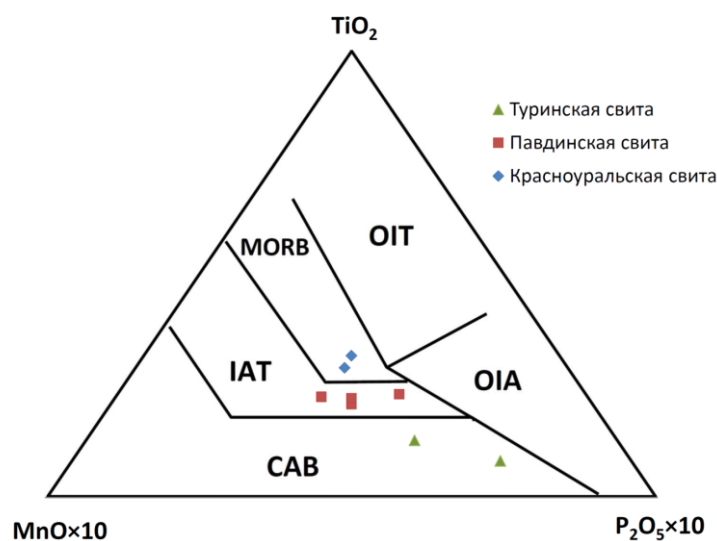


Рис. 3. Дискриминационная диаграмма $MnO-TiO_2-P_2O_5$ для базальтов (Mullen, 1983).

Поля на диаграмме: CAB – известково-щелочные базальты; IAT – островодужные толеиты; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; OIT – толеиты океанических островов; OIA – андезиты океанических островов.

Гидротермально-метасоматические процессы выражены в развитии ассоциации: кварц, альбит, карбонат, хлорит, серицит, пирит. Они связаны с обломочными породами кислого состава экструзивной природы типа автомагматических брекчий, местами превращенными в хлорит-серицит-кварцевые и кварц-серицитовые метасоматиты и вторичные кварциты с сульфидами железа и меди. Прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация промышленных скоплений не образует. В пределах площади проявления и точки минерализации меди, связанные с красноуральской свитой, неизвестны. На смежной к югу площади в составе свиты присутствуют промышленные месторождения цинково-медноколчеданных и серноколчеданных руд Красно-

уральской группы [76].

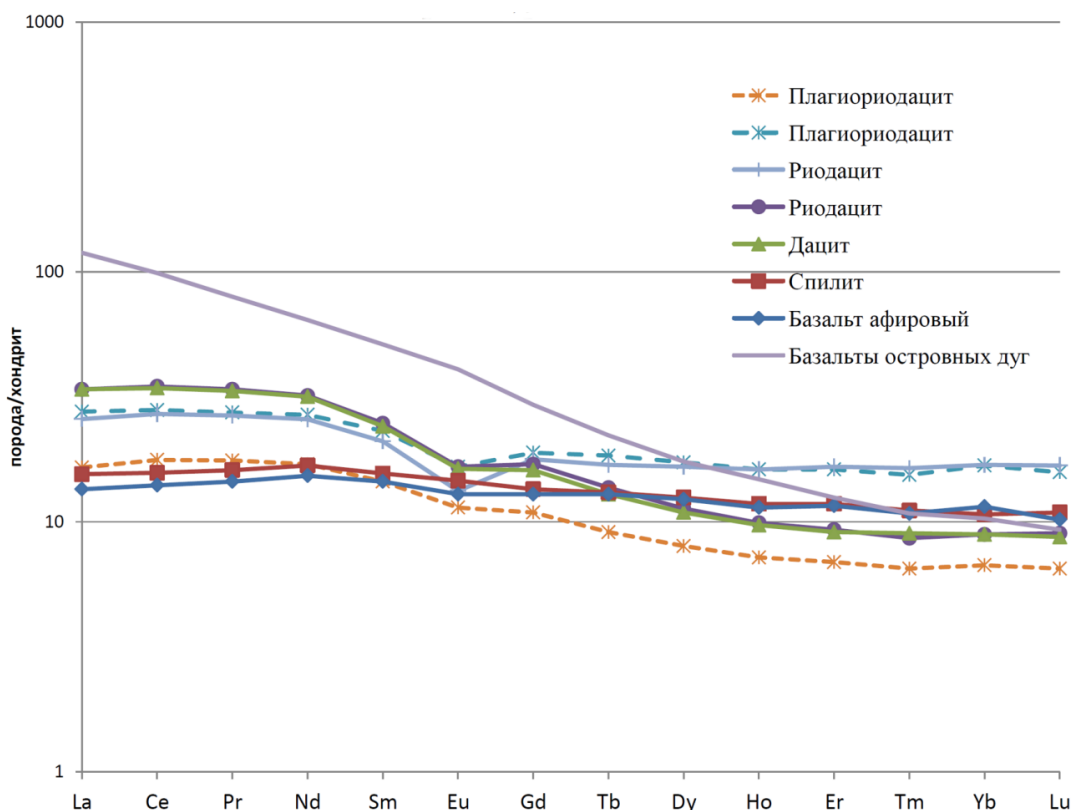


Рис. 4. Спектры распределения РЗЭ нормированных по хондриту в вулканитах красноуральской свиты.

Возраст свиты соответствует позднему ордовику–раннему силуру (хирнант–руддан) и имеет достаточное биостратиграфическое обоснование по конодонтам. В пределах западной полосы в двух пунктах на р. Ляля (обн. 502-2) и р. Тура (обн. 105-1) в прослоях яшмоидов авторами обнаружены конодонты пограничных горизонтов верхнего ордовика–нижнего силура: на р. Ляля в районе Каменной плотины – *Ozarkodina cf. aldridgei* Uyeno et Barnes, *Periodon cf. grandis* (Ethington), на левом берегу р. Тура примерно в 8 км выше устья Талицы – *Distomodus aff. kentuckyensis* Br. et Br., *Ozarkodina cf. aldridgei* Uyeno et Barnes, *Walliserodus cf. curvatus* (Br. et Br.). В восточной полосе конодонты пограничных горизонтов верхнего ордовика–нижнего силура обнаружены в яшмоидах межподушечного пространства в обн. 1008-2 *Distomodus aff. kentuckyensis* Br. et Br., *Ozarkodina aff. aldridgei* Uyeno et Barnes. Все определения конодонтов произведены Г. Н. Бороздиной. Ранее возраст свиты был определен в 2 пунктах западной полосы на р. Лата [4, 46], он соответствует определениям авторов.

Общая мощность свиты достигает 2 500 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ЛАНДОВЕРИЙСКИЙ–ВЕНЛОКСКИЙ ОТДЕЛЫ

Павдинская свита (S_{pv}) представлена у западной рамки листа в Ермаковском и Калугинском блоках, вскрывается в эрозионных окнах в поле распространения пород туринской свиты (Караульский блок и Пайвушинско-Талицкая грабен-синклираль) и слагает тектонические клинья в дислокационных зонах на контактах блоков. Контакты с красноуральской свитой тектонические, перекрывается вулканогенно-осадочными породами туринской свиты со стратиграфическим перерывом.

Обнаженность слабая. Немногочисленные коренные выходы имеются по берегам рек Ляля, Тура и их притокам – Власовка, Ляленка, Чумкосная и др. Преобладают элювиальные и делювиальные развалы и высыпки на вершинах и склонах гор. Павдинская свита характеризуется весьма сложным фациальным и химическим составом пород. В составе свиты преобладают андезибазальты, андезиты и их брекчиевые лавы и туфы, дациты, туфопесчаники, туфоалевролиты с прослоями кремнистых алевролитов. Отмечается специфика разрезов для различных час-

тей площади. На правобережье р. Ляля между устьями рр. Поздняковка и Власовка и южнее вплоть до верховьев р. Южная Половинная разрез существенно экструзивно-лавовый. Андезибазальты, реже – андезиты, слагают лавовые покровы обычно с четким шаровым сложением с участками лаво- и гиалокластитов, с подчиненными прослоями водноотложенных слоистых туфов, туфоконгломератов и туфопесчаников того же состава. Вулканиды кислого и умеренно кислого состава образуют серии сближенных тел различной формы и величины, по-видимому, экструзивных, занимающих секущее положение относительно лав основного состава, о чем свидетельствуют автомагматические брекчии дацитов и риодацитов с ксенолитами лавовых андезибазальтов.

Взаимоотношения отдельных разновидностей пород очень сложные, наблюдаются частые переслаивания и фациальные замещения по падению и простиранию. В разрезе по рр. Ляля и Власовка преобладают вулканиды кислого состава, содержание которых достигает 80 % [34, 50]. Постепенно в южном направлении количество и размеры кислых тел убывают, и южнее р. Исток они составляют уже не более 20 % от всего существенно вулканогенного разреза. Здесь преобладают лавы и сопутствующие им кластические породы андезибазальтового, реже андезитового и базальтового состава. В том же направлении все большую роль начинают играть грубообломочные туфы и вулканические брекчии андезибазальтов. На водоразделе рр. Бол. Актай и Тура они картируются в виде прерывистых пятен, совпадающих с наиболее высокими гипсометрическими отметками в районе ур. Михайловское, на г. Караульская Сопка и др. [87].

Восточнее широты пос. Ляленка в отдельных тектонических блоках основной объем разреза составляют продукты андезибазальтового вулканизма: андезибазальты, их подушечные лавы и лавобрекчии, грубо- и среднеобломочные туфы, тефроиды. Вулканогенно-осадочные породы (туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты), как и умеренно кислые разности вулканидов (дациандезиты, дациты и их вулканические брекчии), пользуются ограниченным распространением. Типичный разрез наблюдался в береговых склонах р. Тура у пос. Ляленка (обн. 90, 91, 95–99) и по материалам Б. П. Козина [55], где снизу вверх:

1. Миндалекаменные лавы андезибазальтов.....	10 м
2. Подушечные лавы андезибазальтов. Подушки размером 0,1–1,5 м шаровой или уплощенной формы ориентированы по аз. 150–160°, угол 20–40°	20 м
3. Гематитизированные подушечные лавы андезибазальтов, перекрываемые слоем лавобрекчий	10 м
4. Бомбово-лапиллиевые туфы андезибазальтов	35 м
5. Подушечные лавы андезибазальтов. Ориентировка уплощенных подушек 160°, угол 30°	12 м
6. Бомбово-лапиллиевые туфы.....	3 м
7. Среднеобломочные туфы с примесью бомб размером до 20 см, с карбонатным материалом в цементе....	60 м

Контакт слоев 6 и 7 ориентирован по азимуту 130°, угол 25°. Общая мощность вскрытого разреза – 150 м.

По всему разрезу свиты широко развиты субвулканические образования, образующие с эффузивами вулканогенную ассоциацию, преимущественно долериты, дациты и риодациты. Они залегают в виде различных по мощности и конфигурации даек и штоков. Субвулканические разности и экструзивные фации кислого состава (дациты, риодациты) не всегда четко различаются и имеют постепенные взаимопереходы.

Лавы основного состава обычно обильно миндалекаменные, неравномерно гематитизированные. Структуры пород от почти афировых до обильно крупнопорфировых с вкрапленниками плагиоклаза, клинопироксена, роговой обманки, редко – ромбического пироксена. Для микроструктур характерно обилие вулканического стекла, тонкие микролиты, элементы ориентировки и метельчатости: гиалопилитовая, пилотакситовая, спилитовидная, тонкомикролитовая и т. п.

Породы экструзивных куполов чрезвычайно неоднородны по химическому составу (в одном теле могут наблюдаться постепенные переходы от риодацитов до андезитов), часто брекчиевидные. Вкрапленники представлены альбит-олигоклазом или андезином, калинатровым полевым шпатом, роговой обманкой, пироксеном и кварцем. Структуры основной массы: фельзитовая, микропйкилитовая, трахитоидная, микро-гипидиоморфнозернистая и др.

Породы свиты претерпели зеленокаменный метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации с почти полным сохранением первичных структур и текстур. Первичные минералы замещены ассоциацией таких минералов, как альбит, пренит, пумпеллит, кварц, хлорит, эпидот, лейкоксен, цеолиты, халцедон, гидрохлорит.

Гидротермально-метасоматические процессы связаны с породами кислого и умеренно кислого состава экструзивно-субвулканической фации. На удалении от них степень интенсивно-

сти изменений резко убывает. В составе метасоматитов, для которых характерно отсутствие расщепления, принимают участие кварц, серицит, альбит, хлорит, карбонат, а также гидро-слюда, каолинит, иллит.

Вулканиды свиты образуют дифференцированную известково-щелочную ассоциацию нормальнощелочного ряда, принадлежат к натриевой серии ($Na_2O/K_2O=4-5$) с низким содержанием K_2O (прил. 11, рис. 2). Основные различия отличаются умеренной магнезиальностью (6–7%). На дискриминационной диаграмме фигуративные точки базальтоидов павдинской свиты располагаются в полях толеитов островных дуг (рис. 3). Спектры распределения РЗЭ нормированных по хондриту в вулканидах свиты отклоняются в сторону базальтов островных дуг (рис. 5), что свидетельствует о раннеостроводужных обстановках их формирования.

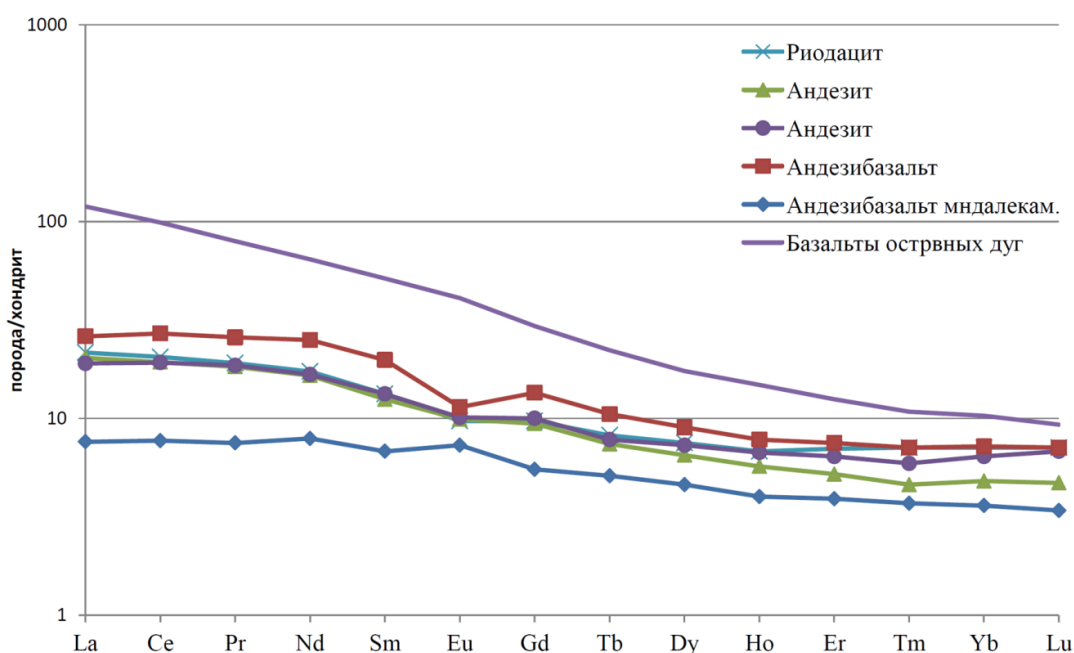


Рис. 5. Спектры распределения РЗЭ нормированных по хондриту в вулканидах павдинской свиты.

Геохимическая специализация пород павдинской свиты сидерофильно-литофильная.

Средняя плотность андезибазальтов – $2,8 \text{ г/см}^3$; дацитов и риодацитов – $2,65 \text{ г/см}^3$. Средне-взвешенная плотность пород павдинской свиты – $2,68 \text{ г/см}^3$. Значения магнитной восприимчивости колеблются для всех разновидностей пород от $0,1 \cdot 10^{-3}$ до $20,8 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, среднее значение для ферромагнитных разновидностей, составляющих около 50% объема свиты, – $16,0 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ [46].

Возраст павдинской свиты (аэрон–шейнвуд) принят на основании определений фауны конодонтов позднего лландовери–раннего венлока в прослоях кремнистых алевролитов среди лав основного состава в трех пунктах: на правом берегу р. Ляля ниже устья р. Поздняковка (обн. 1882), на том же берегу между устьями рр. Власовка и Сев. Половинная (обн. 1881) и на левом берегу р. Тура между поселками Ляленка и Екатерининский (обн. 1702) [46]. Авторами собраны и определены конодонты: *Distomodus* cf. *staurogathoides* (Walliser), *Pterospathodus* aff. *celloni* (Walliser) по профилю 98 Северо-Павдинского лицензионного участка (скв. 98074/50,2 м); *Apsidognathus* aff. *tuberculatus* Walliser, *Distomodus* cf. *staurogathoides* (Walliser) к западу от пос. Поздняковка (обн. 56); и восточнее – *Distomodus* cf. *staurogathoides* (Walliser), *D.* cf. *egregious* (Walliser), *D.* cf. *kentuckyensis* Br. et Br., *Pterospathodus* aff. *celloni* (Walliser), *P.* aff. *pennatus procerus* (Walliser) в 7 км выше устья р. Талица (обн. 1504-1, 1504-3). Определения конодонтов произведены Г. Н. Бороздиной.

Мощность свиты – 500–1 000 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА, ПРЖИДОЛЬСКИЙ ОТДЕЛ – ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Туринская свита (S_2-D_{tr}) широко представлена на площади в пределах наложенных депрессионных структур (Караульский блок, Маломальская и Пайвушинско-Талицкая грабен-

синклинали), совокупность которых известна в литературе как Краснотурьинско-Пайвушинская мегасинклиналь [12]. Обнаженность свиты слабая. Естественные выходы коренных пород редки, в основном в долинах рек Лата, Ляля, Мурзинка, Большой и Полуденный Актай, Тура. Породы свиты также вскрыты профилями поисковых скважин на бокситы и россыпное золото [31, 32] и скважинами КГК-100 [34].

Как отмечает большинство исследователей, свита залегает со стратиграфическим перерывом, угловым и азимутальным несогласием на более древних породах – на обоих берегах р. Тура [55], на рр. Ляля и Южная Половинная [34, 92], в районе бывшего пос. Мал. Лата, Латинка и Питателево [92], на р. Полуденный Актай [75]. Базальные конгломераты в основании туринской свиты предшественники относили к именновской свите, поскольку в обломках известняков этих конгломератов была собрана фауна лудлова.

Авторами доказан возраст конгломератов и их положение в разрезе не только как базальные с обломками спилитовидных базальтов, андезибазальтов и андезитов красноуральской и павдинской свит, но и как внутриформационные, в основании верхней части разреза с обломками пород нижней части. В самом северном тектоническом блоке (обн. 9) конгломераты подстилают тонкопереслаивающиеся туфоалевролиты и туфопесчаники с прослоями кремнистых алевролитов, содержащих конодонты лохковского яруса нижнего девона, которые в свою очередь перекрываются лавами трахиандезибазальтов (центральная часть потока). Конгломераты наблюдались так же в отвалах шурфов севернее данного обнажения. Аналогичный разрез в следующем тектоническом блоке (обн. 1009) на р. Кедровка. В третьем тектоническом блоке (обн. 45, 46) аналогичные вышеописанным переслаивающиеся туфоалевролиты и туфопесчаники с характерной для них отдельностью перекрываются лавами трахиандезибазальтов, прорванными дайками монцодиорит-порфиритов.

Фациальный состав свиты крайне невыдержанный, разрез характеризуется частым чередованием и фациальными замещениями вулканогенно-осадочных и пирокластических пород при подчиненной роли в целом эффузивных и осадочных образований. В нижних частях разреза преобладают трахибазальты, трахиандезибазальты, их туфы, лавобрекчии, лавокластиты, вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые терригенные породы всех гранулометрических разностей с обломками умереннощелочного основного состава, реже – трахиандезиты и трахиты. На более высоких уровнях разреза развиты преимущественно трахиандезиты и трахиты, их туфы, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, реже – трахибазальты. Граница между указанными частями разреза весьма условна. По всему разрезу широко развиты дайки, штоки и силлы субвулканических сиенит-порфиритов, микросиенитов, трахибазальтов.

В различных частях площади разрез свиты имеет свою специфику.

Северо-западная часть Пайвушинско-Талицкой грабен-синклинали (узкая полоса северо-западного простирания западнее пос. Поздняковка) описана Е. Г. Заборовским [12] как Талицкая (Устьполовинкинская) грабен-синклиналь. Здесь в разрезе преобладают лавовые фации. Разрез сложен шаровыми лавами, лавобрекчиями, лавокластитами преимущественно трахибазальтового и трахиандезибазальтового состава, незакономерно переслаивающимися с вулканогенно-осадочными породами, содержащими обломки вулканитов трахибазальтового, трахиандезибазальтового, трахиандезитового и трахитового состава с преобладанием основного. Среди вулканогенно-осадочных пород наибольшим развитием пользуются мелкообломочные разности – туфопесчаники и туфоалевролиты. Изредка присутствуют прослои спекшихся литовитрокластических туфов трахитов, кремнистых алевролитов, известняков. Залегание пород выдержанное, моноклиналиное (азимут падения 85–100°, углы 10–25°). Структура хорошо выделяется в физических полях полосой положительных магнитных аномалий интенсивностью 200–800 нТл и локальных отрицательных аномалий поля силы тяжести интенсивностью от –1,5 до –2,0 мГал.

В обломках вулканомиктовых конгломератов известна фауна пржидолия, североуральского горизонта: *Gypidula cf. optata* Barr., *Tectatrypa tectiformis* (Tschern.), *Atrypoides linguata* (Buch), *Sublepidida sublepidida* (Vern.) – у устья р. Поздняковки (обн. 32), а так же на правом берегу р. Южная Половинная (обн. 29, 30) [92], обн. 3140 [34]. В массиве известняков в устье р. Сев. Половинная в обн. 1706 [92] и в обн. 5188 [34] собрана фауна лохкова, саумского горизонта: *Ivdelinia procerula* (Barr.), *Clorindina toschemkaensis* Khod., *C. perdecora* Khod., *Spirigerina supramarginalis* (Khalf.), *Quadrithyrina losvensis* (Khod.), *Baschkirina indistincta* Zenk. (определения И. А. Брейвель и Г. Г. Зенковой). Авторами здесь в обн. 500-1 определены конодонты пржидолия и сарайнинского горизонта нижнего девона: *Ancyrodelloides cf. limbacarinatus* Murphy et Matti, *Oulodus cf. elegans detortus* (Walliser). Определения конодонтов произведены Г. Н. Бороздиной.

В Маломальской грабен-синклинали представлены слоистые вулканогенно-осадочные по-

роды, тефроиды, водноотложенные и спекшиеся туфы, покровы лав и гиалокластитов имеют преимущественно трахитовый и трахиандезитовый состав, более основной вулканогенный материал имеет подчиненное значение; вверх по разрезу возрастает роль излившихся и пирокластических пород. Падение пород северо-восточное, пологое (до горизонтального).

На остальной территории в субмеридиональной полосе (Караульский блок, центральная и восточная части Пайвушинско-Талицкой грабен-синклинали) фациальный состав пород чрезвычайно разнообразный: тонкопереслаивающиеся, местами нечетко ритмичнослоистые вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые терригенные породы всех гранулометрических разностей при явном преобладании туфопесчаников и туфоалевролитов и подчиненной роли относительно маломощных прослоев туфоконгломератов и туфогравелитов. Примесь осадочного материала наблюдается в виде обломков и прослоев кремнистого, углеродистого и известковистого вещества. Обломки вулканитов обычно трахитового и трахиандезитового состава, реже – трахибазальтового и трахиандезибазальтового; нередко мономиктовые прослои, обычно трахитового состава. Покровы лав, лавокластиты и разноразмерные туфы умереннощелочных пород, среди которых также преобладают трахиты, составляют в целом не более $\frac{1}{10}$ объема разреза. В южной части на широте пос. Екатерининский в верхах разреза Б. П. Козиным [55] выделены «шонкинитовые трахибазальты». В западной части полосы повсеместно отмечается северо-восточное падение слоистости под углами 10–25°, восточная часть перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями.

В пределах полосы у северной рамки листа в обн. 9-2 и на р. Кедровая в обн. 1009 авторы собрали и определили конодонты нижнего девона лохковского яруса: *Lanea* aff. *carlsi* (Boersma), *L.* aff. *eleonorae* (Lane et Ormiston), *Panderodus* sp., *Zieglerodina* aff. *remscheidensis* (Ziegler) (ранее эти части разреза относились к именновской свите на основании находок фауны банкового горизонта лудлова в обломках известняков в базальных конгломератах). Ископаемая фауна пржидолия обнаружена в обломках известняков в туфоконгломератах восточнее бывшего пос. Ляленка, обн. 1405 [55]: *Favosites* cf. *effusus* Klaam., *Cladopora* cf. *issensis* Yanet (определения Ф. Е. Янет). Авторами на левом берегу р. Тура в урочище Ляленка в обн. 94 собраны и определены конодонты нижнего девона лохковского яруса: *Zieglerodina* aff. *remscheidensis* (Ziegler) (определения Г. Н. Бороздиной). Богатая фауна лохковского яруса собрана в карбонатном массиве у пос. Ключи, обн. 2149 [92]: *Clorindina perdecora* Khod., *Decoropugnax berenice* (Barr.), *Gypidula rara* Nik., *G. nux* (Khod.), *Plectatrypa marginalis* (Dalm.), *Karpinskia vagranensis* Khod., *Quadrithyrina losvensis* (Khod.) (определения И. А. Брейвель).

Вулканиты свиты образуют лавовые покровы массивного или шарового сложения, часто сопровождаются лавогиалокластитам. Трахиандезиты и трахиты образуют также небольшие лавовые купола с сопряженными с ними короткими лавовыми потоками. Структуры сериально-мезофиновые. Микроструктуры трахибазальтов и трахиандезибазальтов – интерсертальная, пилотакситовая, гиалопилитовая, вариолитовая; трахитов и трахиандезитов – трахитовая, метельчатая, флюидально-микролитовая, лучистая и т. п. Минеральный состав: плагиоклаз (от андезина-лабрадора до альбита), авгит, пелитизированный калинатровый полевошпат, вулканическое стекло и вторичные минералы: хлорит, гидрохлорит, серицит, гидробиотит, эпидот, карбонат; акцессории представлены сфеном, апатитом, ильменитом.

Для туфов характерен разнообразный, часто смешанный состав и присутствие спекшихся игнимбритоподобных разностей. Для последних характерно большое количество обломков вулканического стекла, раскристаллизованных в различной степени и образующих сложное сочетание скрытокристаллических, сферолитовых, гребенчатых и им подобных структур; витрообломки замещены скрытоволокнистым сапонитом или палыгорскитом. Обычно размерность туфов не крупнее гравийных, преобладают песчаные туфы.

Региональный зеленокаменный метаморфизм прениит-пумпеллиитовой фации пород туринской свиты очень слабый; нередко кайнотипные разности. Вышеперечисленные вторичные минералы, а также менее развитые прениит, пумпеллиит, сосюрит, цоизит, халцедон, лейкоксен не полностью замещают первичные минералы с сохранением структур. Вблизи контактов интрузий кварцевых диоритов ауэрбаховского комплекса известны локальные участки серицитизации, окварцевания, скарнирования и ороговикования, иногда мелкие проявления магнетитовых руд.

Туринские вулканиты образуют непрерывную трахибазальт-трахиандезитовую шошонитовую ассоциацию. Для всего разреза характерно высокое содержание K_2O (3,1–5,1 %) и сумма щелочей от 6,7 до 10 % (прил. 11, рис. 2) при высокой и весьма высокой глиноземистости. На дискриминационной диаграмме $MnO-TiO_2-P_2O_5$ (рис. 3) фигуративные точки основных вулканитов туринской свиты располагаются в полях известково-щелочных базальтов. По степени фракционирования ($\Sigma P_3Э - 155-185$ г/т, $Ce/Yb \approx 25$) вулканиты соответствуют шошонитовым

сериям зрелых островных дуг. Спектры распределения РЗЭ (рис. 6) соответствуют базальтам островных дуг. Вулканиды характеризуются литофильно-халькофильной ассоциацией микроэлементов.

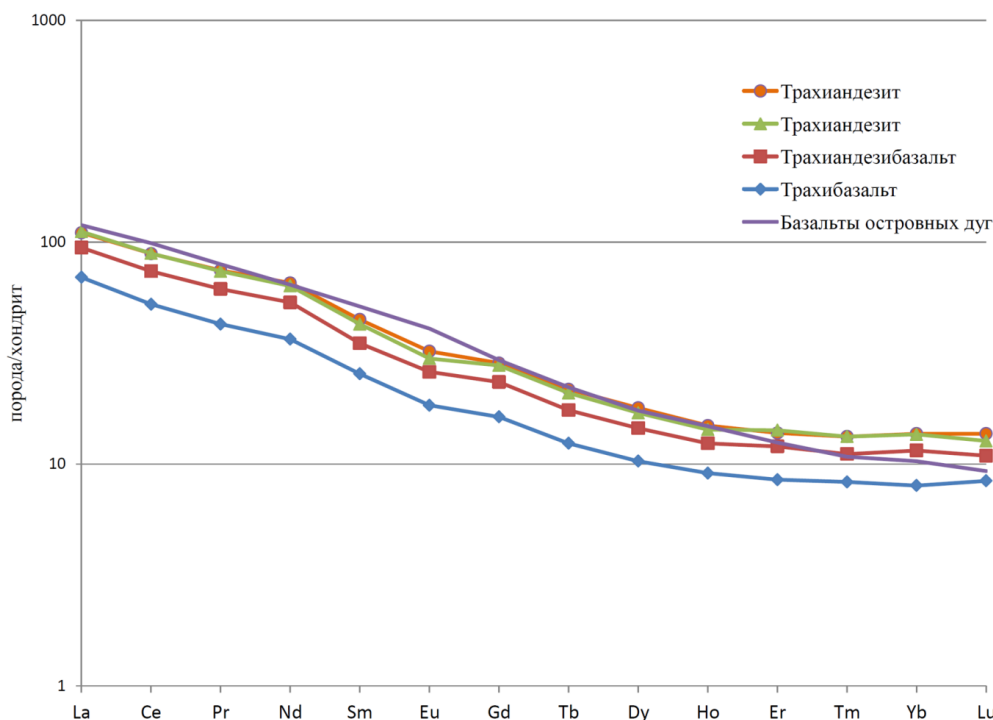


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ нормированных по хондриту в вулканитах туринской свиты.

Средняя плотность трахибазальтов – $2,78 \text{ г/см}^3$, трахиандезибазальтов и их туфов – $2,71 \text{ г/см}^3$, трахитов – $2,64 \text{ г/см}^3$, средневзвешенная плотность в целом по свите составляет $2,66 \text{ г/см}^3$. Трахибазальты представлены исключительно ферромагнитными разностями со средним значением магнитной восприимчивости $28,2 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Среди вулканогенно-обломочных пород того же состава более 60 % также составляют ферромагнитные разности со средним значением магнитной восприимчивости $17,8 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ [46].

Возраст туринской свиты (пржидолий–лохков) надежно обоснован указанной выше фауной, а также многочисленными находками ископаемых остатков на смежных площадях [34, 76].

Мощность свиты – около 2 000 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские образования завершают разрез палеозоя Восточно-Тагильской СФЗ. Они представлены карбонатными и терригенно-карбонатными осадочными породами с редкими прослоями вулканомиктовых терригенных и вулканогенных пород. На основании вещественного состава и возраста ископаемых остатков отложения разделяются на краснотурьинскую и лимкинскую свиты, слагающие Актай-Талицкую депрессию. Отложения краснотурьинской свиты также присутствуют в тектонических блоках в окружении пород туринской свиты севернее широты д. Мурзинка.

Характеристика свит основана на данных бурения [31, 32, 75], поискового бурения на Актайской площади [63] и собственных наблюдениях по рр. Ляля, Тура и Талица. В гравитационном поле карбонатные и терригенные комплексы выделяются слабо в связи с близостью их плотностных свойств (средняя плотность – $2,68 \text{ г/м}^3$) с окружающими породами туринской свиты. Известняки и терригенные породы практически немагнитны, им соответствует отрицательное магнитное поле интенсивностью до -300 нТл .

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Краснотурьинская свита (D,kt) присутствует на площади в центральной части Пайвушинско-Талицкой грабен-синклинали (Актай-Талицкая депрессия) и южной части Караульского блока. Установленные границы с туринской свитой в основном тектонические, реже от-

мечаются стратиграфические взаимоотношения с размывом и конгломератами в основании, видимые границы с лимкинской свитой тектонические. В восточном борту Актай-Талицкой структуры свита, большей частью, перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом. В составе свиты на площади присутствуют в основном осадочные образования, представленные известняками, часто – мраморизованными, в подчиненном количестве – терригенными породами: полимиктовыми песчаниками с тонкими прослоями кремнистых алевролитов, гравелитами, конгломератами, отмечены редкие прослои андезитов. Нижняя часть разреза слагает внешние части Актай-Талицкой депрессии и представлена известняками темно-серыми и серыми битуминозными слоистыми тонкозернистыми, реже – светло-серыми массивными. Часто слоистые известняки содержат прослои андезитов и их туфов, туфоконгломератов, туфопесчаников и туфоалевролитов общей мощностью около 40 м (р. Ляля и в районе д. Мурзинка). Слоистость имеет азимут падения 50°, угол 30–40°. В составе туфопесчаников присутствуют обломки кристаллов опацизированной роговой обманки и кварца. В северной части Актай-Талицкой структуры в основании пачки переслаивающихся темно-серых и черных известняков в шурфах 426–428 [75] содержатся остракоды пражского яруса: *Microcheilinella malobatschatskiensis uralensis* Zenk., *Bairdiohealdites karcevae* (Pol.) и брахиоподы *Carinatina* cf. *arimaspa* (Eichw.) карпинского горизонта. В этом же массиве известняков в шурфе 1482 [47] известны определения брахиопод пражского яруса: *Losvia operosa* (Khod.), *Karpinskia conjugula* Tschern. (определения Г. Г. Зенковой и М. Г. Брейвель).

Кроме того в нижней части разреза по р. Ляля отмечены туффиты, андезиты и их туфы в районе Лялинского рудника. Наиболее полный разрез нижней части свиты в районе урочища Гараж:

- конгломераты с обломками аргиллитов, известняков, кристаллов кварца и плагиоклаза, трахитов, микроцианитов, микродолеритов; цемент известково-глинистый;
- песчаники с прослоями темно-серых кремнистых алевролитов, содержащих конодонты пражского яруса *Eognathodus* aff. *sulcatus* (Philip) (обн. 504-6) (определения Г. Н. Бороздиной). Песчаники в разрезе прорваны порфирированными диоритами, кварцевыми диоритами второй фазы ауэрбаховского комплекса;
- известняки, которые местами содержат примесь глинистого вещества и подчиненные прослои известково-глинистых сланцев и песчаников. Переходы между литологическими разностями известняков обычно постепенные.

Известняки карпинского и тальтийского горизонтов с незначительной примесью глинистого и терригенного материала картируются в виде нескольких кулисно расположенных полос, согласных с общим простиранием Актай-Талицкой структуры. Коренные обнажения наблюдались в долинах рек Тура, Талица и Полуденный Актай. На остальной площади они прослежены профилями поисково-картировочных скважин [31].

По левому берегу р. Тура, в 1,5 км выше устья р. Талица (обн. 9–12 [31], обн. 170–173 [75]) на протяжении 1,2 км прослежены непрерывные скальные выходы известняков темно-серых битуминозных слоистых с прослоями светло-серых мраморизованных с азимутом падения слоистости 45–65°, углами 20–50°, здесь же наблюдаются и падения по азимуту 125–135° под углом 20–25°, фиксирующие сравнительно пологую складчатость. Аналогичные скальные выходы отмечены и по р. Тура, в 50 м к западу от руч. Мраморный (обн. 321) [87]. В обнажениях обильная ископаемая фауна практически идентична и представлена формами *Favosites minor* Yanet, *F. lucidus* (Yanet), *Carinatina* aff. *arimaspa* (Eichw.), *Losvia operosa* (Khod.), *Karpinskia fedorovi* Tschern. (определения Ф. Е. Янет и М. Г. Брейвель) вижайского и карпинского горизонтов.

Типичный разрез свиты в западном борту Актай-Талицкой структуры вскрыт скважиной 30 [31]:

- 0,0–19,3 м – мезозойско-кайнозойские отложения;
- 19,3–84,2 м – известняки темно-серые тонкозернистые битуминозные с примазками бокситоподобного вещества;
- 84,2–196,1 м – известняки серые, участками – светло-серые, тонкозернистые слабо битуминозные и мраморизованные;
- 196,1–206,0 м – известняки серые и темно-серые битуминозные тонкозернистые массивные слабо мраморизованные и брекчированные с примазками бокситовидного вещества;
- 206,0–288,4 м – известняки серые тонкозернистые слабо мраморизованные, участками – брекчированные, с примесью углистого и бокситовидного материала;
- >288,4 м – известняки светло-серые тонко- и мелкозернистые массивные слабо мраморизованные.

По всей скважине неравномерно распределена фауна пражского–эмского ярусов: *Coenites barbatus* Yanet, *Favosites* aff. *lucidus* (Yanet), *Riphaeolites vijaicus* Yanet, *Favistella minor*

(Soshk.), *Lyriellasma* cf. *petshoreense* (Soshk.) (определения Ф. Е. Янет и М. В. Шурыгиной).

В районе устья руч. Мраморный вдоль левого берега р. Тура на протяжении более 1 км обнажаются слабо рассланцованные светло-серые известняки с прослоями глинистых темно-серых плотных известняков, сменяющиеся почти белыми мраморизованными известняками с редкими маломощными прослоями брекчиевидных известняков на глинистом цементе вишневого цвета, также грубо рассланцованными, а в конце непрерывных скальных выходов – белыми мраморизованными известняками. Слоистость весьма выдержанная и совпадает с рассланцеванием: азимут падения 70°, угол 65–70°. Фауна представлена редкими ругозами *Tryplasma* cf. *aequabilis* Lonsd. (обн. 337 [87]). Обширный список фауны карпинского горизонта – *Favosites regularissimus* Yanet, *Riphaeolites vijaicus* Yanet, *Lyriellasma* cf. *petshoreense* (Soshk.), *Carinata arimaspa* (Eichw.) – собран в 1 км южнее устья Лога Сухого и в 700 м выше устья р. Талица (обн. 5/58 и скв. 364/17,6 м) [31] (определения Ф. Е. Янет, М. В. Шурыгиной и М. Г. Брейвель).

Для известняков в западном борту Актай-Талицкой депрессии характерны прослои хлорит-глинистых сланцев, причем в южном направлении от устья руч. Мраморный до широты ур. Михайловское наблюдается постепенное замещение толщи известняков хлорит-глинистыми сланцами с маломощными карбонатными прослоями, местами с примесью песчаного терригенного материала.

В восточном борту структуры обнажаются в основном верхние части разреза, представленные разнообразными переслаивающимися литологическими разностями известняков с маломощными прослоями бокситов и аллитов. Типичный разрез вскрыт профилем скважин 21, 23, 24 [31] при поисковых работах на бокситы в левобережье р. Тура. Породы имеют выдержанное восточное падение под углом 30°, мощность вскрытой части разреза порядка 300 м. Вверх по напластованию светло-серые мраморизованные известняки с примазками бокситовидного вещества сменяются постепенно темно-серыми и серыми слоистыми известняками с прослоями известковистых песчаников.

Характер переслаивания иллюстрируется скважиной 24 [31] (сверху вниз):

- 0,0–68,0 м – мезозойско-кайнозойские отложения;
- 68,0–72,4 м – известняки светло-серые массивные с прослоями известковистых песчаников;
- 72,4–80,0 м – песчаники известковистые;
- 80,0–83,0 м – известняковые брекчии на бокситовом цементе;
- 83,0–138,5 м – известняки светло-серые тонкозернистые массивные;
- 138,5–145,5 м – известняки серые массивные битуминозные;
- 145,5–150,2 м – известняки светло-серые массивные тонкозернистые;
- 150,2–157,9 м – известняки серые брекчиевидные;
- 157,9–195,0 м – известняки серые слабо битуминозные;
- 195,0–327,0 м – известняки темно-серые битуминозные тонкозернистые;
- 327,0–395,9 м – известняки серые тонкозернистые массивные и брекчиевидные.

Известняки слоев 2–9 содержат примазки и прожилки бокситовидного вещества, количество которого постепенно убывает с глубиной.

Практически все литологические разности эмских известняков в восточном борту Актай-Талицкой депрессии на всем ее протяжении содержат комплекс фауны, характерный для карпинского и тальтийского горизонтов: *Stellopora* ex gr. *barba* Bogoyavl., *Favosites gregalis* Porf., *Gracilopora infirma* (Yanet), *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Neomphyma striata* Soshk., *Neostrophophyllum* cf. *antiquum* (Soshk.), *Carinata arimaspa* (Eichw.), *Bairdiocypris cordiformis* Rozhd. (определения О. В. Богоявленской, Ф. Е. Янет, М. В. Шурыгиной, М. Г. Брейвель и Г. Г. Зенковой). О незначительном проявлении вулканизма в эмсе свидетельствуют маломощные прослои гиалобазальтов, андезитов и их туфов среди известняков преимущественно нижней части разреза [63].

Возраст свиты соответствует пражскому и эмскому ярусам нижнего девона. Мощность свиты – 850 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Лимкинская свита ($D_{2-3}lm$) выделена в центральной части Актай-Талицкой депрессии в виде субмеридиональной полосы от широты д. Гаевка до р. Бол. Пехтыш. Залегают она в узких тектонических блоках со стратиграфическим перерывом и размывом на известняках краснотурьинской свиты. Отложения свиты характеризуются фациальной изменчивостью как по напластованию, так и по простиранию. В районе Винновского месторождения, по данным Б. М. Алешина [31], в основании разреза залегают терригенная пачка мощностью до 30 м, представленная глинистыми сланцами с прослоями песчаников и известняков. Терригенная пачка

согласно перекрывается кремнистыми сланцами, а затем темно-серыми глинистыми битуминозными известняками. Образования свиты большей частью перекрыты мезозойско-кайнозойскими отложениями. Коренные обнажения имеются только на левом берегу р. Талица в окрестностях ур. Михайловское и в районе устья Лога Сухого. В остальных случаях на протяжении всей полосы образования свиты вскрыты поисково-картировочными скважинами [31, 63].

Свита представлена тонкопереслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, линзовидными прослоями гравелитов, известняками темно-серыми и черными битуминозными с макрофауной живетского яруса и конодонтами бродовского горизонта, мелкозернистыми, отчетливо слоистыми, часто с примесью глинистого вещества, с подчиненными прослоями углисто-глинистых, кремнисто-глинистых, глинисто-кремнистых сланцев, конгломератами.

Падение слоистых известняков и согласных прослоев различных сланцев восточное, значительно реже – западное; углы падения крутые до вертикальных. Характерны интенсивное рассланцевание, пиритизация, местами слабая мраморизация. В южном направлении наблюдается уменьшение объема глинистых прослоев, падение пород пологое. Севернее широты р. Тура западная и восточная границы полосы живетских и франских отложений совпадают с плоскостями субвертикальных тектонических нарушений. Вдоль последних внедрялось большое количество даек и малых интрузий габбродолеритов и долеритов ивдельского комплекса, которые в изобилии наблюдаются среди отложений лимкинской свиты. В южном направлении количество даек убывает до полного исчезновения.

В южной части Актай-Талицкой структуры на широте ур. Михайловское, по данным Т. А. Смирновой [84], в основании свиты залегает пласт базальных конгломератов мощностью 1 м, состоящий из «галек эмских известняков, сцементированных глинистым материалом». Конгломераты перекрываются известково-глинистыми сланцами, сменяющимися по простиранию глинистыми сланцами, выше залегают темно-серые и черные битуминозные известняки с тонкими прослоями глинистых сланцев (видимая мощность вскрытого разреза порядка 150 м).

Известняки основания лимкинской свиты повсеместно содержат богатую фауну высотинского горизонта живетского яруса с разнообразным видовым составом. В обнажении у ур. Михайловское и севернее, на правом берегу р. Тура, в темно-серых известняках скв. 351/17,2 м, 359/21,6 м, 360/9,3 м, 347/24,7 м и в обнажениях 3, 7, 8/58 [31] фауна строматопорат, табулят, ругоз и брахиопод: *Bifariostroma bifarium* Nich., *Stachyodes verticillata* (McCoy), *Caliopora battersbyi* (M.-Edw. et Haime), *Scoliopora denticulata* (M.-Edw. et Haime), *S. insueta* Yanet, *Thamnopora nicholsoni* Frech, *Stringophyllum isactus* (Frech), *Stringocephalus burtini* Defr. Севернее, на водоразделе рек Бол. Актай и Тура в скважинах 601/37,5 м, 706/38,7 м, 710/38,1 м, 3/271,3 м, 4/179,0 м, 5/230,0 м, 7/327,6 м [31] – известняки более светлые с примазками углистого вещества по плоскостям рассланцевания; комплекс фауны высотинского горизонта: *Bifariostroma bifarium* Nich., *Stachyodes singularis* Yavor., *Caliopora battersbyi* (M.-Edw. et Haime), *Scoliopora denticulata* (M.-Edw. et Haime). Восточнее пос. Счастливый скважинами 708/44,6 м и 718/40,5 м [31] вскрыты темно-серые тонкозернистые битуминозные известняки с фауной живетского яруса: *Alveolitella* cf. *fecunda* (Salée), *A.* cf. *acceptata* Yanet, *Scoliopora insueta* Yanet (определения О. В. Богоявленской, Ф. Е. Янет, М. В. Шурыгиной и М. Г. Брейвель). Выше залегает терригенная пачка переслаивающихся песчаников, гравелитов и брекчий с прослоями кремнистых алевролитов. Авторами из известняков с макрофауной высотинского горизонта из керна скважин Актайской поисковой площади [63] (скв. 3059/70 и 4058/11–12) выделены конодонты: *Klapperina* aff. *ovalis* (Ziegler et Klapper), *Mesotaxis* sp. indet., *Polygnathus* aff. *pennatus* Hinde, а из кремнистых алевролитов верхней части разреза керна скважин (3016/21,9; 4044/20; 4048/15,5) выделены конодонты: *Ancyrodella* cf. *soluta* Sandberg, Ziegler et Bultynck; *Klapperina* aff. *ovalis* (Ziegler et Klapper), *Mesotaxis* sp. indet., *Polygnathus* aff. *ansatus* Ziegler et Klapper бродовского горизонта (определения Г. Н. Бороздиной). Таким образом, в разрезе лимкинской свиты присутствует фауна среднего девона живетского яруса высотинского горизонта и среднего–верхнего девона бродовского горизонта, как и в стратотипе свиты на листе О-41-I.

Мощность отложений сильно колеблется, максимальная мощность зафиксирована в центральной части Актай-Талицкой структуры в районе р. Полуденный Актай и составляет не менее 800 м. В целом, мощность свиты составляет 500–800 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Мезозойские образования пользуются широким распространением и входят в состав мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, занимающего не менее 80 % площади. Распространены они в пределах Приуральской СФЦЗ Западно-Сибирской мегаобласти и представлены мезо-

зойскими корами выветривания, континентальными образованиями лангурской свиты юры и мысовской свиты верхнего мела, морскими осадками камышловской, фадюшинской и ганькинской свит верхнего мела.

Частичная и выборочная активизация региона в конце палеозоя привела к опусканию восточной части и сводово-глыбовому поднятию – западной. В это время произошло обновление палеозойских структур и опускание части из них (тектонических блоков). В результате к началу платформенного развития на востоке образовались отрицательные структуры, явившиеся в последующее мезозойско-кайнозойское время ареной морских трансгрессий и основой для заложения эрозионно-структурных депрессий. В блоках западной части рассматриваемой территории, по мнению некоторых исследователей [46], в результате позднеолигоцен-миоценового поднятия произошел смыв морских меловых и палеогеновых отложений и значительной части раннемезозойских кор выветривания.

Мезозойские коры выветривания (МЗ) пользуются широким распространением, особенно в центральной и восточной частях площади, в пределах приподнятого пенеплена восточного склона Урала и континентально-морской цокольной равнины Зауралья. Сохранность кор выветривания на описываемой территории неравномерна. В восточной части под покровом мезозойско-кайнозойских отложений коры выветривания развиты почти повсеместно и имеют выдержанную мощность 30–50 м. В западной (открытой) части площади коры выветривания размывы и сохранились только в пределах эрозионно-структурных депрессий, где перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом и залегают на значительных глубинах (до 60 м), а также в виде ограниченных пятен различной конфигурации – на возвышенных участках рельефа палеозойского фундамента. Мощность коры в последнем случае весьма невыдержанная, обычно 5–10 м, редко – до 40 м.

В полном профиле коры выветривания выделяется три зоны (снизу вверх): дезинтеграции (дресвяно-щебнистая), гидратированных промежуточных продуктов (глинисто-дресвяная) и конечного разложения (глинистая). Обычно наблюдаются только нижние горизонты профиля, глинистые коры выветривания сохранились от размыва спорадически, в пониженных частях древнего рельефа и представлены бесструктурными глинами различной окраски. По морфологическим признакам выделяются площадные и линейные коры выветривания. Резко преобладают первые, занимающие значительные пространства и образующие в плане участки изометричной формы. Линейные коры развиваются на контактах разнородных пород или на участках интенсивной трещиноватости в зонах тектонических нарушений и имеют в плане вид полос шириной 50–200 м преимущественно субмеридионального простирания. Мощность линейных кор выветривания достигает 65 м. Они установлены в районе р. Кедровая, д. Белая Речка, Карелина, Вологино и др.

Минеральный состав коры выветривания определяется составом материнских пород. На ультраосновных породах развивается кора ферритно-сиаллитного геохимического типа; для гранитов, кварцевых диоритов, габбро, вулканогенных и метаморфических образований характерным является сиаллитный тип выветривания. Профиль коры сиаллитного типа каолинитовый, гидрослюдисто-каолинитовый, монтмориллонитовый, каолинит-монтмориллонитовый. Для ферритно-сиаллитового типа коры выветривания породообразующими минералами являются нонтронит, галлуазит, монтмориллонит, гидрогетит. Мощность кор выветривания серпентинитов – в среднем 10 м, максимальная – 20 м. Часто коры выветривания по серпентинитам перекрыты морскими осадками мела и палеогена. С ними связаны рудопоявления силикатного никеля.

Выделяется два генетических типа кор выветривания: остаточные и перемещенные. Остаточные коры (элювиальные образования) являются наиболее распространенными. В пределах Актай-Талицкой депрессии под карстовыми образованиями вскрыты скважинами коры дресвяно-щебнистого профиля мощностью 9–12 м по породам лимкинской свиты среднего–верхнего девона. В восточном борту депрессии мощность коры выветривания составляет 41 м. Вне депрессии – коры небольшой мощности, преимущественно площадного типа и дресвяно-щебнистого профиля. Вещественный состав вскрытых глинистых кор следующий. Гранулометрический состав: глинистая фракция – 66–76 %, алевритовая – 2,1–12,7 %, песчаная – 5,4–5,7 %. Крупные обломки (5 %) состоят из сильно выветрелых туфопесчаников, иногда – лимонита. Песчаная фракция представлена обломками сильно измененных пород с кремнистыми образованиями (73–95 %), кварцем (5–10 %) и альбитом (до 12 %). Алевритовая фракция представлена альбитом, новообразованным по основным плагиоклазам (25–73 %), кварцем (5–10 %), слюдой (до 10 %), обломками кремнистых пород (55–63 %) и единичными зернами минералов тяжелой фракции (сульфиды и гидроокислы железа). Пелитовая фракция на 60–80 % состоит из мелкоагрегативных образований монтмориллонита. Кварц и альбит (10–20 %), слюда и хлорит

(до 10 %). Отмечается рассеянная вкрапленность пирита и углеродистого вещества; встречаются обогащенные ими зонки. Карбонат по составу ближе к сидериту, но есть более светлый доломит-анкеритового ряда. В пиритах из кор выветривания наблюдаются значительные вариации содержания золота и серебра, но при этом в одних и тех же пробах содержания этих металлов в агрегативном пирите выше, чем в мелкокристаллическом (15,83 г/т) [63].

Перемещенные (переотложенные) коры выветривания прослежены преимущественно в северной и центральной частях Актайско-Туринского гипербазитового массива. Наиболее мощные коры выветривания образуются по вулканогенным породам, габбро, метаморфическим породам, серпентинитам. Маломощные коры выветривания характерны для гранитоидов и кварцевых диоритов.

Карстовые элювиально-делювиальные образования на юго-западе Актай-Галицкой депрессии (по данным работ на Актайской площади [63]) выходят на дневную поверхность или залегают под четвертичными образованиями. На остальной части территории (в зоне карстующихся пород, которые преобладают) они перекрываются рыхлыми отложениями юры, мела, палеогена или неогена. Генетически это элювиально-делювиальные (карстовые) мезозойские отложения, сингенетичные мезозойским химическим корам выветривания. Они заполняют неровности в рельефе известняков, слагая нижнюю часть разреза рыхлых отложений. В данных образованиях отмечаются гнезда лимонитизированных сульфидов и бурожелезняковые образования, проявляется окварцевание в виде серии прожилок и небольших гнезд тонкозернистого кварца. Сульфидная минерализация редкая и очень мелкая – пирит, реже – халькопирит и тонкие включения галенита. Карстовые образования литологически представлены глинами гидрослюдисто-каолининовыми, часто – известковистыми, буровато-коричневыми, охристо-желтыми, серыми, часто – пестроокрашенными, песчаными с рассеянной галькой кварца и кварцитов, с большим количеством обломков известняков, иногда бокситов. В нижних горизонтах встречается обилие бурожелезняковых стяжений и других железистых образований. При плохой сортировке материала в литологическом составе карстовых отложений преобладает глинистая фракция (до 59 %). Обломки во всех фракциях представлены на 90 % угловатым известняком. Встречаются обломки кварца (5 %) с ожелезнением поверхности, а также бурый железняк (5 %). Из глинистых минералов во всех фракциях присутствует каолинит (до 25 %). Тяжелая фракция на 90 % состоит из аутигенных минералов – лимонит, гетит, гидрогетит и пр. Остальные минералы (ильменит и лейкоксен, эпидоты, пироксен и роговая обманка) встречаются примерно по 5 %. Часто эти образования содержат промышленные содержания россыпного металла (золото и платина). Мощность карстовых образований различна – от 2–6 до 24 м.

Корообразование происходило в течение длительного континентального периода, начиная с триаса вплоть до наступления позднемиоценовой трансгрессии. Об этом свидетельствует налегание на коры выветривания континентальных осадков юры (лангурская свита), континентальных и морских отложений мела (соответственно мысовская и камышловская свиты). С коньякского века, когда началось отложение морских осадков камышловской свиты, начинается эпоха консервации коры выветривания в восточной части района и интенсивного размыва ее на западе. На ограниченных участках наблюдались проявления палеогеновых кор выветривания в виде дезинтегрированных и осветленных опок и развитием по ним маршаллитов.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Лангурская свита (Jln) представлена континентальными отложениями, развитыми локально в пределах мезозойских эрозионно-структурных депрессий, где заполняют понижения в рельефе палеозойского фундамента и связаны, главным образом, с карстующимися породами. Вскрыты они многочисленными картировочными и поисковыми скважинами на глубинах от первых метров до 80 м [31, 32, 75]. Подстилающими отложениями в пределах Ивдельско-Талицкой депрессии являются девонские известняки, вулканиты туринской свиты и их коры выветривания, в Невьянско-Кантуровской депрессии – граниты, плагиограниты, кварцевые диориты, метаморфические сланцы. Перекрывается свита морскими осадками мелового возраста.

В составе свиты преобладают аллювиальные фации: пески разнозернистые слюдисто-полевошпат-кварцевые, гравийные пески, гравелиты, реже алевриты и глинисто-песчаные осадки слюдисто-кварц-каолининового состава с галькой кварца и включениями лигнита. Разрез характеризуется крайней фациальной изменчивостью, в целом глинистость осадков возрастает вверх по напластованию. Древний аллювий местами фациально замещается осадками озерных и озерно-аллювиальных фаций, представленных глинами каолининовыми и гидрослюдисто-каолининовыми, песчаными глинами, алевритами, песками, галечниками. Соотношение песча-

ной и глинистой составляющих в разрезе непостоянно, в целом глины тяготеют к верхним его частям. Глины и алевроиты часто содержат обломки лигнита и обугленные обломки древесины, придающие породам различные оттенки серого цвета; иногда лигниты образуют прослой мощностью до 6 м. С аллювиальными отложениями свиты связаны промышленные россыпи золота и платины.

В восточной части Актай-Талицкой депрессии по линии поисковых скважин 3123–3180 [63] отложения свиты прослежены в широтном направлении на более чем 2,5 км. Они залегают на глубинах от 60 до 36 м на абсолютных отметках плотика от 113 до 91 м. Представлены, в основном, аллювиальными и озерно-аллювиальными фациями. Мощность, соответственно, 12–13 и 23 м. Среди аллювиально-озерных фаций в верхних частях разрезов можно выделить и озерные разности. Отдельные горизонты аллювиальных отложений несут россыпное золото, содержание которого близко к промышленному или промышленное. Озерно-аллювиальные и озерные фации менее богатые, но содержание золота и платины в отдельных пробах превышает бортовой (50 мг/м³) уровень.

Типовой разрез отложений лангурской свиты на восточном фланге линии 3 характеризует описание скважины 3165 [63]:

23,0–29,5 м – пески разномзернистые полевошпат-кварцевого состава, глинистые темно-серого цвета с единичной слабо окатанной галькой кварца. Содержат вкрапления углистого вещества и плитки лигнитизированной древесины;

29,5–39,2 м – пески мелко- и среднезернистые слюдистые, слабо глинистые, преимущественно серого цвета. Содержат линзы и горизонтальные прослой мощностью до 0,5 м грубозернистых песков с единичным гравием или глины каолиновые темно-серого до черного цвета. По всему интервалу наблюдается лигнит в виде маломощных прослоев или пластинок. В интервалах 34,4–34,7 и 37,1–38,0 м галька и гравий кварцевого состава составляет соответственно 5 и 15 %, отложения несортированные;

39,2–40,8 м – песчано-гравийно-галечные слабоглинистые отложения пепельно-серого цвета с гнездами черных лигнитизированных глин. Галечно-гравийный материал (10–15 %) кварцевого состава размером до 5–6 см, окатанность – до 3 баллов. Около 15 % породы составляет угловато-окатанная щебенка выветрелых серпентинитов зеленовато-светло-желтого цвета;

40,8–41,4 м – пески мелкозернистые алевроитистые, слабо глинистые, слюдисто-хлорит-полевошпат-кварцевого состава со слабо выраженной горизонтальной слоистостью. Содержат тонкие слои черной глины за счет углистого вещества;

41,4–44,7 м – галечно-гравийные слабоглинистые образования серого цвета с зеленоватым оттенком. Содержат песчаный и глинистый материал (от 15 до 40 %). Максимальное содержание гальки и глины (по 40 % от объема породы) наблюдается до глубины 42 м. Галька и гравий преимущественно кварцевого состава. Встречается темно-серые кремни и сильно выветрелые вулканиты. Во всей массе сульфиды (до 2 %); имеют гнездовые обособления размером до 8 см;

44,7–45,3 м – песок слабоглинистый разномзернистый, полимиктовый с примесью гравия и гальки кварцевого состава мутного облика окатанностью 2–4 балла. Цвет зеленовато-серый среди песчано-глинистой массы желтовато-зеленовато-белого цвета. Объем гравия и гальки составляет 30–40 %. Встречается галька кислых вулканогенных и кремнистых пород.

Юрский возраст (тоарский ярус нижнего отдела–верхний отдел) свиты установлен по комплексам спор и пыльцы, из которых наиболее характерными видами являются: *Selaginella velata* (Weyl. et Krieg.) Krasn., *Dicksonia densa* Bolch., *Leiotriletes incertus* Bolch., *Sciadopitys* sp., *Brachyphyllum* sp. и др. [32, 75] и древесины *Taxoxylon scalar* f. Goepp. В скважинах 4163/31,4, 4017/15,1, 4099/26,5, 266/4,8–5,3 м [63] собраны и определены следующие основные спорово-пыльцевые комплексы средней и верхней юры: *Coniopteris pulcherrima* Brick., *C. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Converrucosporites disparituberculatus* Vin., *Cyathidites punctatus* Coup., *C. australis* Coup., *Cycadopites dilucidus* (Bolch.) Пжина, *C. couperi* (Dev.) M. Petr., *Matonisporites phlebopteroides* Coup., *Picea* aff. *depressa* (Naum.) Bolch., *Pinus vulgaris* (Naum.) Bolch., *Sciadopitys pollentes macroverrucosus* (Thirg.) Пжина, *Stereisporites distgranuloides* E. Schulz.

Мощность свиты – до 60 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Мысовская свита (K₂ms). Континентальные отложения свиты локально проявлены в Ивдельско-Тагильской депрессии и встречены в двух пунктах: к западу от пос. Красный Яр и в среднем течении р. Латушка. Залегают на пестроцветных глинах коры выветривания либо на песках и глинах лангурской свиты, перекрываются несогласно и с размывом морскими глауконит-кварцевыми песчаниками камышловской и фадюшинской–ганькинской свит нерасчленен-

ных. Представлены темно-серыми глинами и кварцевыми песками с прослоями лигнитов мощностью до 1,7 м и бобово-конгломератовых железных руд мощностью до 1,0 м.

Позднемеловой (сеноманский) возраст свиты принят по палинокомплексу смежного листа О-41-I [10]: *Cedrus orbita* Botsch., *Castanea vakhrameevii* Bolkh., *C. crenataeformis* Sam. сеномана позднего мела. Мощность отложений мысовской свиты составляет 5 м.

К а м ы ш л о в с к а я с в и т а (K_2km). Морские отложения свиты сохранились в западной части листа в пониженных участках фундамента преимущественно в пределах западного борта Ивдельско-Тагильской депрессии, где они вскрыты буровыми скважинами на глубинах от первых метров до 65 м [63, 75]. Породы свиты залегают трансгрессивно с размывом на различных по возрасту образованиях палеозойского фундамента, их корях выветривания и континентальных осадках лангурской свиты. Несогласно перекрываются морскими осадками фадюшинской и ганькинской свит либо миоценовыми и четвертичными континентальными отложениями.

Свита представлена песками и песчаниками кварцевыми, полевошпат-кварцевыми с глауконитом мелкозернистыми, с различным содержанием глинистого вещества (до 30 %). В основании разреза залегают гравийно-галечные пески, конгломератовидные песчаники и грубообломочные конгломераты с галькой кварца, кремней и обломками выветрелых эффузивных и метаморфических пород фундамента. Мощность базальных слоев, как правило, хорошо выраженных, не превышает 0,2–0,3 м. С песками переслаиваются и фациально их замещают мелкозернистые кварцевые и глауконит-кварцевые песчаники с опаловым цементом.

Органические остатки в породах свиты разнообразны: фораминиферы *Discorbis sibiricus* Dain, *D. conicus* Erem., остракоды *Trochinius concentricum* (Reuss), *Orthonotacythere santonica* Jask., брахиоподы *Terebracula* sp., обломки игл ежей *Gidaris* sp. и другие представители различных типов и классов беспозвоночных коньякского яруса верхнего мела [75, 92]. Комплексы фауны свидетельствуют о прибрежно-морских условиях формирования отложений.

Мощность свиты обычно не превышает 10 м, максимальная – 40 м.

Ф а д ю ш и н с к а я и г а н ь к и н с к а я с в и т ы н е р а с с л е н е н н ы е (K_2fd-gn). Морские отложения фадюшинской и ганькинской свит обнажены в центральной части листа. Они залегают трансгрессивно на различных породах фундамента, их корях выветривания, континентальных осадках лангурской и прибрежно-морских отложениях камышловской свит. Обнажения имеются в береговых склонах рек Тура, Шайтанка, Полуденный и Бол. Актай, Ляля, Лата. Буровыми скважинами вскрыты на глубинах 10–15 м на междуречье рек Тура и Бол. Актай и на глубинах 50–80 м в восточной части площади под отложениями палеогена, неогена и квартера [63, 75].

Отложения представлены песчаниками и алевролитами кварц-глауконитовыми, глауконит-кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, переслаивающимися и фациально замещающимися песками и алевролитами того же состава, реже – глинами бейделлит-монтмориллонитовыми алевроитистыми с подчиненными прослоями диатомитов и опок. В основании разреза обычно хорошо выражен базальный горизонт мощностью 0,2–0,3 м, представленный гравийными песками, конгломератовидными песчаниками и полимиктовыми конгломератами. В резко подчиненном количестве в составе свиты присутствуют глины аргиллитоподобные и фациально замещающие их глинистые алевролиты.

На территории листа возраст обоснован кампан-маастрихтскими разнообразными органическими остатками верхнего мела: фораминифер *Haplophragmoides champani* Morozova, *Spiroplectamina lata* Zasp., радиолярий *Dictyomina striata* Lipm., *Porodiscus vulgaris* Lipm., диатомовых *Triceratium anissimovae* (Jouse) Streln., *Stephanopyxis schulzii* Stein. и др. Палинологический комплекс собран на Актайской площади в скв. 3167/17,5 м: *Picea* aff. *depressa* (Naum.) Bolch., *P. vulgaris* (Naum.) Bolch. [63].

Мощность свиты – обычно 15–20 м, максимальная – 58 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ЭРАТЕМА

Кайнозойские образования на территории листа распространены в пределах Приуральской СФцЗ Западно-Сибирской мегаобласти и представлены морскими отложениями палеогена (талицкая, серовская и ирбитская свиты) и континентальными осадками неогена (наурзумская и светлинская свиты). Осадки верхнего плиоцена распространены в Уральской СФцЗ и Западно-Сибирской СФцО и представлены внеледниковыми образованиями кустанайской свиты.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ПАЛЕОЦЕН

Талицкая свита (P_{1tl}). Отложения свиты развиты в центральной и восточной частях площади листа. Западная граница их распространения проходит примерно по линии, соединяющей населенные пункты Лопаево, Новая Ляля, Кондратьевское, Привокзальный и Черная Речка. Обнажения известны в береговых склонах р. Ляля у пос. Салтаново и Ляля-Титово. Картировочными скважинами они вскрыты на глубинах до 25 м [12]. Отложения свиты несогласно залегают на корях выветривания и верхнемеловых морских осадках.

Свита представлена глинами гидрослюдисто-бейделлитовыми с подчиненными прослоями и гнездами песков и алевроитов. По условиям образования они являются глубоководными осадками. В основании разреза присутствуют кварцевые или полимиктовые гравелиты, конгломераты кварцево-кремнистого или полимиктового состава с глинисто-опоковым цементом, с прослоями глауконит-кварцевых песчаников и марганцовистого сидерита в виде плоских конкреций и линз.

Глинистые осадки талицкой свиты содержат органические остатки фораминифер *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Haplophragmoides canariensis* d'Orb., диатомовых *Stephanopyxis ferox* (Grev.) Ralfs, *Triceratium heibergii* Grun., *T. weisii* Grun., силикофлагеллат *Dictyocha trifurcata* Jouse, пыльцу – комплексы с *Pinus* sp., *Extratropipollenites menneri* (Bolkh.) Mart., *E. major* Mart. и др. датского–танетского ярусов палеоцена [12, 75].

Мощность свиты в северо-восточной части площади достигает 58 м, в юго-западном направлении уменьшается до полного выклинивания.

Серовская свита (P_{1sr}). Отложения свиты широко развиты в центральной и восточной частях площади, где залегают в виде почти сплошного чехла на корях выветривания, отложениях верхнего мела и палеоценовых глинах талицкой свиты. Естественные обнажения встречаются по долинам рек Тура, Полуденный Актai и Бол. Актai. Буровыми скважинами отложения свиты вскрыты на глубинах от первых метров до 25–30 м [12, 75].

Свита сложена главным образом опоками и диатомитами, опоковыми песчаниками, песками. Преобладают опоки; диатомиты фациально замещают опоки или образуют среди них прослои, как правило, в верхних частях разреза. Диатомиты связаны постепенными переходами с перекрывающими их диатомитами ирбитской свиты. В основании разреза на большей части площади наблюдается базальный горизонт конгломератовидных песчаников и мелкообломочных базальных конгломератов с опоковым цементом, с обломками кварца, кремней, кварц-глауконитовых песчаников.

В диатомитах присутствуют богатые комплексы нижнеэоценовых диатомовых водорослей *Triceratium mirabile* Jouse, *T. ventriculosum* A. Schmidt и силикофлагеллат *Dictyocha elongata* Gleser, *D. lamellifera* var. *constricta* Gleser [12, 92]. Возраст свиты – поздний палеоцен (танет).

Мощность отложений изменяется от первых метров до 35 м.

ЭОЦЕН

Ирбитская свита (P_{2ir}). Отложения свиты распространены незначительно, приурочены к водораздельным участкам современного рельефа. Обычно они согласно с постепенными переходами залегают на диатомитах серовской свиты, реже – на размытых поверхностях образований верхнего мела, кор выветривания или породах палеозоя. Вскрыты картировочными скважинами под аллювиально-озерными осадками неогена и квартера на глубинах от первых метров до 25 м [12].

В составе свиты – почти исключительно диатомиты и глинистые диатомиты, весьма близкие по составу и внешнему облику диатомитам серовской свиты и отличающиеся от них лишь комплексом диатомовых водорослей: *Coscinodiscus uralensis* Jouse, *C. payeri* Grun.; другие органические остатки: фораминиферы *Bolivinopsis spectabilis* (Grzyb.), радиолярии *Thecosphaera sublicia* Lipm., *Sethopyramis victori* Lipm., силикофлагеллаты *Dictyocha rotundata* Jouse, *D. frenquellii* Defl. var. *caerentis* Gleser [12]. Возраст свиты – ранний–средний эоцен (ипрский–лютеетский ярусы).

Мощность свиты обычно составляет первые метры, изредка достигая 20 м.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

МИОЦЕН

Наурзумская свита (N_{nr}) имеет ограниченное распространение западной части площади, где ее отложения вскрыты скважинами картировочного бурения. Представлена она аллювиальными песками, галечниками, глинами, слагающими небольшие изолированные участки, фиксирующие положение древних речных долин. Залегают породы свиты с размывом на корях выветривания, континентальных осадках лангурской свиты, отложениях верхнего мела или палеогена. Перекрываются отложениями плиоцен-четвертичного возраста.

Нижние горизонты свиты слагают галечники преимущественно кварцевого состава с примесью обломков пород палеозойского фундамента. Пески разнозернистые, часто глинистые, с примесью гравия и гальки кварца. Глины пестроцветные, по составу – каолинит-гидрослюдистые, приурочены преимущественно к верхним частям разреза. Породы свиты вмещают золото-платиновые россыпи [12, 63].

В глинах изредка наблюдаются комплексы пылицы широкого палеоген-неогенового диапазона [12, 31].

Миоценовый возраст свиты (аквитанский–серравальский ярусы) принят согласно «Легенде...» [16].

Мощность свиты от первых метров до 10 м.

Светлинская свита (N_{sv}) установлена преимущественно в юго-западной части площади; отложения ее залегают с размывом на мезозойских корях выветривания и морских осадках верхнего мела–палеогена. По генезису отложения светлинской свиты относятся к аллювиально-озерным и ложковым фациям, приуроченным к древним логам и бортам депрессий. Верхняя часть разреза существенно глинистая мощностью 0–6 м, максимум – 12 м, нижняя – песчаная с примесью гравия мощностью 3–5 м.

Глины аллювиально-озерной фации пестроцветные и сероцветные монтмориллонит-гидрослюдистые, каолинит-гидрослюдистые с марганцовисто-железистым бобовником, рассеянной галькой полимиктового состава и маломощными прослоями разнозернистых кварцевых песков. Глины ложковой фации вишнево-красные с обломками выветрелых пород фундамента и галькой кварца. Пески обычно полимиктовые разнозернистые глинистые с обильной кварцевой галькой. Песчано-гравийные отложения содержат промышленные концентрации россыпной платины и золота [63, 75].

Возраст свиты – средний–верхний миоцен (серравальский–тортонский ярусы), принят согласно «Легенде...» [16].

Мощность отложений достигает 13–18 м.

ПЛИОЦЕН

Кустанайская свита (N_{ks}) пользуется ограниченным распространением; представлена аллювием цокольной террасы современных крупных рек Тура, Бол. Актай, Лобва. Отложения свиты залегают в западной части площади на корях выветривания, в восточной и центральной частях – на морских осадках мела или палеогена, перекрываются четвертичными образованиями.

Осадки свиты представлены песками, галечниками, реже – глинами. Пески красно-бурого цвета разнозернистые, плохо отсортированные, глинистые, иногда со значительным содержанием гравия кварца и выветрелых пород фундамента, с примесью марганцовисто-железистых бобовин. Глины красно-бурые слабо песчаные гидрослюдистые по составу с марганцовисто-железистым бобовником. Отложения свиты промышленно золотоносны [63, 75].

Возраст свиты – поздний плиоцен (пьяченцкий ярус) – принят согласно «Легенде...» [16].

Мощность осадков – 1–4 м, максимальная – 12 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Система представлена эоплейстоценом, нижним, средним и верхним звеньями неоплейстоцена, верхним звеном неоплейстоцена–голоценом, голоценом. Выделены следующие генетические типы образований: элювий, элювий и делювий, делювий, лессоид, аллювий, делювий и аллювий, гляциофлювиал и гляциолимний, палюстрий, лимний, лимний и палюстрий, лимно-аллювий и техноген. Возраст выделенных стратогенов принят согласно Общей шкале квартера России, «Легенде Среднеуральской серии...» [93], геоморфологической позиции и положению

их в изученных разрезах. Структурно-фациальное районирование территории проведено по «Легенде Уральской серии...» [16]. В Уральской структурно-фациальной зоне образования формировались в пределах двух структурно-фациальных районов: Сысертско-Салдинского и Кушвинского «ледниковой» подзоны. В Западно-Сибирской структурно-фациальной области образования формировались в пределах Тогузакско-Тавдинского структурно-фациального района. Мощность их варьирует от 1 до 30 м.

С четвертичными образованиями связаны россыпи золота, золота и платины, платины, платины и золота, месторождения кирпичных глин и торфа.

ПЛЕЙСТОЦЕН

Элювий и делювий (e,dP) развиты в пределах привершинных, выровненных участков холмисто-увалистого рельефа, представлены суглинками и глинами с выветрелым щебнем подстилающих пород и гравием кварца. Плейстоценовый возраст принимается условно по степени выветрелости обломочного материала и согласно «Легенде Среднеуральской серии...» [93]. Мощность – до 3 м.

Элювий (eP) широко распространен на денудированных поверхностях междуречий в пределах Уральской структурно-фациальной зоны. Представлен глинами и суглинками с выветрелым щебнем подстилающих пород. Элювий образовался под влиянием физического и химического выветривания в течение всего плейстоцена. Нижняя граница постепенная. В верхней части суглинки нередко приобретают столбчатую отдельность. Состав, цвет и внешний облик элювия во многом зависит от физико-механических свойств материнских пород. На основании сходства с аналогичными образованиями в «Легенде Среднеуральской серии...» [93], возраст устанавливается в объеме плейстоцена. Мощность – до 2 м.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Чумлякский–увельский горизонты. *Падунские слои. Лимний древних озерных ванн (LEpd)* установлен на междуречье рек Лобва и Тура, к западу от г. Новая Ляля вблизи Караульского болота и к западу от г. Верхотурье в урочище Мал. Актай в пределах мезозойских эрозионно-структурных депрессий в Сысертско-Салдинском районе Уральской структурно-фациальной зоны. Образования выделены Н. С. Глазыриной в качестве местной стратиграфической единицы в ранге слоев. Образования вскрыты скважинами предшественников (прил. 9, № 3). Представлены озерными глинами алевритистыми зеленовато-серыми с прослоями черных глин. Залегают на породах палеогена, перекрыты лимноаллювием уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена. Южнее, на территории Среднего Зауралья из описываемых слоев определена богатая фауна остракод, моллюсков и представительные спорово-пыльцевые спектры. Приведенные данные позволяют считать падунские слои возрастным аналогом кочковской свиты Западной Сибири и датировать их эоплейстоценом согласно стратиграфической схеме [16]. Мощность отложений – до 14 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Представлен нижним, средним и верхним звеньями.

Нижнее звено

Кундравинский надгоризонт. Батурицкий горизонт. *Батурицкая свита. Аллювий (albt)* приурочен к древним (мертвым) речным долинам, наследующим мезозойскую эрозионно-структурную депрессию в Сысертско-Салдинском районе Уральской структурно-фациальной зоны. Породы не выходят на дневную поверхность и вскрываются скважинами предшественников (прил. 9, № 5, 10, 11) на междуречье рек Лобва и Тура. Представлены песками с гравием полимиктовыми глинистыми; галечниками. Минеральный состав пород однообразен. Мелкопесчаная фракция состоит из кварца (60–70 %), полевых шпатов (10–15 %), кальцита и слюды (8–10 %). Среди минералов тяжелой фракции преобладают эпидот и цоизит (60–70 %), роговая обманка (15–25 %). Из минералов, устойчивых к химическому выветриванию, доминирует ильменит (5–10 %), среди аутигенных присутствуют пирит и марказит (5–8 %). Перекрываются лимноаллювием уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена, залегают на породах палеогена и мела. Мощность образований – до 5 м. Находки зубов *Archidiscodon wusti*, входящего в тираспольский комплекс фауны Европы, в осадках «мертвых» долин на

смежной территории позволяют относить вмещающие отложения к раннему неоплейстоцену [58].

Среднее звено

Среднеуральский надгоризонт. Вильгортовский горизонт. Волчанская свита. *Гляциофлювиал и гляциолимнический (f,lglllvč)* заходят маленьким клином по северной рамке в Кушвинском районе Уральской структурно-фациальной зоны. Образования представлены песками разнозернистыми с гравием, галькой и прослоями алевролитистых тонкослоистых глин. По данным литолого-минералогического анализа глинистая составляющая в породах представлена бейделлитом и гидрослюдой, а также в легкой фракции определены зерна кварца, калиевых полевых шпатов, редко – плагиоклазов, диатомовых и глауконита. В тяжелой фракции из устойчивых к химическому выветриванию минералов доминирует ильменит (14–27 %), отмечаются зерна рутила (до 2,7 %), циркона (до 3,3 %) и единично – дистена, лейкоксена, турмалина. Среди неустойчивых определены: эпидот (40–47 %), амфиболы (14–19 %), пироксены (5–10 %), гранаты (единичные). Преобладают неустойчивые минералы к процессам выветривания, палеогеографические коэффициенты 0,2–0,43, что характерно для четвертичных образований. Перекрыты покровными суглинками, залегают на породах палеогена. Согласно «Легенде Среднеуральской серии...» [93], возраст водно-ледниковых датируется вильгортовским горизонтом среднеуральского надгоризонта среднего неоплейстоцена. Образования формировались в фазу стагнации волчанского ледника. Мощность образований – до 10 м.

Сылвицкий–вильгортовский горизонты. *Аллювий уфимской (четвертой надпойменной) террасы (a^{III})* развит в среднем и нижнем течении рек Лобва (правый борт) и Тура в Кушвинском и Сысертско-Салдинском районах Уральской структурно-фациальной зоны, Тогузакско-Тавдинском структурно-фациальном районе Западно-Сибирской структурно-фациальной области. Аллювий формирует четвертую (уфимскую) эрозионно-аккумулятивную (цокольную) надпойменную террасу. Терраса в рельефе не выражена, поверхность ее наклонена в сторону реки и без видимого уступа сливается с поверхностью водоразделов. Образования расположены на высоте 20–25 м на западе (в увалистой полосе) и 22–35 м на востоке (на цокольной равнине), цоколь – в 10–20 м от уреза воды. Аллювий вскрыт многочисленными поисковыми скважинами и линиями шурфов (прил. 9, № 14), выходы на поверхность крайне редки. Образования представлены галечниками полимиктовыми, песками, глинами. Строение разреза двучленное: верхняя часть представлена глинами песчаными бурого цвета, нижняя – галечниками полимиктовыми. Характерный разрез террасы вскрыт в районе д. Вологино на левом берегу р. Туры (прил. 9, № 14). В шурфе встречены:

- 0,0–0,3 м – почвенно-растительный слой;
- 0,3–1,3 м – суглинок бурого цвета (dllsv);
- 1,3–4,0 м – глина песчаная бурого цвета с хорошо окатанной галькой кварца (a^{III});
- 4,0–5,5 м – песок полимиктовый глинистый буровато-желтого цвета с прослоями глин иловатых серого цвета (a^{III});
- 5,5–8,8 м – галечник полимиктовый (преимущественно кварцевый) песчаный, глинистый буровато-желтого цвета (a^{III});
- >8,8 м – кристаллосланцы.

По данным литолого-минералогического анализа гравийная и песчаная фракции сложены угловатыми и угловато-окатанными зернами кварца (47–80 %), полевыми шпатами (13–15 %), обломками палеозойских пород (до 5 %) и минералами тяжелой фракции (до 33 %). Пелитовая фракция состоит из каолинита и гидрослюды (70 %); присутствуют зерна кварца, чешуйки слюды и хлорита, гидроокислы железа. Тяжелая фракция сложена эпидотом и цоизитом (71 %), роговой обманкой (9 %), ильменитом (7 %), пироксеном (6 %), магнетитом (4 %), гранатом (1 %).

В составе галечников преобладает хорошо окатанная галька кварца (50–60 %), присутствуют плохо окатанные обломки габбродолеритов, базальтов порфирированной структуры, кварцитов. Песчаный и алевролитовый материал, присутствующий в галечниках, составляет до 16 %; представлен кварцем (57 %), полевыми шпатами (15 %), обломками кремнистых пород и минералами тяжелой фракции. Пелитовая фракция в галечниках составляет до 21 % и состоит из минералов группы гидрослюды, реже – каолинита. Тяжелая фракция, встречающаяся в количестве до 26 % от фракции 0,25–0,05 мм, представлена эпидотом и цоизитом (75 %), роговой обманкой (14 %), пироксеном (7 %), ильменитом (2 %), магнетитом (2 %). Превалируют неустойчивые к химическому выветриванию минералы, палеогеографический коэффициент 0,3 – это ха-

рактарно для среднего неоплейстоцена. Перекрыт аллювий покровными суглинками, залегае на палеозойских породах.

К. В. Никифоровой [70] в галечниках террасы р. Тура (прил. 13, № 5) у ручья Русинка, вблизи д. Карелино были найдены кости лесной лошади *Equus* sp. (*caballus* aff. var. *germaniensis*), возраст которых по определению В. И. Громова не моложе хазарского.

Возраст аллювиальных образований устанавливается по геоморфологическому положению в лестнице эрозионно-аккумулятивных террас и по находкам остатков фауны млекопитающих. Наличие степного спектра растительности, выделенного из проб, свидетельствуют о том, что верхняя часть террасы формировалась в условиях холодного климата в эпоху вильгортского оледенения. Низы разреза представлены песчано-гравийно-галечным материалом, отложенным в период сылвицкого межледниковья. Мощность аллювия – до 12 м.

Ницинский–леплинский горизонты. Аллювий исетской (третьей надпойменной) террасы (α^{III}) широко развит по рекам Лобва, Ляля, Бол. Актай, Актай и Тура. Формирует третью (исетскую) эрозионно-аккумулятивную надпойменную террасу, в большинстве случаев хорошо выраженную морфологически, поверхность ее наклонена в сторону реки. Поверхность террасы расположена на высоте 15–25 м, цоколь – в 8–10 м от уреза воды. Аллювий вскрыт многочисленными скважинами (прил. 9, № 4, 8), опорными обнажениями (прил. 9, № 2) и линиями шурфов, выходы на поверхность редки. Образования представлены галечниками, песками гравийными полимиктовыми, глинами. Строение разреза двучленное: верхняя часть разреза выполнена глинами песчанистыми буро-серого цвета, нижняя – галечниками, песками разнозернистыми, полимиктовыми. Аллювиальные осадки залегают на породах палеогена и верхнего мела; перекрыты делювиальными образованиями североуральского надгоризонта мощностью до 3 м. Первичное залегание осадков нарушено мерзлотными процессами.

Характерный разрез террасы вскрыт картировочной скважиной на левом берегу р. Бол. Актай (прил. 9, № 8). Сверху вниз вскрыты:

- 0,0–0,2 м – почвенно-растительный слой;
- 0,2–2,2 м – суглинки бурого цвета (d^{llsv});
- 2,2–6,4 м – глина песчаная буровато-желтого, желтовато-серого и зеленовато-серого цвета (α^{III});
- 6,4–11,9 м – глинисто-песчано-гравийный материал, преимущественно кварцевого состава, буровато-серого цвета с прослоями глин песчанистых (α^{III});
- >11,9 м – диатомиты светло-серого цвета.

Литолого-петрографические и минералогические исследования выявили большое сходство в гранулометрическом и минералогическом составе легкой и тяжелой фракций глин и галечников исетской и уфимской террас. Глины состоят из смеси минералов гидрослюд и каолинита. В составе песчано-галечного материала преобладает кварц. В песчаной и алевритовой фракциях широко представлены минералы тяжелой фракции.

На смежных площадях в аллювии исетской террасы найдены остатки мамонта *Mammuthus primigenius* раннего типа [60], характерные для второй половины среднего неоплейстоцена. Спорово-пыльцевые спектры сопоставляются по палеоклиматическим условиям в верхней части с леплинским оледенением, в нижней части – с ницинским межледниковьем. Мощность аллювия – до 10 м.

Уйско-убоганская свита. Лимний (L^{IIIu}) установлен на междуречье рек Ляля и Тура (прил. 9, № 7, 10, 13) в Сысертско-Салдинском районе Уральской структурно-фациальной зоны и приурочен к древней «мертвой» долине, наследующей Невьянско-Кантуровскую мезозойскую эрозионно-структурную депрессию. В Тогузакско-Тавдинском структурно-фациальном районе Западно-Сибирской структурно-фациальной области лимний выполняет котловинообразные понижения в дочетвертичном рельефе к югу от р. Тура. Образования представлены глинами зеленовато-серыми илестыми, песчанистыми с редким гравием и галькой. Залегают на гипсометрических отметках 120–150 м. Перекрыты торфами голоцена и делювиальными образованиями североуральского надгоризонта, залегают на аллювии батуринской свиты нижнего неоплейстоцена, породах палеогена и верхнего мела. Характерный разрез лимния вскрыт скважиной на междуречье рек Бол. и Мал. Актай (прил. 9, № 10). Сверху вниз вскрыты:

- 0,0–4,0 м – торф (plHgr);
- 4,0–19,1 м – глины зеленовато-серого цвета илестые с редким гравием кварца молочно-белого цвета, кремней и реже – опок, количество которых увеличивается в конце интервала (L^{IIIu});
- 19,1–19,5 м – песчано-гравийный, глинистый материал зеленовато-серого цвета полимиктового состава (α^{bt});
- >19,5 м – диатомит.

Глинистая фракция состоит из гидрослюды и небольшого количества монтмориллонита, из включений в них отмечены плохо окатанные зерна кварца, полевого шпата и опок, довольно часто присутствуют черные сажистые образования окислов марганца и бурые рыхлые мелкие стяжения гидроокислов железа трубчатой формы. Тяжелая фракция характеризуется резким преобладанием эпидота, цоизита, амфиболов и пироксенов, т. е. неустойчивых к химическому выветриванию минералов.

Спорово-пыльцевые спектры содержат пыльцу древесных пород (27,8 %), трав (30,7 %) и споры (41,5 %). По мнению А. Д. Бочарниковой, по такому спектру можно рисовать следующий ландшафт: местами сфагновые ельники с примесью, главным образом на опушке, кедра, сосны, березы, ольхи и лещины или орешника, предположительно характерный для одной из фаз конца или начала межледниковья в плейстоцене.

На восточном склоне Среднего Урала и Зауралья из лимния определен комплекс остракод плиоцен-четвертичного возраста и единичные раковины моллюсков. Озерные осадки перекрываются делювием североуральского надгоризонта, палюстрием, лимнием и палюстрием голоцена, в бортах депрессии замещаются суглинками макарушкинской свиты среднеуральского надгоризонта. По положению в разрезе возраст лимния датируется среднеуральским надгоризонтом среднего неоплейстоцена. Мощность лимния – до 15 м.

Лимноаллювий (lalluu) установлен на междуречье рек Лобва и Тура (прил. 9, № 3, 5, 11) в Сысертско-Салдинском районе Уральской структурно-фациальной зоны и приурочен к древней «мертвой» долине, наследующей Ивдельско-Тагильскую мезозойскую эрозионно-структурную депрессию. Породы не выходят на дневную поверхность и вскрываются скважинами. Представлены глинами зеленовато-серыми песчанистыми, песками с гравием и галькой. Залегают на гипсометрических отметках 120–160 м. Перекрываются палюстрием голоцена, лимнием и палюстрием горбуновской свиты голоцена и делювием североуральского надгоризонта; залегают на аллювии батуринской свиты нижнего неоплейстоцена, породах палеогена и верхнего мела. Характерный разрез лимноаллювия вскрыт скважиной на междуречье рр. Ляля и Бол. Актай (прил. 9, № 5). Сверху вниз вскрыты:

- 0,0–1,0 м – суглинки бурого цвета (dlllsv);
- 1,0–12,9 м – глины зеленовато-серого цвета с галькой кварца (lalluu);
- 12,9–22,5 м – песчано-гравийный материал полимиктовый плохо сортированный глинистый серого цвета с прослоями глин (albt);
- >22,5 м – диатомиты.

Минеральный состав пород однообразен. Мелкопесчаная фракция состоит из кварца (60–70 %), полевых шпатов (10–15 %), кальцита и слюды (8–10 %). Среди минералов тяжелой фракции преобладают: эпидот и цоизит (60–70 %), роговая обманка (15–25 %). Из минералов, устойчивых к химическому выветриванию, доминирует ильменит (5–10 %), среди аутигенных присутствуют пирит и марказит (5–8 %).

По геоморфологическому положению в разрезе и на основании сходства литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Среднеуральской серии...» [93], возраст лимноаллювия определен в объеме уйско-убоганской свиты среднеуральского надгоризонта среднего неоплейстоцена. Мощность образований – до 12 м.

Макарушкинская свита. Делювий (dllmk) выполняет меридиональные депрессии (прил. 9, № 6) и межгорные впадины. Он представлен глинами бурыми плотными со щебнем и галькой местных пород. Залегает несогласно на породах палеогена и мезозойских корах выветривания. В бортах меридиональных депрессий фациально замещается лимнием и лимноаллювием уйско-убоганской свиты среднеуральского надгоризонта и повсеместно перекрывает делювием североуральского надгоризонта. Характерный разрез делювия вскрыт скважиной на междуречье рек Ляля и Бол. Актай (прил. 9, № 6). Сверху вниз вскрыты:

- 0,0–2,0 м – суглинки бурого цвета (dlllsv);
- 2,0–7,0 м – глины желто-бурого цвета плотные слабо песчаные (dllmk);
- >7,0 м – диатомиты.

Единичные находки спор и пыльцы в делювиальных суглинках указывают на степные и лесостепные условия их формирования, которые условно сопоставляются с перигляциальными. Возраст определен по геоморфологическому положению: они сочленены с лимнием и лимноаллювием среднеуральского надгоризонта и перекрываются суглинками североуральского надгоризонта. Мощность – до 10 м.

Верхнее звено

Североуральский надгоризонт. Стрелецкий–ханмейский горизонты. *Аллювий камышловской (второй надпойменной) террасы* ($\alpha^k III$) широко развит по рекам Лобва, Ляля, Актай, Большой и Полуденный Актай, Тура и их притокам; формирует вторую (камышловскую) надпойменную террасу, морфологически хорошо выраженную. Терраса аккумулятивная, на неравновесных участках – эрозионно-аккумулятивная (цокольная). Высота площадки террасы над урезом рек – от 6–12 до 15 м, постепенно возрастая от верховий к низовьям. Чаще всего цоколь террасы находится на небольшой глубине относительно уреза рек, на неравновесных участках высота цоколя над урезом воды составляет 2–4 м. Аллювий вскрыт скважинами (прил. 9, № 12), обнажениями и линиями шурфов. Образования представлены песками полимиктовыми с гравием, галечниками, глинами песчаными. Строение разреза двучленное. Верхняя часть сложена песчаными глинами, глинистыми, разнозернистыми песками с гравием и галькой кварца; в основании разреза – галечники полимиктового состава. Полные разрезы камышловской террасы описаны по р. Ляля у с. Караульское, по р. Лобва в 5,7 км ниже пос. Верхняя Лобва. Разрез камышловского аллювия вскрыт скважиной на левом берегу р. Полуденный Актай (прил. 9, № 12). Сверху вниз вскрыты:

- 0,0–0,3 м – почвенно-растительный слой;
- 0,3–2,0 м – глина бурая слабо песчаная без обломков (dIIIsv);
- 2,0–3,3 м – глина иловая алевритистая без обломочного материала светло-серого цвета ($\alpha^k III$);
- 3,3–3,4 м – песок глинистый мелкозернистый, полимиктовый голубовато-серого цвета ($\alpha^k III$);
- >3,4 м – песок слабо глинистый светло-серого цвета с обломочным материалом выветрелых эффузивных пород. Из песков наблюдается сильный водоприток ($\alpha^k III$).

Пелитовая фракция глин составляет 65–85 %, представлена гидрослюдой с примесью каолинита. Содержание песчаного и алевритового материала в глинах – от 15 до 35 %, представлен кварцем (до 50 %), полевым шпатом (до 30 %), обломками пород (до 15 %), пластинками слюды и хлорита (10–15 %). Крупные фракции галечников и песков представлены обломками кварца, кварцитов, кремнистых пород, долеритов, туфопесчаников. Песчаный и алевритовый материал состоит из зерен кварца (35–40 %), полевого шпата (25–35 %), пластинок слюды и хлорита (10–12 %), обломков палеозойских пород (15–20 %). Пелитовая фракция галечников и песков составляет 20 %, представлена гидрослюдой и каолинитом. Тяжелые фракции глин, песков и галечников камышловского аллювия аналогичны по составу и сходны с тяжелой фракцией исетского аллювия.

В обнажениях на левом берегу р. Ляля в 1 км выше с. Караульское из аллювиальных песчано-глинистых образований и синевато-серых глин были отобраны пробы на спорово-пыльцевой анализ (прил. 13, № 2, 3). И. А. Аграновской выделены споры бобовидные *Polypodiaceae* в количестве 1,2% (прил. 13, № 3); пыльца хвойных растений: *Picea* sp. (1,2%), *Pinus sylvestris* L. (1,2 %), *P. sp.* (2,4 %); пыльца покрытосеменных древесных растений: *Populus?* (5,4 %), *Betula* sp. (2,4 %); пыльца травянистых растений: *Polygonaceae* (2,4 %), *Chenopodiaceae* (4,8 %), *Caryophyllaceae* (39,1 %), *Ranunculaceae* (14,3 %), *Cruciferae* (1,5 %), *Geraniaceae?* (1,5 %), *Compositae* (4,8 %), *Artemisia* sp. (2,4%), *Tricolpites* sp. (14,3 %), *Tricolporites* sp. (1,2%). Приведенный комплекс спор и пыльцы указывает на степные условия формирования осадков.

На бечевнике террасы р. Ляля (левый борт) у д. Савинова найден зуб мамонта, близкий к ранней форме (прил. 13, № 4).

Аллювиальные осадки залегают на лимнии и лимноаллювии уйско-убоганской свиты, породах палеогена и верхнего мела; перекрыты делювием североуральского надгоризонта и торфами голоцена. Нижняя часть аллювия сформировалась в теплых условиях стрелецкого межледниковья. В верхней части разреза камышловской террасы (ханмейское время) наблюдаются следы мерзлотных явлений (клинья и инволюции), что свидетельствует о похолодании климата к концу формирования террасы.

Возраст аллювия по биостратиграфическим данным изученных разрезов определен стрелецким и ханмейским горизонтами позднего неоплейстоцена. Мощность аллювия – до 20 м. С ними связаны россыпи платины.

Полярноуральский горизонт. *Делювий* (dIIIpu) слагает склоны верховьев рек, верхние слои делювиальных шлейфов, перекрывает аллювий режевской террасы. На карте он показан на юге листа. Представлен суглинками светло-бурыми со щебнем местных пород и редким гравием. Нижний контакт четкий, резкий, часто криотурбирован мелкими криогенными клиньями. Делювий перекрывает перигляциальные фации режевского аллювия. Возраст устанавливается по положению в разрезе и согласно «Легенде Среднеуральской серии...» [93]. Мощность – до 3 м.

Невьянский–полярноуральский горизонты. *Аллювий режевской (первой) надпойменной террасы (a'III)* широко развит по крупным и мелким рекам, формирует первую (режевскую) надпойменную террасу. Относительная высота террасы составляет 4–6 м, в верховьях она обычно выклинивается (сливается с высокой поймой). Терраса аккумулятивная; вложена в аллювий второй надпойменной террасы, иногда прислонена к ней. Площадка ее почти горизонтальная, хорошо выраженная в рельефе. Образования представлены песками глинистыми полимиктовыми, глинами песчаными, галечниками. На широтных участках рек Ляля и Тура, преимущественно в пределах меридиональных депрессий, преобладают разрезы, сложенные мелкозернистыми песками (русловая фация) и песчаными глинами с растительными остатками и линзами погребенных торфов и почв (пойменная и старичная фации). Залегает режевский аллювий на камышловском, с размывом – на породах палеогена; перекрыт полярноуральским делювием и голоценовыми торфами.

Возраст образований определяется их геоморфологическим положением в комплексе низких террас (причленение или вложение в аллювий камышловской террасы), перекрытием террасы голоценовыми торфяниками, археологическими датировками, спорово-пыльцевыми спектрами (прил. 13, № 4). Исходя из приведенных данных, можно полагать, что нижний осадочный ритм первой надпойменной террасы сформировался в невьянское время (межледниковье), верхний – в полярноуральское (оледенение). Мощность аллювия – до 10 м.

Делювий (dIIIsv) широко развит на площади в пределах Уральской структурно-фациальной зоны; геоморфологически он приурочен к склонам долин и междуречий и перекрывает в прибрежных частях аллювиальные образования высоких террас, включая камышловскую. На этом основании возраст делювия определяется как верхнеплейстоценовый (североуральский надгоризонт). Вскрыт скважинами (прил. 9, № 4, 5, 6, 7, 8, 12, 13), обнажениями (прил. 9, № 2) и линиями шурфов (прил. 9, № 9). Представлен суглинками и глинами бурыми со щебнем местных пород и гравием полимиктового состава. В подошве суглинков часто наблюдаются морозные клинья, внедряющиеся в нижележащие породы. На состав делювия основное влияние оказывают коренные породы верхней части склонов, подвергающихся разрушению. В пределах делювиального шлейфа наблюдается закономерная смена состава: от более грубого щебнистого близ верхней кромки шлейфа до глинистого и суглинистого у его подошвы. Обломочный материал заметно окатан, неотсортирован. В разрезе делювия наблюдается некое подобие слоистости, параллельной склону и обусловленной различным гранулометрическим составом делювиального материала. Залегает североуральский делювий на аллювии камышловской, исетской, уфимской террас, на лимнии и лимноаллювии уйско-убоганской свиты, делювии макарешкинской свиты, мезозойских корях выветривания, породах неогена, палеогена и мела, палеозоя. Перекрыт торфами голоцена. Мощность – до 6 м.

Зырянский надгоризонт. *Лессоид (LIIIzr)* развит в пределах Западно-Сибирской структурно-фациальной области; закрывает сплошным чехлом междуречья и придолинные склоны рек. Представлен суглинками бурыми лёссовидными известковистыми. Характерно наличие карбонатных включений («журавчиков»). Залегает на породах палеогена и палеозоя; перекрыт торфами голоцена, лимнием и палюстрием горбуновской свиты голоцена. Гранулометрический состав: глинистая фракция – 70–80 %, алевритовая и мелкопесчаная фракция – 15–16 %, средне- и крупнопесчаная – 4–5 %, галька и гравий – 0,5–2,0 %. Состав песка и гравия: кварц, полевой шпат, обломки местных пород. Глинистая фракция имеет гидрослюдистый (65–75 %), каолинит-гидрослюдистый состав, иногда отмечается высокое содержание бейделлита (30–32 %), в незначительном количестве присутствуют слюды, хлорит, гидроокислы железа, карбонаты. В составе тяжелой фракции преобладают эпидот и цоизит, группа роговых обманок и пироксена, лейкоксен, рудные минералы. Содержание устойчивых минералов составляет 7–10 %. Возраст образований определяется на основании находок в суглинках на смежных территориях фауны верхнепалеолитического комплекса [58]. Возраст устанавливается по положению в разрезе и согласно «Легенде Среднеуральской серии...» [93]. Мощность – до 6 м.

Делювий (dIIIzr) развит в пределах Западно-Сибирской структурно-фациальной области; приурочен к склонам долин. Представлен суглинками и глинами бурыми со щебнем местных пород и гравием полимиктового состава. Залегает зырянский делювий на аллювии камышловской, исетской, уфимской террас, на лимнии уйско-убоганской свиты, мезозойских корях выветривания, породах неогена, палеогена и мела, палеозоя. Перекрыт торфами голоцена. Мощность – до 3 м. С ними связаны месторождения кирпичных глин.

Элювий и делювий (e,dIII) развиты на выровненных участках междуречий, пологих склонах долин и бортах эрозионно-структурных депрессий. Представлены суглинками со щебнем подстилающих пород и гравием полимиктового состава. Возраст принят согласно «Легенде Среднеуральской серии...» [93] как позднеплейстоценовый. Мощность – до 5 м.

Элювий (eIII) развит в привершинных частях гребневидных увалов и плосковершинных холмов, представлен суглинками со щебнем и глыбами подстилающих пород. Сформировался он под влиянием физического выветривания. Нижняя граница постепенная. Возраст элювия принят согласно «Легенде Среднеуральской серии...» [93] как позднеплейстоценовый. Мощность – до 1 м.

ПЛЕЙСТОЦЕН, НЕОПЛЕЙСТОЦЕН, ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО–ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. *Лимний и палюстрий* (l,plIII–Hgr) развиты в южной части площади в Тогузакско-Тавдинском структурно-фациальном районе Западно-Сибирской структурно-фациальной области. Они выполняют озерные ванны. Представлены глинами иловатыми с прослоями песков полимиктовых с гравием и галькой. Перекрыты маломощным слоем торфа голоценового возраста; залегают на озерных осадках уйско-убоганской свиты среднеуральского надгоризонта. Возраст образований определяется как позднеплейстоцен-голоценовый. Основанием для этого послужили находки в более южных районах фауны млекопитающих верхнепалеолитического комплекса в озерных глинах [26], а также бесспорно голоценовый возраст торфяников, установленный по палинологическим данным и радиоуглеродному анализу [21]. Мощность – до 10 м. С ними связаны месторождения торфа.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. *Палюстрий* (plHgr) имеет широкое распространение на площади. В западной увалистой части района приурочен к заболоченным днищам широких долинообразных понижений, в восточной равнинной – к заболоченным поверхностям плоских междуречий. Палюстрий представлен торфом (прил. 9, № 10). Залегает на лимноаллювии и лимнии уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена, делювии и лессоидах верхнего неоплейстоцена. В долинах рек широко распространен на поверхностях камышловской, режевской и пойменных террас. Выделяют низинные торфяные залежи древесно-осоковые и осоково-гипновые, реже – верховые и переходные – сфагновые и сфагнуво-осоковые. По определениям абсолютного возраста торфа относятся к голоцену, к горбуновскому горизонту. Мощность – до 10 м. С ними связаны месторождения торфа.

Лимний (lHgr) имеет ограниченное распространение в центральной части территории (озеро в ур. Талое) в Сысертско-Салдинском районе. Осадки приурочены к современным озерным водоемам и представлены песками глинистыми, глинами иловатыми, илами, сапропелем. Залегают на лимнии уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена. Мощность – до 5 м.

Аллювий пойменных террас и русла (aHgr) выделен в составе нерасчлененного современного речного комплекса – русла, низкой и высокой пойм. Ширина распространения аллювия достигает несколько десятков метров, составляя на крупных реках (Тура, Ляля, Лобва) 2–3 км. Аллювий представлен галечниками, песками, глинами песчаными. Залегают на аллювии режевской террасы, коренных породах.

Аллювий низкой поймы представлен русловыми фациями, которые ближе к тыловому шву перекрываются маломощными глинами пойменной фации. Высота площадки низкой поймы – 0,5–1,5 м, ширина – от нескольких метров до 100 м.

Высокая пойма морфологически четко выражена и прислонена или вложена в аллювий более ранних террас. Высота ее относительно уреза воды составляет 1,5–2,5 м. Поверхность площадки ровная с хорошо различимым прирусловым валом. Нередко у тылового шва располагаются старицы и старичные озера.

По литолого-минеральному составу крупные фракции галечников и песков представлены обломками кварца, кварцитов, долеритов, туфопесчаников, кварцевых диоритов. Песчаный и алевритовый материал состоит из зерен кварца (35–40 %), полевого шпата (25–35 %), пластинок слюды, хлорита (10–12 %), обломков пород (15–20 %). Пелитовая фракция представлена гидрослюдой, иногда с примесью каолинита.

По отсутствию делювиальных суглинков на осадках пойменного комплекса и согласно «Легенде Среднеуральской серии...» [93] возраст аллювия установлен в объеме горбуновского горизонта голоцена. Мощность – до 10 м. С ними связаны россыпи золота, золота и платины, платины.

Делювий и аллювий (ложковые образования) (d,aHgr) выделены в верховьях рек западной увалистой части района и по мелким притокам в равнинной части. Представлены песками глинистыми с гравием и щебнем местных пород. Залегают на породах палеогена и мела, мезозойских корах выветривания. Они продолжают формироваться и в настоящее время. Возраст де-

лювия и аллювия, согласно «Легенде Среднеуральской серии...» [93], установлен в объеме горбуновского горизонта голоцена. Мощность – до 5 м. С ними связаны россыпи золота и платины, платины, золота.

Горбуновская свита. *Лимний и палюстрий* (l,plHgr), выполняющие озерные ванны и отражающие циклы осадконакопления зарастающих озер, широко распространены на изученной площади (прил. 9, № 3, 11). Образования представлены глинами с растительным детритом, с прослоями сапропелей, торфом. Залегают на озерных образованиях, делювии и лессоидах верхнего неоплейстоцена, лимноаллювии уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена.

Лимний и палюстрий, кроме спор и пыльцы, плодов и семян, содержат современные комплексы пресноводных моллюсков и остракод, включают археологические памятники [26]. Возраст слоев торфа, определенный радиоуглеродным методом, характеризует временной диапазон от 3,5 до 9 тыс. лет [21], что соответствует горбуновскому горизонту голоцена. Мощность горбуновской свиты – до 8 м. С ними связаны месторождения торфа.

Верхний подгоризонт. *Техноген* (tHgr²) связан с последствиями разработок россыпных месторождений, добычей строительного щебня для отсыпки дорог и глин для кирпичного производства (прил. 9, № 1).

Следы старых отработок россыпей золота почти не сохранились. Иногда отмечаются небольшие понижения с пологими бортами на месте карьеров и выемок, задернованные отвалы и остатки оборудования, используемого при добыче. В непосредственной близости от железной дороги и автодорог расположено значительное количество мелких карьеров и выемок. Отвалы их представлены валунами, галечниками, глыбами, щебнем, глинами.

Возраст техногена согласно «Легенде Среднеуральской серии...» [93] установлен в объеме верхнего подгоризонта горбуновского горизонта. Мощность – до 30 м. С ним связаны россыпи золота и платины, платины.



ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ

На площади листа плутонические образования распространены достаточно широко. Возрастной диапазон их формирования – от среднего ордовика до среднего карбона. В состав плутонических комплексов входят породы ультраосновного, основного, среднего и кислого состава. В восточной части площади они большей частью перекрыты мезозойско-кайнозойскими осадками и картируются по геофизическим данным и керну глубоких скважин. В западной части распространены разнообразные по составу среднепалеозойские интрузивные образования, залегающие преимущественно в виде относительно небольших массивов, штоков и даек в составе вулcano-плутонических ассоциаций. По взаимоотношениям с вмещающими породами и между собой, возрастным характеристикам, различиям петрографического и химического составов, характеру и интенсивности метаморфизма, сходству и различию в распределении элементов примесей и акцессорных минералов, пространственному и структурному положению, а также в соответствии с «Легендой Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3» [16], интрузивные образования района отнесены к шести разновозрастным плутоническим (серовскому, левинскому, ауэрбаховскому, ивдельскому, западноверхисетскому и верхисетскому) и трем субвулканическим комплексам.

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Серовский комплекс дунит-гарцбургитовый плутонический (ΣO_2St) выделен при составлении легенды Среднеуральской серии [93]. В состав комплекса входят нерасчлененные ультрамафитовые породы: серпентиниты, серпентинизированные гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты с резко подчиненным количеством аподунитовых серпентинитов. Породы комплекса образуют ряд условно разделенных массивов (с севера на юг: Вагранский, Лобвинский и Актайско-Туринский), непрерывной цепочкой окаймляющих с востока вулканогенные комплексы Восточно-Тагильской СФЗ и объединенных в Серовский пояс гипербазитов, протянувшийся с севера на юг более чем на 400 км. Массивы Серовского пояса образуют значительную по мощности субвертикальную офиолитовую пластину. Многочисленные мелкие тела пластины апогарцбургитовых серпентинитов известны и восточнее Актайско-Туринского массива в полосе развития образований восточно-уральского тектоногенного комплекса.

Гипербазитовые массивы в той или иной мере прорваны интрузивными и дайковыми телами гранитоидов и габброидов более поздних формаций, что обусловило сложность и неоднородность их строения. Соответственно характер физических полей различен в разных массивах. С поверхности массивы перекрыты чехлом переменной мощности четвертичных, палеогеновых и мезозойских образований, что, при достаточной мощности, также отражается на характере физических полей.

В магнитном поле ультрамафиты фиксируются положительными линейными аномалиями интенсивностью 1 000–4 000 нТл с четкими контурами. Градиент напряженности достигает 10 нТл/м, локальные понижения поля соответствуют участкам развития гранитоидов и тальк-карбонатных пород. В поле силы тяжести массивы располагаются в зоне крупной гравитационной ступени, определяющей положение Серовского глубинного разлома.

Контакты ультрамафитовых массивов с вмещающими породами тектонические. В зонах контакта наблюдается рассланцевание, милонитизация, брекчирование и гидротермальные изменения с образованием тальк-карбонатных, иногда актинолит-цеолитовых пород, родингитов. Во вмещающих породах приконтактные изменения не наблюдаются. Серпентиниты прорваны многочисленными дайками и мелкими телами кварцевых диоритов, диоритов, габбро, реже – плагиогранитов; контакты прорывающих образований (интрузии левинского и верхисетского

комплексов) интрузивные, активные.

Вагранский массив расположен близ северной рамки площади, обнажен фрагментарно, представлен своей южной частью и характеризуется сложным внутренним строением, что связано с широким развитием среди серпентинитов мелких секущих тел кварцевых диоритов левинского и верхисетского комплекса, габбро левинского комплекса, роговообманковых диоритовых порфиритов и спессартитов неясной формационной принадлежности.

Лобвинский массив размером 20×5 км ограничен с севера Лопаевским массивом, с юга – безымянным субширотным разломом. Массив имеет форму пластины с пологопадающими на запад контактами (примерно 30°) под габбро левинского комплекса. По данным Б. Н. Петрова [75], структурная скважина 2 прошла 150 м по габбро и вошла в серпентиниты.

Актайско-Туринский массив, самый южный массив Серовского пояса в пределах площади размером 30×5 км, наиболее хорошо обнажен и изучен. Он сложен апогарцбургитовыми серпентинитами, среди которых отмечаются немногочисленные линзовидные тела интенсивно серпентинизированных дунитов [75]. Магнитное поле над массивом дифференцировано, средняя интенсивность аномалий +1 000 нТл, в экстремумах – до +2 000–4 000 нТл. Вдоль его контактов проходит полоса отрицательного магнитного поля: на западе до –1 000–1 500 нТл, на востоке – до –1 000 нТл. Магнитная восприимчивость серпентинитов колеблется в пределах $(20,7-91,6) \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, составляя в среднем $80,4 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. Среднее значение плотности – 2,55–2,60 г/см³ [75]. Массив имеет форму пластины с субмеридиональными и субширотными тектоническими ограничениями. Количественные расчеты потенциальных полей по двум широтным профилям свидетельствуют о крутопадающих контактах массива: в южной части тела на запад, а в северной части – на восток.

По составу исходных пород серпентиниты подразделяются на апогарцбургитовые и аподунитовые. Серпентиниты апогарцбургитовые, гарцбургиты интенсивно серпентинизированные. Структура пород петельчатая, параллельно-волоконистая, микролепидобластовая, нередко реликты незамещенных зерен оливина, ортопироксена, клинопироксена размером 0,5 мм и более. Клинопироксен отмечается спорадически и присутствует в очень незначительном количестве. Контуры зерен пироксенов четкие, хотя большинство зерен замещено актинолитом, хлоритом либо серпентином. Железистость оливина – 10–18 %, ортопироксена – 17 %, клинопироксена – 10–14 %, кальциевость клинопироксена – 44–45 %. Серпентин представлен игольчатым и мелкочешуйчатым антигоритом (50–90 %), тонковолокнистым хризотилом (0–30 %) и относительно крупночешуйчатым лизардитом. Хромит наблюдается в виде скелетных зерен размером 1–2 мм. Обычна примесь хлорита, талька, тремолита, карбоната, кварца, магнетита (до 20 %) [46].

Структура серпентинитов аподунитовых петельчатая и перекрещенно-волоконистая, ячейки выполнены тонковолокнистым хризотилом, а края петель – антигоритом. Оливин присутствует в виде реликтов, бесцветный, иногда бледно-зеленый, железистость – 10 %. В пересчетах анализа 1006 (прил. 11, рис. 7) на нормативный состав породы содержат оливин (48 %), диопсид, гиперстен, магнетит, гематит.

Породы комплекса интенсивно серпентинизированы, затем под воздействием позднепалеозойских гранитоидов серпентиниты преобразуются в тремолитовые, хлоритовые, тальковые и карбонатные породы. В локальных зонах проявлена лиственитизация.

С ультрамафитами серовского комплекса связана минерализация хромита, а с метасоматически измененными разностями – хризотил-асбест и амфибол-асбест. К корам выветривания ультраосновных пород приурочены проявления никеля.

Прямых данных о возрасте пород серовского комплекса нет. Верхняя возрастная граница определяется многочисленными фактами пересечения гипербазитов дайками и штоками интрузивных пород раннего девона. Так, кварцевые диориты имеют радиологический возраст 409 ± 8 млн лет, а возраст габбродиоритов, прорывающих серпентиниты, имеет значение 425 ± 12 млн лет (поздний силур). Кроме того, в базальных конгломератах туринской свиты изученного района [75] и на смежной территории встречены гальки окварцованных, серпентинизированных пироксенитов и серпентинитов [60]. Возраст комплекса определяется как среднеордовикский в соответствии с «Легендой...» [16]. Вскрытая мощность – 1 700 м.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднеордовикско-раннесилурийские субинтрузивные и субвулканические образования достаточно широко распространены в пределах Восточно-Тагильской СФЗ, где они образуют штоки, дайки и силлы, приуроченные к полям развития вулканитов красноуральской свиты. В масштабе карты показаны только наиболее крупные тела, достигающие 0,3–0,4 км в попереч-

нике при протяженности 1,0 км и более. В разрезах красноуральской свиты отмечаются более мелкие тела, образующие силлы и дайки среди вулканитов. Мощность таких тел колеблется от нескольких метров до первых десятков метров и в масштабе карты они не находят отражения.

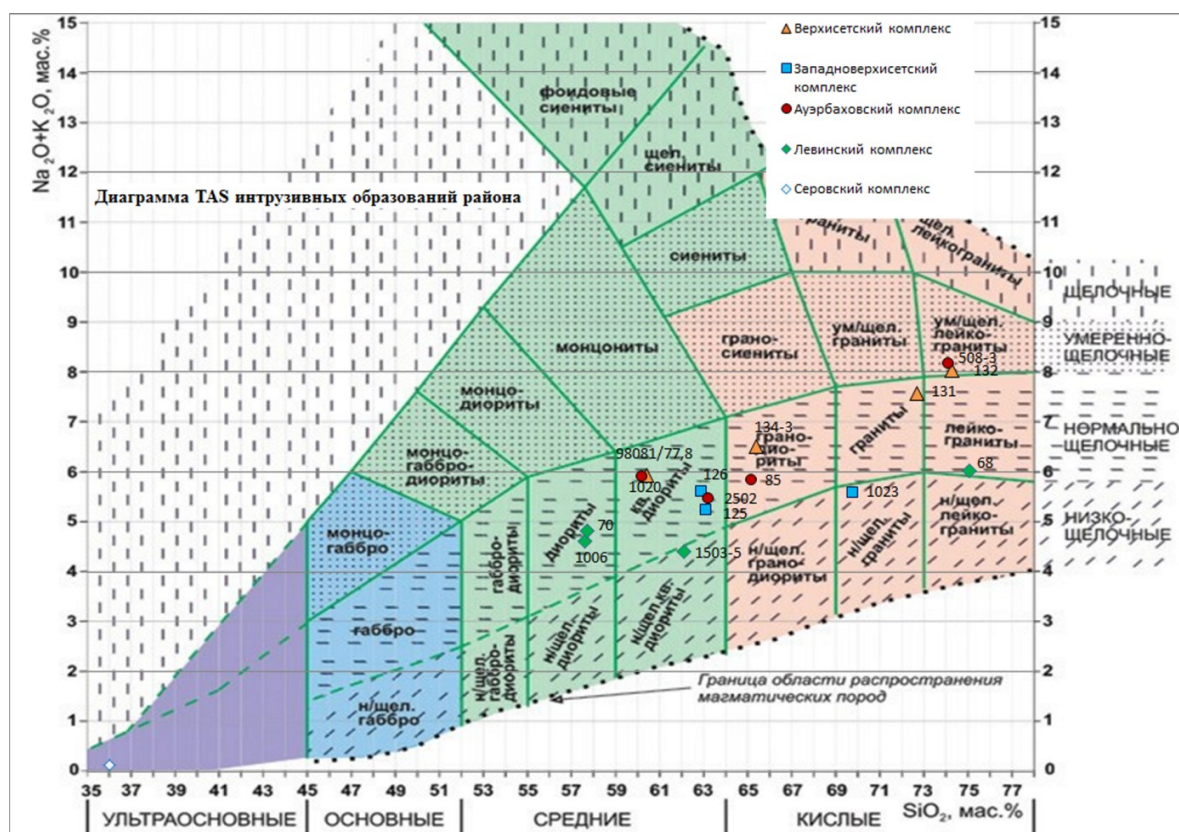


Рис. 7. Диаграмма TAS интрузивных образований района.

Красноуральские субвулканические образования, образующие совместно с вмещающими вулканитами базальт-риолитовый вулканический комплекс и слагающие субвулканические и экструзивные тела, по составу и структуре близки вмещающим их эффузивам. От последних они обычно отличаются лучшей раскристаллизацией основной массы, большим количеством вкрапленников и частыми их гломеровыми срастаниями, а также почти полным отсутствием гематитизации.

Представлены они долеритами, габбродолеритами ($\beta\text{O}_3\text{-S,kr}$); дацитами ($\zeta\text{O}_3\text{-S,kr}$), риодацитами ($\lambda\zeta\text{O}_3\text{-S,kr}$), риолитами.

Габбродолериты образуют штокообразные тела субизометричной или удлиненной в плане формы. Долериты слагают маломощные (обычно не более 1–5 м) крутопадающие дайки с резкими контактами. Ферромагнитные разности долеритов и габбродолеритов имеют магнитную восприимчивость $12,7 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, их тела, при достаточных объемах, выделяются в магнитном поле локальными аномалиями интенсивностью до +400 нТл.

Среди субвулканитов преобладают кислые разности, которые по вещественному составу и условиям залегания близки к экструзивным образованиям, так что обе группы пород не всегда четко различаются. Залегают в виде штокообразных тел или даек среди основных лав или образуют совместно с кислыми лавами экструзивно-субвулканические постройки сложной формы с многочисленными апофизами. Такие тела часто сопровождаются слабыми гидротермальными изменениями в виде участков окварцевания и серицитизации с вкрапленностью сульфидов.

Характерными для субвулканитов структурами, соответственно, являются аллотриоморфно-зернистая, сферолитовая, гранофировая, микропегматитовая, гипидиоморфнозернистая, субофитовая, габбро-диабазовая, микрогаббровая. Во вкрапленниках отмечаются альбит, соссюритизированный и серицитизированный плагиоклаз, кроме того в кислых породах – амфибол, биотит, кварц, в средних – амфибол, в основных – пироксен моноклинный. Темноцветные минералы в большинстве случаев замещены вторичными хлоритом, эпидотом, кальцитом.

На диаграмме TAS (прил. 11, рис. 2) фигуративные точки субвулканитов, как и вулканитов красноуральской свиты, располагаются в полях основных и кислых пород, подчеркивая кон-

трастность их ассоциации.

РАНЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Павдинские субвулканические образования широко развиты в пределах площади развития павдинской свиты и являются комагматами ее эффузивов.

Субвулканиды представлены долеритами (βS_1pv); дацитами, риодацитами (ζS_1pv), а также андезитами и промежуточными разностями всех составов, залегающими в форме небольших штоков, даек, иногда силлов различной мощности и ориентировки.

Кислые субвулканические разности по составу и структурам близки породам экструживно-лавова фации, иногда от них неотличимы, имеют постепенные взаимопереходы и не выделяются из состава сложно построенных экструживно-субвулканических тел. Наиболее крупные из них откартированы северо-западнее бывшей д. Малиновка и в устье р. Исток. С ними связаны процессы пропицитизации: окварцевание, серицитизация, пиритизация, проявленные крайне неравномерно и локально; промышленных концентраций меди и полиметаллов не обнаружено.

Долериты и андезиты субвулканических фаций в отличие от эффузивов соответствующего состава хорошо раскристаллизованы; дайки и штоки имеют резкие контакты, преимущественно малую мощность (в пределах первых метров) и разнообразную ориентировку. Наиболее крупные тела долеритов откартированы в междуречье рр. Тура и Полуденный Актай севернее ур. Ляленка.

Долериты, как правило, ферромагнитны (магнитная восприимчивость порядка $22,0 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ), средняя плотность – $2,74 \text{ г/см}^3$. В магнитном поле они отображаются одиночными положительными аномалиями интенсивностью до $+1\ 000$ нТл либо цепочками положительных аномалий интенсивностью от 0 до $+200$ нТл. На картах гравитационного поля в данном масштабе субвулканические тела долеритов не фиксируются вследствие их малых размеров.

Левинский комплекс габбро-тоналит-плаггиогранитовый плутонический выделен в Восточно-Тагильской СФЗ в районе г. Красноуральск [93]. В петротипическом районе (лист О-41-ХIII) он представлен тремя фазами: первая фаза – габбро, габбродиориты, габбронориты, габбродолериты; вторая фаза – диориты, кварцевые диориты, тоналиты; третья фаза – плаггиограниты, плаггиогранодиориты, плаггиогранит-порфиры, гранодиорит-порфиры. Комплекс входит в состав Красноуральско-Левинской вулкано-плутонической ассоциации и пространственно связан с вулканидами красноуральской свиты [6].

В составе комплекса на площади выделяются амфиболовые габбро и габбродиориты *первой фазы* (vS_1l_1); диориты и кварцевые диориты *второй фазы* ($q\delta S_1l_2$); плаггиограниты *третьей фазы* ($p\gamma S_1l_3$).

Максимальное распространение интрузивные породы комплекса имеют в западной полосе развития пород красноуральской свиты, занимая 40–50 % ее площади, где слагают Поздняковский массив. Отдельные мелкие интрузии имеются и в восточной полосе.

В пределах площади в составе комплекса преимущественным развитием пользуются диориты и кварцевые диориты второй фазы и плаггиогранодиориты и плаггиограниты третьей фазы. Габбро и габбродиориты первой фазы имеют крайне ограниченное распространение в виде мелких (не более первых метров) ксенолитов, реже – более крупных, выражающихся в масштабе карты останцев среди кварцевых диоритов или плаггиогранитов.

Несколько небольших интрузивных тел, сложенных породами первой фазы, описаны в окрестностях ур. Карелино среди вулканидов. Здесь в правом борту р. Тура наблюдались соотношения габброидов и вулканидов основного состава. Контакт четкий, азимут падения 310° , угол 65° . На контакте с вулканидами в габбро присутствуют многочисленные ксенолиты базальтов. В свою очередь миндалекаменные базальты рассечены маломощными апофизами мелкозернистых долеритов, отходящих от тела габбро [46].

Обе разновидности связаны постепенными взаимопереходами и от диоритов второй фазы отличаются только большим количеством темноцветных минералов и структурой, переходной от габбровой к гипидиоморфнозернистой. Породы неравномернозернистые, обычно мелко-среднезернистые, реже – крупнозернистые, иногда неяснополосчатые, с линейной ориентировкой зерен клинопироксена. Структуры габбровая, габбро-диабазовая, долеритовая. Клинопироксен замещается бурой роговой обманкой, плаггиоклаз нацело сосюритизирован. Плотность габбро – $2,96 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость – $12,5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ.

Поздняковский массив площадью до 14 км^2 имеет сложную в плане конфигурацию и протяженность более 20 км при максимальной ширине более 2 км севернее д. Поздняковка. Интрузия сопровождается многочисленными более мелкими сателлитами. Диориты и кварцевые диориты второй фазы распространены преимущественно севернее широты д. Поздняковка. Поро-

ды третьей фазы преобладают среди пород красноуральской свиты в южной части ее западной полосы. Коренные ненарушенные выходы интрузивных пород практически отсутствуют, за исключением отдельных обнажений по берегам р. Ляля. Непосредственные контакты интрузивных пород левинского комплекса с вмещающими вулканитами красноуральской свиты не наблюдались. Однако присутствие ксенолитов спилитовидных базальтов и субвулканических долеритов в глыбах плагиогранитов свидетельствуют об интрузивных взаимоотношениях последних с вулканитами. Судя по частому чередованию интрузивных пород и вулканитов, интрузивные контакты очень сложные с многочисленными апофизами. Магнитное поле над интрузией положительное дифференцированное интенсивностью от +500 до +1 500 нТл (северная часть) и от 0 до +1 000 нТл (центральная и южная части). Среди диоритов и кварцевых диоритов магнитные разности составляют 63 %, среднее значение магнитной восприимчивости – $54,1 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. В поле силы тяжести интрузивные тела, находящиеся в междуречье рр. Лата и Кормовая, создают локальную положительную аномалию интенсивностью +5 мГал, что дает основание полагать здесь на глубине наличие габброидов первой фазы. Мелкие тела в 4 км северо-западнее ур. Питателево создают локальные положительные аномалии поля силы тяжести интенсивностью от –0,5 до –1,0 мГал. Плотность диоритоидов, слагающих эти интрузии, колеблется в широких пределах, в среднем $2,66 \text{ г/см}^3$.

Диориты, кварцсодержащие и кварцевые диориты второй фазы образуют единый непрерывный ряд с постепенными взаимопереходами, преобладают в этом ряду кварцевые и кварцсодержащие диориты. Породы мелко- и среднезернистые, порфириовидные, реже – равномерно-зернистые; структуры гипидиоморфнозернистые, призматическизернистые до субофитовых, нередко с элементами гранофировой, микропегматитовой или пойкилитовой. Нередко наблюдаются ксенолиты либо останцы субстрата – мелкозернистых долеритов жильного типа, интенсивно амфиболизированных, иногда роговиков, придающие породам гибридный, такситовый облик.

Отдельные разновидности пород второй фазы различаются только соотношением плагиоклаза (зонального андезина), обыкновенной роговой обманки и кварца, содержание которого колеблется от 7–10 до 20 %. Такситовые разновидности состоят из соссюритизированного плагиоклаза (40–60 %), кварца (15–20 %), роговой обманки (до 20 %) с примесью хлорита, эпидота, кальцита, иногда актинолита, серицита. Аксессуары во всех разновидностях второй фазы представлены лейкоксенизированным сфеном, магнетитом, апатитом.

Плагиогранодиориты, плагиограниты третьей фазы – лейкократовые порфириовидные, реже – равномернозернистые, средне-крупнозернистые породы; структура гипидиоморфнозернистая в сочетании с гранофировой. Количество порфириовых выделений колеблется от 10 до 50 %. Характер структур свидетельствует о формировании интрузий в гипабиссальных условиях. Минеральный состав пород третьей фазы: плагиоклаз (альбит и альбит-олигоклаз) – 60–65 %, кварц – 25–35 %, роговая обманка – 10 %; акцессорные минералы – магнетит, титаномагнетит, апатит. Ультралейкократовые плагиограниты содержат лишь единичные зерна роговой обманки, плагиоклаз в них представлен альбит-олигоклазом.

Породы третьей фазы часто содержат ксенолиты спилитовидных базальтов, комагматичных им субвулканических долеритов, а также ксенолиты амфиболизированных и окварцованных мелкозернистых долеритов и порфириовидных габбродолеритов. Наблюдаются также контаминированные плагиограниты, обогащенные агрегатными скоплениями хлорита, эпидота, лейкоксена и магнетита. Масштаб этих процессов неясен ввиду слабой обнаженности и отсутствия буровых скважин, но проявлены они повсеместно.

Магматиты левинского комплекса претерпели слабый зеленокаменный метаморфизм и метасоматоз с незначительным развитием альбита, соссюрита, хлорита, эпидота, серицита, карбоната и пирита. Серицитизация, окварцевание и пиритизация плагиогранитов связана с зонами дробления с образованием альбит-кварц-серицитовых метасоматитов.

По химическому составу породы левинского комплекса близки вулканитам красноуральской свиты. По типу щелочности они относятся к нормальнощелочным ($\text{Na/K}=2,6\text{--}12,7$), преимущественно натровым. По содержанию других компонентов – низкотитанистые, низкожелезистые, высоко- и весьма высокоглиноземистые. По мере увеличения содержания SiO_2 происходит увеличение общей щелочности и уменьшение содержания K_2O (прил. 11, рис. 7). На дискриминационных диаграммах $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ и $\text{Rb}-(\text{Yb}+\text{Ta})$ фигуративные точки гранитоидов левинского комплекса, как впрочем, и остальных интрузивных комплексов района, располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг (рис. 8).

Геохимическая специализация сидерофильно-халькофильная: никель, кобальт, хром, ванадий, титан, цирконий.

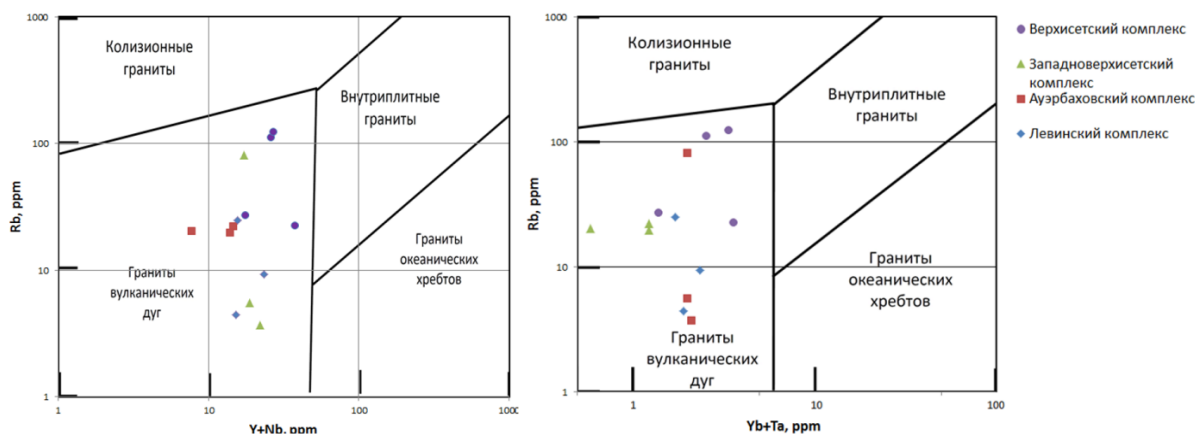


Рис. 8. Дискриминационные диаграммы Rb–(Y+Nb), Rb–(Yb+Ta) Дж. Пирса для гранитоидов.

Лландоверийско-венлокский возраст левинского комплекса принят на основании его тесной пространственной связи с вулканитами красноуральской свиты и наличию обломков гранодиоритов, диоритов и габброидов в составе обломочного материала перекрывающих образований павдинской и туринской свит. Кроме того, на соседней к северу территории для гранитоидов Верхне-Лобвинского массива, являющегося аналогом Павдинской интрузии, U-Pb методом по цирконам получены эрохроны $421,8 \pm 2,9$ и $422,0 \pm 2,9$ млн лет [36].

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКО-РАННЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Туринские субвулканические образования приурочены, главным образом, к области распространения туринской свиты, с которой образуют туринский базальт-трахитовый вулканический комплекс. Представлены они аналогами основных эффузивов (трахибазальты, монцогаббро ($\tau\beta S_2 - D, tr$)) и трахитов-трахиандезитов (микросиениты, сиенит-порфиры ($\xi S_2 - D, tr$)). Сиенит-порфиры и микросиениты имеют преобладающее распространение в центральной и северной частях полосы развития туринской свиты, трахибазальты – в южной. Трахибазальты и монцогаббро образуют штоки площадью до $2,0 \text{ км}^2$ и крутопадающие дайки мощностью от первых метров до 200–300 м. Микросиениты, порфировидные сиениты и сиенит-порфиры залегают в виде дайкоподобных тел, силлов, штоков и маломощных даек среди всех фаций туринской свиты. Штокообразные тела имеют различную в плане форму, но чаще – близкую к изометричной. Размеры их обычно не превышают 1,5 км по длине и 0,5 км по ширине. Максимальный размер штока сиенит-порфиров восточнее д. Поздняковка составляет около $3,5 \text{ км}^2$. Границы субвулканических тел и даек, как правило, резкие, но наблюдались также и постепенные переходы между эффузивами и субвулканитами одного состава.

Субвулканиты основного состава выделяются узкими линейными магнитными аномалиями интенсивностью до $+500 - 2000 \text{ нТл}$ (средняя магнитная восприимчивость – $36,1 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ), особенно в южной части на фоне отрицательных значений поля вмещающих образований, и локальными положительными аномалиями поля силы тяжести интенсивностью до $0,5 - 1,0 \text{ мГал}$ (средняя плотность пород – $2,79 \text{ г/см}^3$). Трахиты, трахиандезиты и сиенит-порфиры отражения в геофизических полях не находят ввиду близости их физических свойств с образованиями туринской свиты.

По химическому составу и характеру метаморфизма субвулканиты и соответствующие им эффузивы идентичны. На диаграммах TAS фигуративные точки состава субвулканических образований практически совпадают с областями вулканитов туринской свиты (прил. 11, рис. 2). Отличия, помимо характера залегания, заключаются в более совершенной раскristаллизации субвулканитов и появлении полнокристаллическизернистых структур: гипидиоморфнозернистой, призматическизернистой, габбро-диабазовой, диабазовой. Сиениты имеют состав: кислый плагиоклаз (15%), пятнистый калинатровый полевой шпат (55%), моноклинный пироксен (до 7%), роговая обманка (до 17%), хлорит и гидрохлорит (7–15%), биотит, гидробиотит, кварц, ильменит, апатит, сфен. Монцогаббро состоят из сосюртитизированного плагиоклаза с оторочкой калинатрового полевого шпата, авгита, частично хлоритизированного, и ильменита; структура диабазовая.

ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Ауэрбаховский комплекс габбро-диорит-гранитовый плутонический выделен в пределах одноименного массива в окрестностях г. Краснотурьинск в составе Восточно-Тагильской СФЗ [93]. В петротипическом районе представлен тремя фазами: первая – габбродиориты и диориты, вторая – кварцевые диориты и гранодиориты, третья – аляскитовые граниты.

В пределах площади распространены магматиты *второй фазы* – порфиroidные разности диоритов и кварцевых диоритов до гранодиоритов ($\delta D_1 a_2$) и *третьей фазы* – гранит-порфиры ($\gamma D_{1-2} a_3$). Основная часть массивов сложена интрузивными породами второй фазы и сконцентрирована в пространстве между широтами ур. Мал. Лата и ур. Мурзинка.

Комплекс представлен серией небольших гипабиссальных интрузий, главным образом, в пределах Караульского блока среди пород туринской свиты. Интрузии имеют штокообразную форму, очень сложную конфигурацию в плане с извилистыми контактами. Серии сближенных интрузивных тел объединены в два массива – Александровский и Караульский. Александровский массив сложен преимущественно гранитоидами третьей фазы и в физических полях данного масштаба не выражен.

Наиболее крупный Караульский массив расположен западнее с. Караульское и сопровождается многочисленными мелкими сателлитами и дайками. Кроме того, имеются отдельные мелкие тела (размерами несколько десятков метров) на удалении от указанных массивов. Диориты и кварцевые диориты ауэрбаховского комплекса имеют повышенную магнитную восприимчивость – до $26,0 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ и создают локальные аномалии интенсивностью до $+600-1\ 000$ нТл. В поле силы тяжести они располагаются в градиентных (краевых) зонах крупного гравитационного максимума, образуя небольшие по интенсивности локальные повышения. Среднее значение плотности пород – $2,68$ г/см³ [50].

В составе массива преобладают порфиroidные разности кварцевых диоритов и их вариации до кварцсодержащих диоритов и гранодиоритов, образующие единый непрерывный ряд и различающиеся только количественными соотношениями породообразующих минералов. Главными породообразующими минералами кварцевых диоритов и диорит-порфиритов являются плагиоклаз (от альбит-олигоклаза до зонального андезин-лабрадора) в количестве 65–80 %, обыкновенная роговая обманка (5–25 %) и кварц (5–25 %); акцессории – апатит, магнетит, титаномагнетит, сфен, рутил. Порфиroidные выделения представлены зональным андезином и роговой обманкой, содержание их колеблется в широких пределах, достигая иногда 50 %. Вторичные изменения развиты интенсивно и характеризуются почти полным замещением первичных минералов: эпидотом, хлоритом, кварцем, актинолитом, гидробиотитом, серицитом, магнетитом.

Диорит-порфириты второй фазы развиты менее широко и также образуют непрерывный ряд до кварцевых диорит-порфиритов. Состав диорит-порфиритов роговообманково-плагиоклазовый; структуры основной массы микрогипидиоморфнозернистая, микропризматическизернистая, микролитовая. Диорит-порфириты характеризуются интенсивными вторичными изменениями с образованием магнетита; содержание последнего достигает 5 %. С диорит-порфиритами второй фазы связаны железорудные проявления Питателевской группы.

Весьма специфический характер имеют микроструктуры основной массы, благодаря чему диоритоиды ауэрбаховского комплекса резко отличаются от близких по составу пород других интрузивных комплексов, в частности левинского. Основная масса обычно мелкозернистая; типичные структуры – микроаллотриоморфнозернистая, микрогранулитовая, фельзитоподобная, микрогранобластовая, микропойкилитовая, сферолитовая, аплитовидная и другие, характеризующиеся субизометричной формой слагающих ее мельчайших зерен.

К третьей фазе относятся гранит-порфиры – лейкократовые порфиroidные, реже порфиroidные породы с крупными идиоморфными вкрапленниками кварца, плагиоклаза и роговой обманки и тонкозернистой основной массой. В составе Караульского массива эти породы играют резко подчиненную роль; по облику и петрографическим особенностям близки породам второй фазы и в случае совместного нахождения имеют с ними постепенные взаимопереходы.

Серия мелких сближенных тел гранит-порфиров откартирована в пределах Александровского массива. Кроме них, в составе этих интрузий в подчиненном количестве присутствуют порфиroidные гранодиориты и переходные к ним разности и очень редко – кварцевые диориты. Минеральный состав пород третьей фазы: кварц (25–30 %), плагиоклаз (60–70 %), роговая обманка (0–10 %); плагиоклаз представлен альбитом, альбит-олигоклазом, реже – зональным андезином, сосюритизированным в центральных частях зерен. Структура основной массы микрогранофировая или микрогипидиоморфнозернистая. Порфиroidные и порфиroidные разности различаются только степенью раскристаллизации основной массы.

Для пород обеих фаз установлено контактное взаимодействие их на вмещающие породы.

Вулканогенно-осадочные породы туринской свиты на контактах с кварцевыми диоритами окварцованы, серицитизированы, карбонатизированы, скарнированы. Местами в апикальных частях интрузий наблюдаются обильные ксенолиты туфоалевролитов, туфопесчаников, иногда – ороговикованных. Тела Александровского массива гранит-порфиров вблизи имеют ореол мелкозернистых биотит-роговообманковых роговиков и ороговикованных туфопесчаников шириной до 300–350 м. Для самих интрузивных пород характерны гидротермально-метасоматические изменения в виде серицитизации, окварцевания и рассеянной пиритной вкрапленности. На Лялинском руднике по гипабиссальным диоритоидам и вмещающим их отложениям краснотурьинской свиты развиваются метасоматиты, в составе которых отмечаются эпидот, кварц, карбонат, хлорит, пирит, вторичные минералы меди.

Магматиты ауэрбаховского комплекса образуют практически непрерывный ряд от диоритов до гранитов и относятся к весьма высокоглиноземистым породам натриевой и нормальной щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=4-21$) (прил. 11, рис. 7). На дискриминационных диаграммах $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$ и $\text{Rb}-(\text{Yb}+\text{Ta})$ фигуративные точки гранитоидов ауэрбаховского комплекса, как и вышеописанного левинского комплекса, располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг (рис. 8).

Магматиты кислого состава характеризуются повышенными содержаниями цинка, хрома, ванадия, германия, среднего состава – меди и фосфора.

Возраст комплекса в петротипическом районе датирован разными методами, имеющими хорошую сходимость: в кварцевых диоритах по цирконам равен $407 \pm 1,6$ и $404,8 \pm 5$ млн лет, $\text{Rb}-\text{Sr}$ метод дает $404,5 \pm 9,1$ млн лет, что соответствует эмс-эйфельскому времени [15]. Нами отобрана проба 2502 из кварцевого диорит-порфирифта Караульского массива, для которой ЦИИ ВСЕГЕИ $\text{U}-\text{Pb}$ методом по цирконам определен возраст 390 ± 3 млн лет, что отвечает эйфельскому веку среднего девона (рис. 9). Так же он принят в соответствии с геологической картой 1 : 1 000 000 масштаба ранне-среднедевонским [6].

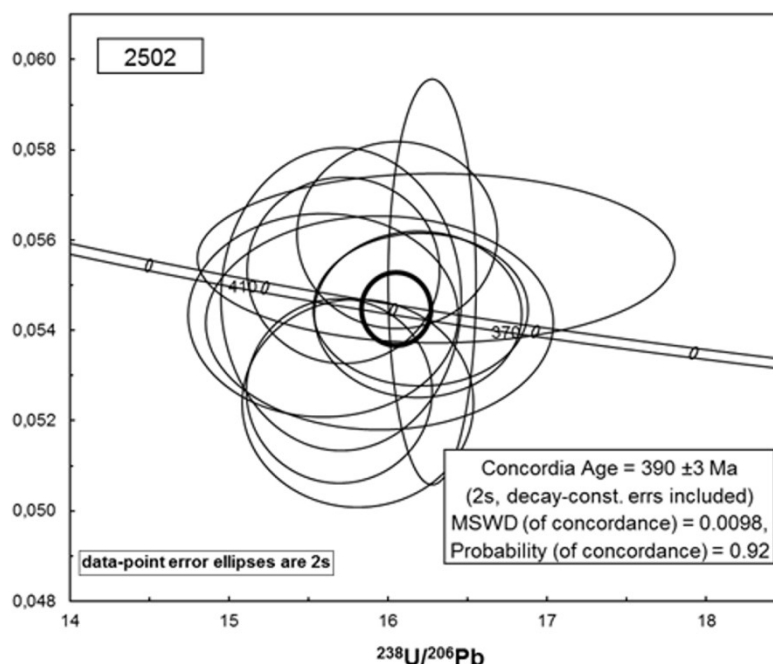


Рис. 9. $\text{U}-\text{Pb}$ эрохрона кварцевых диоритов Караульского массива (обр. 2502).

Ивдельский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный (βD_3^j) представлен долеритами, габбродолеритами, реже – кварцевыми долеритами («конга-диабазы»), залегающими среди карбонатных и терригенно-карбонатных отложений краснотурьинской и высотинской свит в Актай-Талицкой депрессии. Они прослеживаются в виде серии сближенных линейно-вытянутых жилообразных тел меридионального простирания с вертикальным или крутым восточным падением. Зона распространения таких тел на водоразделе рек Полуденный Актай и Тура имеет протяженность 20 км при ширине около 2 км. Мощность тел – 75–400 м. Севернее, в береговых склонах р. Ляля имеются единичные дайки кварцевых долеритов.

В магнитном поле образования ивдельского комплекса выделяются локальными линейными аномалиями интенсивностью до +100–200 нТл. Магнитная восприимчивость пород высокая – в среднем $22,0 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ.

Минеральный состав: сосюритизированный плагиоклаз (35–50 %), клинопироксен (30–

38 %), биотит и гидробиотит (1,5 %), хлорит и гидрохлорит (20–22 %), кварц (0–5 %), а также актинолит, карбонат, апатит, лейкоксен, рудные минералы. Пироксен близок к авгиту, замещается хлоритом и биотитом; плагиоклаз (лабрадор № 58–59 и андезин № 41–42) обычно сильно разложен, иногда альбитизирован. Кварц выполняет промежутки между индивидами плагиоклаза, корродируя последние. Структура пород диабазовая с переходами в габбро-диабазовую, иногда с элементами пойкилитовой.

Магматиты ивдельского комплекса относятся к умереннощелочному ряду, реже – нормальной щелочности, к натриевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2-6$). Породы умеренно глиноземистые, умеренно калиевые, умеренно низкомagneзиальные, умеренно высокотитанистые [46].

Нижний возрастной предел интрузий комплекса определяется секущим положением их относительно отложений высотинского горизонта живетского яруса среднего девона. Верхний возрастной предел комплекса на изученной площади не установлен, в Ивдельском районе он надежно датирован как дораннекаменноугольный.

РАННЕ-СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Позднепалеозойские, каменноугольные интрузии распространены, преимущественно, в пределах Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. На современном эрозионном срезе они обнажены фрагментарно. Большой частью интрузии перекрыты рыхлыми мезозойско-кайнозойскими отложениями, встречаются в единичных изолированных коренных выходах по долинам крупных рек и вскрыты редкими скважинами. Каменноугольные интрузии представлены образованиями двух близких по времени формирования и составу слагающих их пород интрузивных комплексов – нижнекаменноугольного западноверхисетского тоналит-плагиогранитового и нижне-среднекаменноугольного верхисетского гранодиорит-гранитового. На геологических картах фундамента, составленных предшественниками, главным образом, по результатам интерпретации физических полей, интрузивные массивы данных комплексов занимают до 60–70 % площади Верхотурско-Новооренбургской СФЗ в пределах листа. Учитывая близость петрофизических характеристик гранитоидов и вмещающих их метаморфитов, мощность покрова, достигающую 100–150 м, а также крайне неудовлетворительную обнаженность палеозойских образований этой части площади, по нашему мнению нет достаточных оснований для картирования массивов в таком объеме.

Западноверхисетский комплекс тоналит-плагиогранитовый плутонический. Породы комплекса приурочены, главным образом, к зоне восточного контакта гипербазитов Серовского пояса, образуя ряд массивов преимущественно за пределами пояса и отделенных от него зоной полимиктового меланжа, но иногда интродуцирующих его (Лопаевский массив). Предположительно интрузивные тела контролируются субмеридиональными тектонически ослабленными структурами. Западноверхисетский комплекс представлен кварцевыми диоритами ($\alpha\delta\text{C}_1\text{ZV}_1$) и гранодиоритами ($\gamma\delta\text{C}_1\text{ZV}_1$) *первой фазы*.

Наиболее крупными являются массивы Шайтанский и Лопаевский.

Шайтанский массив площадью около 100 км² расположен в бассейне одноименной реки в южной части района. Обнаженность слабая: большая часть массива перекрыта мезозойско-кайнозойскими отложениями, коренные выходы известны только по рр. Тура, Шайтанка, Мал. Актай. Вопросы геологического строения массива рассмотрены в работах многих исследователей [46, 50, 75]. По данным указанных авторов в плане массив имеет форму овала, слегка вытянутого в субмеридиональном направлении от южной рамки до р. Актай на севере (Актайский массив на представленной карте).

Магнитное поле над массивом переменное, интенсивностью от –300 до +1 000 нТл. Для западной части массива характерно положительное дифференцированное магнитное поле, соответствующее средневзвешенному значению магнитной восприимчивости пород $6,9 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. В восточном направлении магнитное поле меняется на отрицательное. Средневзвешенное значение магнитной восприимчивости ферромагнитных разностей гранитоидов составляет $2,8 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, а парамагнитных разностей – $0,45 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. В гравитационном поле массив расположен в области широкой градиентной зоны, создавая ряд локальных положительных и отрицательных аномалий силы тяжести интенсивностью от –0,7 до +2,0 мГал, средняя плотность пород составляет 2,78 г/см³. Средняя расчетная вертикальная мощность массива достигает 1,8 км.

Большая часть массива сложена слабо и умеренно гнейсовидными, участками – тонкопелосчатными и относительно меланократовыми биотит-роговообманковыми кварцевыми диоритами с грубоплитчатой отдельностью (аз. пад. 270°, угол 30°). Ориентировка гнейсовидности от

субмеридиональной до северо-западной, углы падения 25–30°. В восточной части массива ярко проявлена гнейсовидность пород, возрастает количество порфиробластов плагиоклаза размером 1,0–1,5 см. Нередки линзовидные скопления порфиробластов, располагающиеся параллельно кристаллизационной сланцеватости, так что породы приобретают облик интенсивно разгнейсованных диоритов. Интенсивность порфиробластеза плагиоклаза и калинатрового полевого шпата отчетливо возрастает в приконтактной зоне. Здесь же отмечены многочисленные включения в кварцевых диоритах микроамфиболитов, кристаллических сланцев. Для кварцевых диоритов восточной части массива характерны невысокие значения магнитной восприимчивости (от 0 до $0,6 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ) и остаточной намагниченности ($2 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ).

Кварцевые диориты представляют собой светло-серые среднезернистые лейкомезократовые породы с роговой обманкой и биотитом в качестве темноцветного минерала. Микроструктура неравномернозернистая гипидиоморфнозернистая, участками – гранобластовая. Текстура массивная, нередко – гнейсовидная, подчеркиваемая субпараллельными тонкопрожилковыми скоплениями темноцветных минералов, кварца и ориентировкой крупных таблиц плагиоклаза. Породы сложены плагиоклазом (50–60 %), кварцем (10–25 %), роговой обманкой (5–20 %), биотитом (5–10 %), калинатровым полевым шпатом (0–5 %), клинопироксеном (единичные зерна). Лейкократовые разности по минеральному составу близки к трондьемитам. Вторичные минералы – эпидот, хлорит, мусковит; акцессории – апатит, сфен, циркон, ортит, гранат, магнетит, сульфиды. Плагиоклаз представлен широкопризматическими слабо рекуррентнозональными зернами (№ 25–40) размером от 0,2 до 3–4 мм. Весьма характерны широкие внешние каймы андезина № 30–35, нередко занимающие 40–90 % площади зерна. Ядра имеют андезин-лабрадорный состав (44–48 % анортита), неровные ограничения, полисинтетически сдвойникованы [46]. Кварц – крупные (до 3 мм) изометричные зерна и мелкозернистые (около 0,1 мм) гранобластовые выделения с зазубренными и полигональными ограничениями – выполняет промежутки между зернами плагиоклаза и темноцветных минералов. Погасание крупных зерен слабонарушенное, мелких зерен – ровное. Клинопироксен – единичные зерна маложелезистого салита ($f=11-12\%$, $Ca = 45-49\%$), псевдоморфно замещается сине-зеленой густоокрашенной роговой обманкой. Роговая обманка – короткопризматические с неровными концевыми ограничениями, реже идиоморфные крупные зерна, размещение которых нередко контролируется зонками тонкой перекристаллизации полевошпатового материала. Нередко зерна роговой обманки переполнены микровключениями полевого шпата, обуславливая элементы ситовидной пойкилобластовой структуры; плеохроизм роговой обманки от синего до густо-зеленого. Для роговых обманок также характерны повышенная железистость [12, 46]. Роговая обманка замещается эпидотом и биотитом. Биотит образует идиоморфные пластинчатые зерна, в проходящем свете – зеленовато-коричневые, резко плеохроирующие в этих тонах. Калинатровый полевой шпат развит крайне неравномерно в породе, слагая тонкозернистый агрегат прожилковидных скоплений и порфиробласты размером до 3–5 мм, содержащие включения плагиоклаза и роговой обманки.

Гранодиориты весьма близки вышеописанным кварцевым диоритам по набору породообразующих минералов и отличаются лишь несколько большим содержанием кварца и полевого шпата.

Химический состав горных пород приведен в приложении 11. При относительно высокой кальциевости (4,5–6 %), ярко проявлен натриевый уклон: $Na_2O - 4,2-4,6\%$, $K_2O - 1,0-1,4\%$, весьма высокая глиноземистость. На диаграммах TAS (рис. 7) фигуративные точки составов укладываются в диапазон кварцевых диоритов–низкощелочных гранодиоритов. На дискриминационных диаграммах $Rb-(Y+Nb)$ и $Rb-(Yb+Ta)$ фигуративные точки гранитоидов западно-верхисетского комплекса располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг (рис. 8).

Метаморфизм пород западноверхисетского комплекса проявился в интенсивной милонитизации, особенно сильно проявленной в зоне контакта с гипербазитами Серовского пояса и в западном обрамлении Верхотурского массива, вплоть до образования полимиктового меланжа, где породы комплекса находятся в тесной ассоциации с вмещающими породами и телами гипербазитов. Этот процесс совместно с проявлениями калиевого метасоматоза способствовал образованию бластомилонитов схожего состава и структуры как по вмещающим породам, так и по гранитоидам. Последующий регрессивный метаморфизм проявился в образовании хлорита по темноцветным минералам.

Изотопные определения возраста кварцевых диоритов по биотиту, роговой обманке и валовому составу пород K-Ar методом дают 263–372 млн лет, по биотиту и роговой обманке имеют среднее значение 305 млн лет [46]. Возраст гранодиоритов комплекса из Верхисетского батолита, определенный U-Pb методом на установке SHRIMP, составляет 345–320 млн лет [27]. В пробе из кварцевых диоритов Шайтанского массива (проба 125) ЦИИ ВСЕГЕИ Rb-Sr методом

получены цифры 325 ± 68 млн лет (рис. 10). Возраст комплекса принимается раннекаменноугольным в соответствии с «Легендой...» [16] и Геолкартой-1000/3 [6].

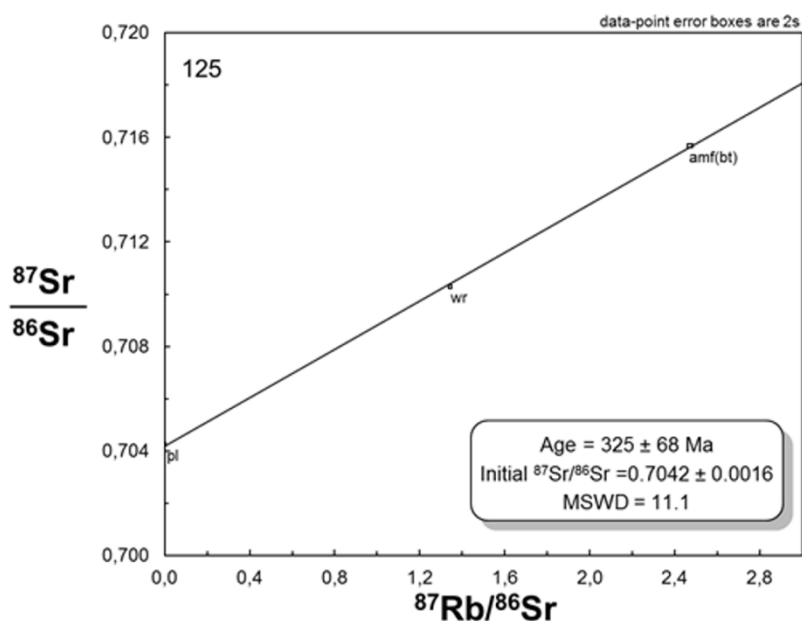


Рис. 10. Rb-Sr изохрона кварцевых диоритов Шайтанского массива (обр. 125).

С гранитоидами западноверхисетского комплекса за пределами площади связано оруденение золото-сульфидно-кварцевой, золото-кварцевой формаций; скарново-магнетитовой и медно-скарновой формаций [6].

Верхисетский комплекс гранодиорит-гранитовый плутонический. К комплексу условно (по аналогии с более южными районами Урала и Госгеолкартой-1000/3) отнесены кварцевые диориты, гранодиориты, биотитовые и аплитовидные граниты, распространенные в осевой части Верхотурско-Новооренбургской СФЗ. На современном эрозионном срезе гранитоиды комплекса обнажаются фрагментарно. Большой частью они перекрыты рыхлыми мезозойско-кайнозойскими отложениями. Естественные обнажения немногочисленны и расположены в долинах крупных водотоков (рр. Тура, Актай, Бол. Косолманка и др.).

В составе верхисетского комплекса выделяются две фазы: *первая фаза* – диориты, гранодиориты ($q\delta C_1 v i_1$); *вторая фаза* – граниты биотитовые ($\gamma C_{1-2} v i_2$) и аплитовидные ($\alpha \gamma C_{1-2} v i_2$).

Массивы комплекса образуют так называемую «гранитную ось Урала». На основе интерпретации геофизических полей и единичных скважин предполагается, что пространственно интрузивные тела расположены в виде непрерывной субмеридиональной полосы протяженностью в пределах листа более 80 км [12, 46]. В южной части площади ширина этой полосы 5–10 км, в северной она резко увеличивается до 30 км. В пределах этой полосы предшественниками выделялись Усть-Лобвинский, Ново-Лялинский, Актайский, Верхотурский [12], а позднее Усть-Лобвинский, Лялинский, Заозерный, Ново-Лялинский, Актайский, Верхотурский и Южно-Верхотурский массивы [46], не имея, по нашему мнению, на то достаточных оснований.

Наиболее обнаженным и, соответственно, более изученным является Верхотурский массив, расположенный в южной части площади. В плане массив имеет в целом вытянутую форму размером 42×25 км. Магнитное поле массива спокойное, в целом отрицательное интенсивностью -200 – 300 нТл с повышениями до $+200$ – 300 нТл в областях развития пород первой фазы или вмещающих метаморфитов. В гравитационном поле биотитовые граниты создают зону минимальных значений силы тяжести северо-северо-восточного простирания с интенсивностью поля до 24 – 30 мГал. Анализ геофизических данных указывает на крутое, близкое к вертикальному, падение контактов массива. Диоритоиды первой фазы зафиксированы в краевых частях массива, в частности, в скальных выходах по р. Тура в районе г. Верхотурье по левому берегу ниже «Монастырского» моста и на юго-восточной окраине. Выходы гранитоидов второй фазы отмечались по рр. Тура и Косолманка в районе устья, а также р. Актай в районе пос. Привокзальный. Маломощные дайки и жилы мелкозернистых биотитовых и роговообманково-биотитовых гранитов наблюдались в кварцевых диоритах первой фазы на юго-восточной окраине г. Верхотурье. Непосредственного контакта с вмещающими породами Салдинского комплекса не наблюдалось, но в зоне контакта последние испытали калиевый метасоматоз и перекристал-

лизацию.

Кварцевые диориты, относимые к первой фазе, имеют неравномернозернистую порфирировидную структуру с гипидиоморфнозернистой структурой основной массы. Текстура массивная, неясно гнейсовидная, подчеркиваемая ориентировкой темноцветных минералов или полосчатым строением. Порода сложена плагиоклазом (55–70 %), кварцем (10–15 %), биотитом и роговой обманкой (до 20–25 %), калинатовым полевым шпатом (1–5 %); акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, магнетитом. По плагиоклазу развиваются вторичные соссюрит и серицит. Плагиоклаз образует широкопластинчатые и удлиненно-призматические порфирировидные выделения размером 2,5–3,0 мм, а также изометричные зерна основной массы размером 0,3–1,0 мм. Ограничения зерен неровные, зональность слабая. Для вкрапленников довольно характерны тонкие полисинтетические двойники, иногда с вросками биотита и кварца. Калинатовый полевой шпат встречается довольно редко и представлен единичными порфирирообластами, содержащими включения остальных минералов породы. Кварц формирует ксеноморфные порфирирообласты, иногда перекристаллизованные. Темноцветные минералы образуют скопления размером до 5–7 мм удлиненных ксеноморфных пластин (биотит) и неправильных зерен (роговая обманка) размером от долей до первых мм. Оба минерала резко плеохроируют в буровато-зеленых тонах. Роговая обманка частью разложена, некоторые зерна содержат обильные пойкилитовые включения лейкократовых минералов; биотит – включения апатита и магнетита.

Биотитовые граниты – мелкозернистые, среднезернистые до средне-крупнозернистых породы светло-серого и розоватого цвета с грубопластинчатой, реже тонкопластинчатой отдельностью. Структура пегматоидная, гранитовая, неяснопорфирировидная, сериальная, гипидиоморфнозернистая. Порода сложена плагиоклазом (15–50 %), калинатовым полевым шпатом (от 10 до 50–60 %), кварцем (25–30 %), биотитом (3–7 %). Вторичные минералы – хлорит, мусковит, серицит, соссюрит; акцессории – сфен, магнетит, апатит. Плагиоклаз порфирировидных выделений представлен относительно крупными широкопризматическими зональными зернами размером 2–5 мм и удлиненно призматическими неясно зональными зернами размером до 1,0–1,5 мм с прямыми гранями. В плагиоклазе отчетливо просматривается зональное строение: ядро андезина № 30–40, промежуточная зона альбит-олигоклаза № 14–25 и узкие каймы альбита № 2–5, наиболее ярко выраженные на стыке с зернами калинатового полевого шпата. Мелкие призматические зерна плагиоклаза основной массы и ядра включений в калинатовом полевым шпате представлены олигоклазом № 14–20 [46]. Кварц образует самые крупные неправильной, субизометричной формы ксеноморфные зерна с ровным ненарушенным, реже слабоволнистым погасанием. Калинатовый полевой шпат в виде неправильных, реже призматических зерен, иногда крупных до 6 мм порфирирообластов с многочисленными включениями мелких призматических зерен плагиоклаза, на стыке с которыми развиваются мирмекиты и каймы альбита. Калинатовый полевой шпат слабо пертитизирован, в нем наблюдаются шнуровидные и неправильной формы участки с микроклиновой решеткой. Микроклин замещает калинатовый полевой шпат с образованием альбитовых кайм на стыках зерен, а также выполняет трещинки в зернах кварца.

Жильные образования, связанные со второй фазой комплекса, представлены пегматитами и гранит-аплитами. Последние распространены более широко, в том числе за пределами площадей развития основных интрузивов верхисетского комплекса, слагая жилы и дайки мощностью до первых метров. От гранитоидов комплекса они отличаются низким (5–7 %) содержанием темноцветных минералов и меньшим размером порообразующих минералов.

По химическому составу породы комплекса образуют ряд от кварцевых диоритов нормальной натровой и калинатовой щелочности до слабощелочных гранитоидов при общем увеличении K_2O с ростом кремнекислотности (прил. 11, рис. 7). Породы весьма высокоглиноземистые. Как и прочие гранитоиды района, гранитоиды верхисетского комплекса на дискриминационных диаграммах $Rb-(Y+Nb)$ и $Rb-(Yb+Ta)$ соответствуют гранитоидам вулканических дуг (рис. 8).

Метаморфические и сопутствующие им гидротермальные изменения довольно широко проявлены в породах обеих фаз. В породах первой фазы метаморфические изменения (альбитизация, калишпатизация, грейзенизация) наиболее отчетливо проявлены в кварцевых диоритах и гнейсовидных диоритах Верхотурского массива. Наиболее ранние изменения представлены альбитизацией зерен плагиоклаза. Калиевый метасоматоз в диоритах наиболее интенсивно проявлен в форме мелкозернистой вкрапленности и крупных порфирирообластовых зерен калинатового полевого шпата. Последний содержит многочисленные мелкозернистые включения всех минералов породы, так что приобретает ситовидную структуру. Распределение калинатового полевого шпата в породе неравномерное; состав пород варьирует от диоритов до мон-

цодиоритов. Породы второй фазы комплекса также испытали метаморфические изменения, ясно проявленные в биотитовых гранитах. В них отчетливо выражена слабая альбитизация плагиоклаза, калиевый метасоматоз, но в большей мере – поздняя альбитизация.

Возраст комплекса, в соответствии с «Легендой...» [16] и изотопно-геохронологическими и геологическими данными [6], принимается как нижний–средний карбон. Нами из кварцевых диоритов комплекса были отобраны пробы 1020 и 134-1, для которых ЦИИ ВСЕГЕИ выполнены определения абсолютного возраста Rb-Sr методом. В результате были получены цифры $308,9 \pm 1,8$ и $369,5 \pm 5,8$ млн лет (рис. 11, 12). Первая цифра, вероятно, связана с омоложением в результате воздействия гранитоидов второй фазы, вторая – с удревнением, возможно за счет ассимиляции субстрата. Из гранитоидов второй фазы отобрана проба 131, для которой U-Pb методом определен возраст 312 ± 5 млн лет (рис. 13), что подтверждает среднекарбонный возраст пород Верхотурского массива.

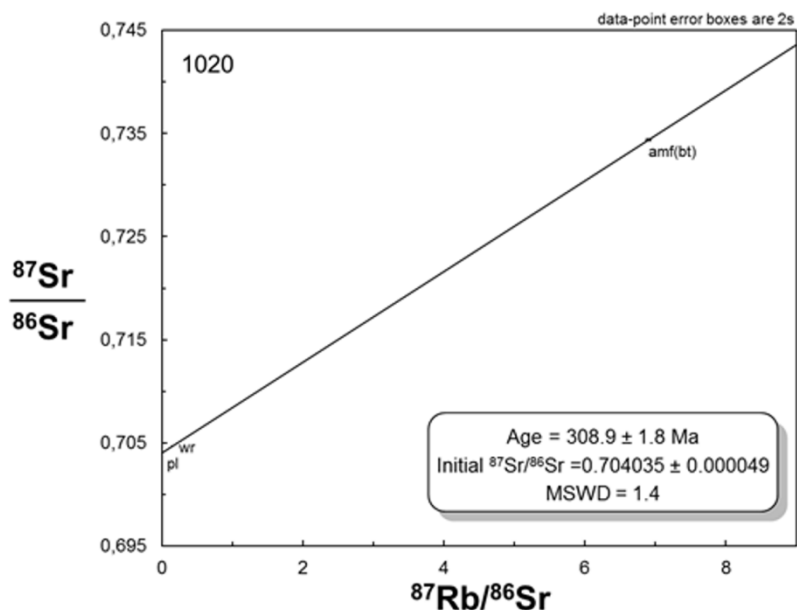


Рис. 11. Rb-Sr изохрона кварцевых диоритов Верхотурского массива (обр. 1020).

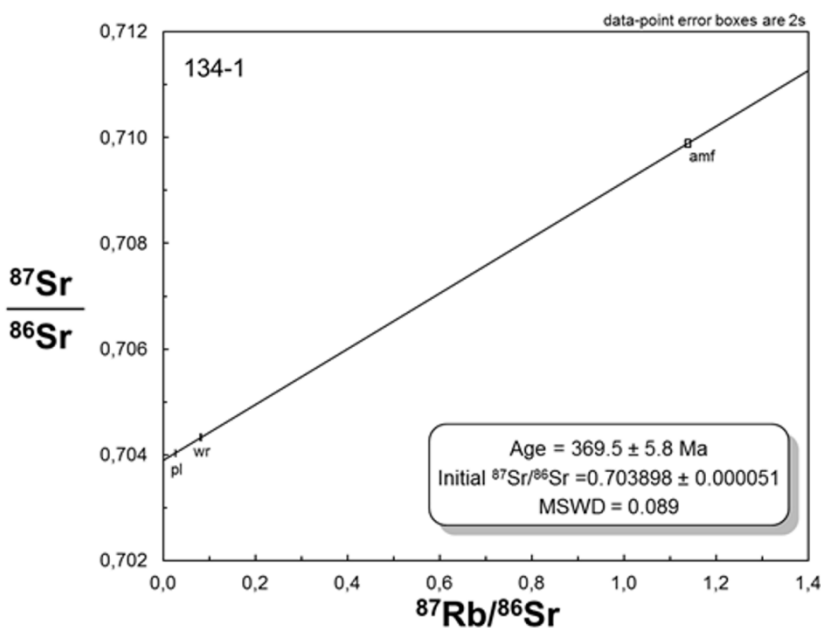


Рис. 12. Rb-Sr изохрона кварцевых диоритов Верхотурского массива (обр. 134-1).

С интрузиями гранитоидов верхисетского комплекса связаны месторождения малосульфидной золото-кварцевой формации, медно-скарновые и кварцевые месторождения [6].

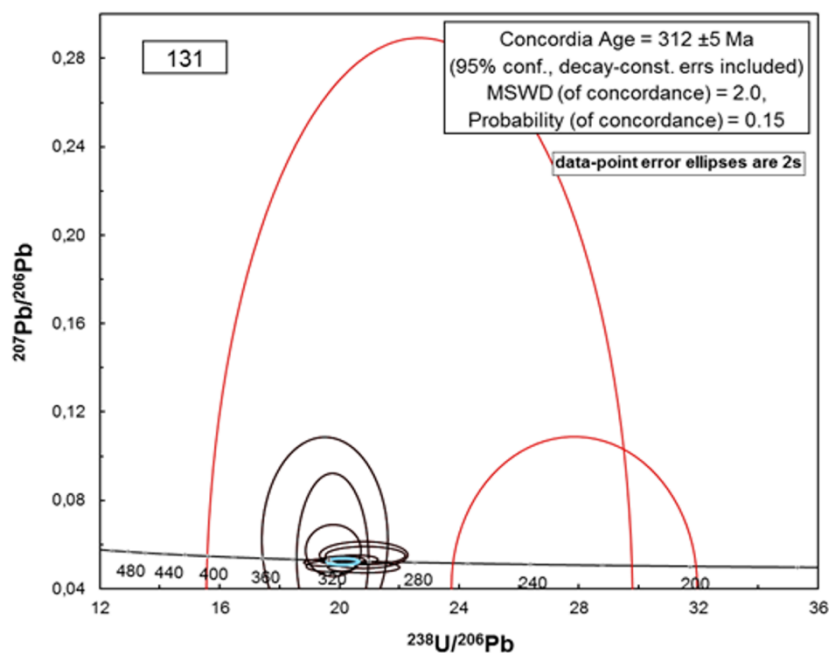


Рис. 13. U-Pb эохрона гранитов Верхотурского массива (обр. 131).

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфические горные породы в пределах изученной территории по масштабам и характеру проявлений процессов метаморфизма в общем виде отражают структурно-тектоническую позицию района. Для восточной части территории, отвечающей Верхотурско-Салдинскому антиклинорию, характерны процессы регионального метаморфизма, приведшие к образованию собственно метаморфических нестратифицируемых комплексов, тогда как для западной части, сложенной вулcano-плутоническими и осадочными комплексами Тагильского прогиба, более характерны проявления локального контактового метаморфизма, автометаморфизма и метасоматоза, пространственно и генетически связанные, главным образом, с интрузивными образованиями левинского и ауэрбаховского комплексов и приуроченные к эндо- и экзоконтактам интрузивных массивов. Ультрабазиты Серовского пояса, разграничивающего вышеупомянутые структуры, подвержены интенсивной автометасоматической серпентинизации. Характеристика проявлений этих процессов в общих чертах приведена в разделах «Стратиграфия» и «Интрузивный магматизм». Ниже приводится характеристика собственно метаморфических комплексов, образованных процессами регионального метаморфизма и динамометаморфизма.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Салдинский комплекс амфиболит-гнейсовый метаморфический представлен в пределах Сосьвинско-Синарской СФЗ основания Уральской складчатой системы «Восточный Урал» **бродовским подкомплексом гнейсовым (gPR₁s)**. Породы комплекса распространены в восточной части территории, к востоку от ультрабазитов Серовского пояса. Они перекрыты толщей мезозойских и кайнозойских отложений, на поверхности в пределах площади обнажены в редких эрозионных окнах по долинам крупных рек и вскрыты единичными буровыми скважинами на глубинах от 50 до 110 м. Метаморфические образования подкомплекса распространены в виде нескольких изолированных участков различной конфигурации, расположенных в основном по периферии и частично – в кровле крупной Верхотурской интрузии гранитоидов, вместе с которыми занимают большую, восточную часть площади.

В составе подкомплекса преобладают гомогенные мезо-меланократовые плагиогнейсы, подчиненные им амфиболиты и мигматиты. Большой частью породы перекрыты чехлом мезозойско-кайнозойских отложений. Коренные выходы крайне редки, в основном по берегам рек Ляля (ниже г. Новая Ляля), Тура (ниже г. Верхотурье) и Черная. Площади распространения пород подкомплекса оконтурены весьма условно по материалам интерпретации геофизических полей.

Магнитное поле над метаморфическими породами преимущественно отрицательное – от

–300 до –1 000 нТл, слабо дифференцированное, участками – мозаичное. Магнитная восприимчивость парамагнитных разностей плагиогнейсов составляет $0,76 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, ферромагнитных – $7,21 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, амфиболитов – соответственно $0,48 \cdot 10^{-3}$ и $5 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. В гравитационном поле подкомплексу отвечает пологая ступень с горизонтальным градиентом 1–4 мГал на 1 км. На карте локальных аномалий подкомплекс характеризуется повышенными значениями поля силы тяжести относительно гранитоидов верхисетского комплекса. Средняя плотность плагиогнейсов – $2,70 \text{ г/см}^3$, амфиболитов – $2,92 \text{ г/см}^3$, средневзвешенная плотность пород подкомплекса – $2,85 \text{ г/см}^3$.

Породы бродовского подкомплекса прорваны многочисленными дайками и силлами гранитов верхисетского комплекса. Непосредственных контактов со стратифицированными комплексами не наблюдалось, с серпентинитами серовского комплекса границы, вероятно, тектонические.

В целом бродовский подкомплекс сложен преимущественно плагиогнейсами, обычно однородными по минеральному составу, структуре и текстуре. На их фоне выделяются относительно узкие (10–200 м) линейно вытянутые зоны полосчатого строения, состоящие из неравномерно чередующихся плагиогнейсов, амфиболитов и мигматитов.

Метаморфические породы преобразованы в условиях амфиболитовой фации, они характеризуются однообразным минеральным составом. Типоморфными минералами для всех разновидностей пород при различном их сочетании являются: плагиоклаз (олигоклаз-андезин № 28–32), роговая обманка, биотит, кварц, иногда калиевый полевой шпат, реже – эпидот, мусковит; встречаются гранат, апатит, циркон, сфен, магнетит. Структуры разнозернистые гранобластовые и нематогранобластовые. Текстура массивная, сланцеватая, неясно полосчатая.

Биотит-амфиболовые плагиогнейсы характеризуются средне- и мелкозернистой структурой, преобладанием олигоклаза (40–60 %) и роговой обманки (25–30 %); содержание кварца и биотита – 5–10 %. В существенно биотитовых разностях количество кварца возрастает до 30–40 %, участками присутствует неправильной формы, иногда решетчатый микроклин (до 3 %). По химическому составу плагиогнейсы отвечают тоналитам и, судя по структурно-текстурным особенностям и условиям залегания, относятся к ортогнейсам.

В мигматизированных плагиогнейсах отдельные участки обогащены крупными порфиробластами калиевого полевого шпата, зернистыми агрегатами калиевого полевого шпата и кварца или кварца и андезина.

В амфиболитах роговая обманка и андезин содержатся примерно в равных количествах (35–50 %), также присутствуют кварц (до 7–10 %), биотит, эпидот, апатит, участками – гранат. Структуры преимущественно мелко- и среднезернистые. Среди мигматитов встречаются полоски гигантозернистых амфиболитов. Эпидотовые амфиболиты проявлены локально вдоль зон вторичного рассланцевания как продукты более низкотемпературного диафореза. В целом для продуктов ультраметаморфизма характерно сочетание мелко- и среднезернистых структур, в мигматитах – выделения гигантозернистых (до 2 см) порфиробластов амфибола, реже – микроклина.

По химическому составу амфиболиты подкомплекса соответствуют базальтам (прил. 11, рис. 2).

Изотопные определения возраста плагиогнейсов и амфиболитов К-Аг методом по биотиту и амфиболу дали значения от 330 до 447 млн лет [12], отвечающие, скорее всего, различным этапам регионального метаморфизма. Нами из пород комплекса отобраны 2 пробы, по которым в ЦИИ ВСЕГЕИ U-Pb методом по цирконам определен возраст 365 ± 2 млн лет для амфиболитов и $307,7 \pm 5$ млн лет для плагиогнейсов, что в целом, соответствует приведенным выше цифрам (рис. 14, 15). Подкомплекс условно датируется ранним протерозоем в соответствии с «Легендой...» [16].

ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ

Выделяемый предшественниками емехский комплекс амфиболитовый совместно с образованиями, относимыми к буксинской и ромахинской толщам, по нашим наблюдениям, относится к единому **восточно-уральскому тектоногенному комплексу** (mP_{D_3} -Pvu), слагающему две структуры – Емехскую пластину и Косолманский покров (см. раздел «Тектоника»). Обе структуры характеризуются пониженными (–100–500 нТл) значениями магнитного поля и локальными аномалиями гравитационного поля интенсивностью до 4,0 мГал. Физические свойства определяются набором разностей пород, входящих в состав комплекса. Так, для Емехской пластины это преимущественно бластомилониты по амфиболитам, альбит-амфиболовые, эпидот-амфиболовые, альбит-кварц-биотит-амфиболовые сланцы с плотностью $2,56$ – $3,10 \text{ г/см}^3$ при

средней – $2,88 \text{ г/см}^3$. Магнитная восприимчивость парамагнитных сланцев – $0,56 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ, ферромагнитных разностей – $3,8 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ.

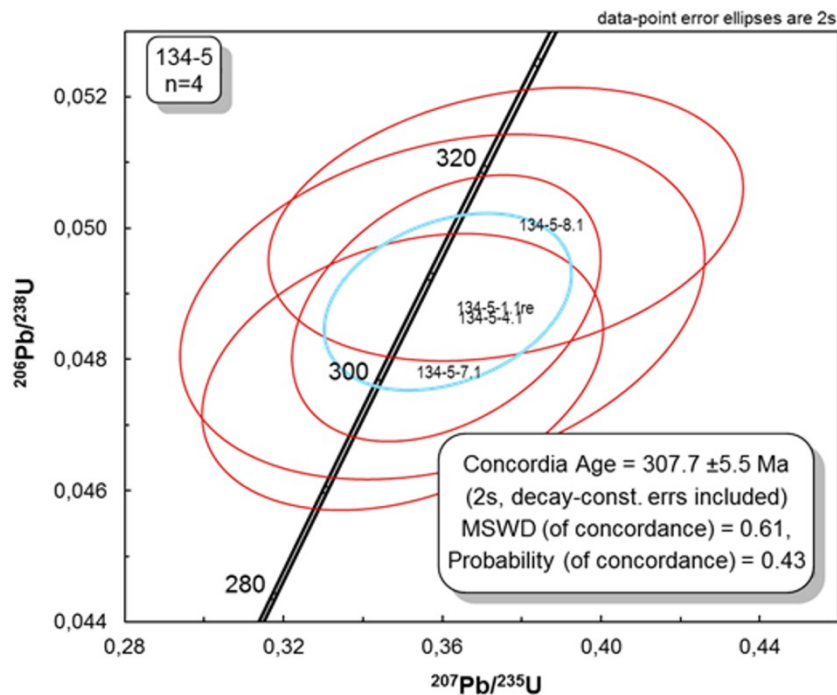


Рис. 14. U-Pb эрохрона плаггиогнейсов бродовского подкомплекса (обр. 134-5).

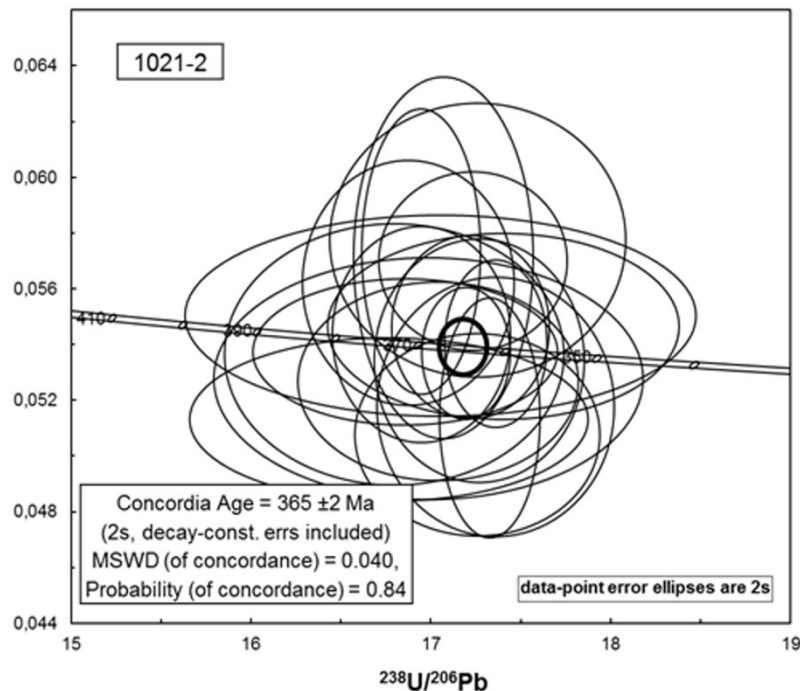


Рис. 15. U-Pb эрохрона амфиболитов бродовского подкомплекса (обр. 1021-2).

Породы Емехской пластины залегают на кварцевых диоритах и плаггиогранитах в южной части площади. Единичные естественные обнажения имеются на р. Тура в районе урочищ Перевоз и Вологино. В зоне западного контакта с гипербазитами Серовского пояса в составе комплекса участвуют blastsмилониты по плаггиогранитам, залегающие согласно общей сланцеватости пород (аз. пад. $270\text{--}290^\circ$, угол 70°).

Амфиболиты (блaстмилониты) и амфиболовые сланцы представляют собой темно-серые тонко-, мелко- и среднезернистые породы сланцеватой текстуры, иногда с крупными порфи-робластами роговой обманки или плаггиоклаза. Минеральный состав пород: роговая обманка

(30–70 %), плагиоклаз, нередко – альбит (15–50 %), эпидот (до 20–30 %), кварц (от 0–5 до 10–12 %); акцессории – апатит, сфен, магнетит, циркон. Структура гранонематобластовая иногда с реликтами порфировой, бластомилонитовая. В тонкозернистых разностях все зерна ксеноморфны, расплющены и вытянуты в одном направлении, создавая тонкую сланцеватость и образуя небольшие мономинеральные скопления. Судя по наблюдаемым иногда реликтам порфировых выделений, эпидотовые амфиболиты образовались, вероятно, по эффузивам основного состава, что подтверждается результатами химических анализов (прил. 11, пробы 1022, 1023-1) и диаграммой TAS (рис. 2), на которой точки попадают в поля базальтов и андезибазальтов.

Участвующие в сложении Емехской пластины бластомилониты по плагиогранитам характеризуются средне-мелкозернистой структурой, под микроскопом – бластомилонитовой, волнисто-сланцеватой текстурой. В составе породы преобладают лейкократовые минералы: плагиоклаз (60–65 %) и кварц (до 30–35 %); темноцветные: биотит (2 %), мусковит (~1 %), эпидотцоизит (2–3 %). Редкие порфироокласты до 1,0–1,5 мм обломаны по краям, гранулированы и представлены полисинтетически сдвойникованным плагиоклазом, иногда в срастании с кварцем. Преобладает основная масса, сложенная теми же плагиоклазом и кварцем в виде субизометричных или слабо вытянутых зерен от сотых долей до 0,3–0,5 мм. Биотит и мусковит в виде мелких листочков собраны в полоски, огибающие порфироокласты. Химический состав породы соответствует плагиограниту (прил. 11, проба 1023).

Установленные минеральные парагенезисы указывают на то, что первичные породы испытали интенсивный динамометаморфизм и метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Косолманский покров сложен образованиями, относимыми предшественниками [46] к буксинской, а ранее – истокской [12] и ромахинской толщам. В магнитном поле породы покрова сопровождаются аномальной зоной слабопеременных значений от –700 до +100 нТл. Породы парамагнитны, среднее значение магнитной восприимчивости – $0,6 \cdot 10^{-3}$ ед. СИ. В поле силы тяжести они отражаются слабо, им соответствует пологая ступень с градиентом 3–4 мГал на 1 км. На карте остаточных аномалий гравитационного поля покрову соответствует зона положительных локальных аномалий интенсивностью до 4,0 мГал. Среднее значение плотности кристаллических сланцев – $2,79 \text{ г/см}^3$.

Образования, слагающие покров, наблюдались по рр. Тура и Косолманка в районе устья последней. Характеристика этих образований составлена по результатам наших наблюдений и описаний предшественников.

В составе покрова преобладают амфибол-плагиоклазовые, биотит-амфибол-плагиоклазовые, амфиболовые и кварц-биотит-(амфибол)-плагиоклазовые сланцы (бластомилониты); участками отмечаются прослойки слюдисто-кварцевых (иногда ставролит- и кианитсодержащих), а также пироксен-амфибол-плагиоклазовых сланцев, мраморов.

По данным Б. Н. Петрова [75] кристаллические сланцы образуют в районе рек Тура–Бол. Косолманка пологую брахиантиклиналь. В ядре ее залегает небольшое тело гранитов верхисетского комплекса среди амфиболовых, гранат-амфиболовых сланцев и эпидотовых амфиболитов. Западнее, вверх по разрезу, наблюдается чередование амфибол-плагиоклазовых, биотит-амфибол-плагиоклазовых, кварц-биотит-полевошпатовых, кварц-амфибол-полевошпатовых, реже – биотит-кварц-полевошпатовых гнейсовидных сланцев. Падение сланцеватости, совпадающей с полосчатостью, закономерно меняется от северо-западного на северном фланге брахиантиклинали до южного на южном фланге; углы падения колеблются обычно около 20–30°, редко – более.

В основании разреза восточного крыла среди сланцев залегают многочисленные мелкие линзовидные тела серпентинитов. Породы толщи сильно рассланцованы, катаклазированы и смяты в сложные мелкие складки. В составе покрова среди полосчатых биотит-амфибол-плагиоклазовых сланцев и амфиболитов прослеживаются прослойки (мощностью обычно до первых метров) слюдисто-кварцевых сланцев и мраморов. По Е. Г. Заборовскому [12], они составляют нижнюю часть разреза.

Вариации состава кристаллических сланцев определяются различным количественным сочетанием плагиоклаза (альбита, олигоклаза), амфибола (сине-зеленой роговой обманки), биотита, кварца и микроклина. В меньших количествах присутствуют гранат, эпидот, клинопироксен (диопсид, реже – салит), карбонат, магнетит, циркон, апатит. В существенно кварцевых сланцах наблюдаются дистен, ставролит, турмалин, серицит, в катаклазированных и милонитизированных разностях сланцев и мраморов отмечается незначительная примесь графита. Иногда породы имеют метасоматический облик за счет наложенных калишпатизации и биотитизации. Структура пород преимущественно лепидонематогранобластовая, бластомилонитовая,

иногда бластопорфировая. Текстура обычно полосчатая, линзовато-полосчатая, плейчатая, породы сильно рассланцованы и имеют плитчатый облик.

В южной части площади, близ южной рамки листа, Косолманский покров представлен небольшим фрагментом, перекрытым мезозойско-кайнозойскими отложениями. Выходы пород на поверхность находятся за пределами листа на смежной к югу площади, где они представлены сланцами графит-мусковит-кварцевого, графит-кварцевого, гематит-кварцевого и слюдяно-амфибол-полевошпат-кварцевого состава, среди которых отмечаются прослои мраморов.

По химическому составу породы Косолманского покрова устойчиво попадают в область умереннощелочных базальтов (прил. 11, рис. 2).

Как и в случае Емехской пластины, породы, слагающие Косолманский покров, испытали интенсивный динамометаморфизм и метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Абсолютный возраст, определенный в пробе 128-2 из амфиболитов Косолманского покрова (ЦИИ ВСЕГЕИ, Sm-Nd метод) показал значения 364 ± 50 млн лет (рис. 16), что в целом согласуется с возрастом начальной стадии динамометаморфизма большинства метаморфитов Верхотурско-Новооренбургской СФЗ и соответствует нижнему возрастному пределу формирования восточно-уральского тектоногенного комплекса.

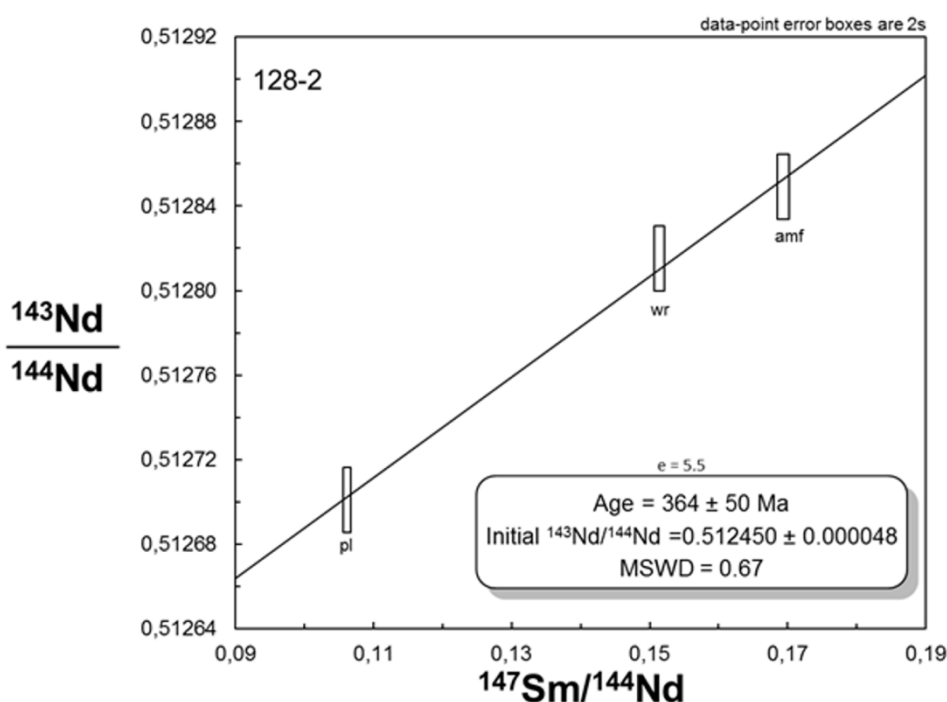


Рис. 16. Rb-Sr изохрона амфиболитов восточно-уральского тектоногенного комплекса (обр. 128-2).

ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение и районирование территории листа рассматриваются в соответствии с обобщающими региональными работами [6] и «Легендой Уральской серии...» [16] по материалам ГДП-200 [46] с учетом дополнительных данных, полученных при подготовке листа к изданию. При описании тектонического строения площади в качестве базовых структурных элементов принимаются структурно-формационные или структурно-вещественные комплексы (СВК), выделенные, согласно «Легенде...», в рамках метаморфических, магматических, вулканогенно-осадочных комплексов или отдельных стратиграфических подразделений, объединенные в ассоциации и мегакомплексы.

Площадь расположена на границе двух крупных надпорядковых разновозрастных геоструктур (тектонических регионов) – палеозойского орогена (Уральская складчатая система, в современной структуре – **западный сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса**) и молодой мезозойско-кайнозойской плиты (**чехол Западно-Сибирской платформы**). СВК и палеозойские структуры Уральской складчатой системы представлены на эрозионном срезе в западной и, фрагментарно, центральной и восточной частях площади. Они служат фундаментом для мезозойско-кайнозойских осадков чехла платформы, который занимает практически всю центральную и восточную части территории.

Согласно Н. Г. Берлянд [3], земная кора в пределах площади, характеризуется интенсивной степенью дифференцированности, ее глубинное строение контрастно неоднородное. В докембрийском фундаменте выделены два крупных мегаблока с принципиально различными типами коры, которые по площади распространения соответствуют региональным структурам первого порядка в составе западного сегмента Урало-Монгольского складчатого пояса – **Тагильскому синклинию** и **Верхотурско-Салдинскому антиклинию** [6]. Мегаблоки разделены глубинным тектоническим швом – Серовско-Маукским разломом. В западном (Тагильском) мегаблоке земная кора по происхождению относится к островодужному типу и характеризуется высокой степенью основности (0,85–0,90), наличием меланократового основания и широким развитием палеозойских островодужных комплексов. В восточном (Верхотурско-Салдинском) мегаблоке кора регенерированного континентального типа средней основности (0,5–0,6) с развитым гранито-гнейсовым слоем (комплекс основания) и наличием аллохтонных структур (покровный комплекс). Такое строение докембрийского фундамента – результат суммарного воздействия разновозрастных конструктивных и деструктивных процессов, оно лишь в общих чертах унаследует элементы палеотектоники. Предполагается, что эта зональность – следствие радикальной структурно-тектонической перестройки региона в конце палеозоя–начале мезозоя (аккреционная и коллизионная стадии), когда в единой геоструктуре были скучены ранее разобщенные фрагменты структурно-вещественных парагенезисов (мегакомплексов), сформированных в разное время, в различных геодинамических обстановках и палеогеографических координатах.

Учитывая длительную (ранний протерозой–квартер) и многостадийную эволюцию региона, при описании тектонического строения последовательно рассматриваются первичная структурно-формационная (палеотектоническая) на разных возрастных уровнях и вторичная структурно-тектоническая зональности. Первая характеризует геодинамические палеообстановки и структурные взаимоотношения СВК на стадии их формирования, вторая – суммарный результат последующих тектонических преобразований.

СТРУКТУРНЫЕ ЭТАЖИ И ЯРУСЫ

Вертикальная зональность отражает последовательные стадии тектонической эволюции региона. В составе земной коры выделены три структурных этажа – нижнепротерозойский, верх-

некембрийско-пермский и мезозойско-кайнозойский, которые разделены на структурные ярусы более узкого возрастного диапазона. Последние сложены специфическими СВК и их парагенезисами (ассоциациями и мегакомплексами), формационная принадлежность которых обусловлена существовавшими геотектоническими обстановками. Этажи и ярусы разделены отчетливыми стратиграфическими перерывами и (или) тектоническими несогласиями, соответствующими эпохам тектонической активизации и смены геодинамических режимов. Нижний этаж характеризует стадию формирования древней континентальной коры. Он сложен СВК «неуральского» происхождения («доуралидами»), составляющими основание для последующих каледоно-герцинских формаций Уральской складчатой системы. Наиболее широко представлены структурно-вещественные парагенезисы верхнекембрийско-пермского структурного этажа. Формационная зональность на этом временном срезе связана с процессами деструкции древней континентальной и формированием новой океанической и островодужной коры, аккрецией гетерогенных террейнов и последующим режимом активной континентальной окраины, коллизией и образованием Уральского орогена. Мезозойско-кайнозойский этаж представлен осадочными толщами, характеризующими платформенный этап эволюции структуры.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЯРУС

«Доуралиды» (нижнепротерозойский ярус) представлены на площади только в Верхотурско-Салдинском мегаблоке, преимущественно перекрытом платформенным чехлом. Степень изученности их невысока, она определяется немногочисленными скважинами, пробуренными в 1940–1970-х гг. в процессе геологосъемочных и поисковых работ, и редкими обнажениями вдоль основных водотоков. Скважинами, помимо позднепалеозойских магматических пород гранодиорит-гранитового состава, на глубинах от первых десятков до 100 м вскрыты метаморфические породы – в различной степени мигматизированные плагиогнейсы, реже – амфиболиты и амфиболовые сланцы. Уровень метаморфических преобразований субстрата соответствует амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Несмотря на низкую степень изученности, состав пород и уровень метаморфизма позволяют нам, вслед за предшественниками [6, 7, 46], отнести эту ассоциацию пород к салдинскому метаморфическому СВК (бродовский подкомплекс) амфиболит-гнейсовой формации ($MФРР_1$). Раннепротерозойский возраст комплекса недостаточно обоснован и принимается условно, в соответствии с «Легендой Уральской серии...» [16]. Комплекс формировался в пределах Сосьвинско-Синарской структурно-формационной зоны (СФЗ) основания Уральской складчатой системы «Восточный Урал». Очевидно, метаморфические образования входили в состав фундамента древней континентальной платформы, подверженной в позднепротерозойско-среднепалеозойское время деструктивным процессам. Предполагается, что в результате рифтогенеза и океанического спрединга фрагменты этого древнего континента были разобщены и перемещены на значительные расстояния, поскольку близкие по составу, возрасту и степени метаморфизма разрозненные и ремобилизованные его блоки присутствуют в ядрах многих крупных антиформных структур Урала.

ВЕРХНЕКЕМБРИЙСКО-ПЕРМСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Структурно-вещественные парагенезисы верхнекембрийско-пермского структурного этажа характеризуют цепь последовательных событий в палеозойской истории Урала – океанический рифтогенез и спрединг, развитие энсиматической островодужной системы, аккрецию гетерогенных террейнов, формирование вулканоплутонического пояса активной континентальной окраины, коллизию и образование Уральского орогена. Этаж представлен разновозрастными (средний ордовик–средний карбон) осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенными и плутоническими формациями, присутствует также тектоногенный меланжевый СВК широкого возрастного диапазона. Стратиграфические взаимоотношения с образованиями нижнего этажа не определены, поскольку все наблюдаемые контакты с ними интрузивные или тектонические. В составе этажа выделены среднеордовикско-верхнедевонский и верхнедевонско-пермский структурные ярусы, отвечающие различным этапам эволюции Уральской складчатой системы. Нижний ярус объединяет СВК островодужной серии и ее меланократового основания, верхний – СВК, сформированные в геодинамических обстановках активной континентальной окраины и коллизионного орогена.

В соответствии с «Легендой Уральской серии...» [16], структурно-формационное райониро-

вание палеозойских комплексов проведено для позднекембрийско-каменноугольного временного интервала. Зональность на этом временном срезе определяется наличием двух основных мегаструктур – Восточно-Уральского коллажа континентальных террейнов (микроконтинентов) и бассейна океанического типа, где в результате рифтогенеза и спрединга образовалась новая океаническая кора, а затем на этом меланократовом основании развивалась Тагильская островная дуга. Соответственно, на площади представлены две структурно-формационные мегазоны – Восточно-Уральская и Тагильская. Границей мегазон в современной структуре служит Серовско-Маукский глубинный разлом. В Восточно-Уральской мегазоне (Верхотурско-Новоуренбургская СФЗ, Верхотурско-Исетская подзона) вещественные комплексы развивались на допалеозойском континентальном основании. В пределах Тагильской мегазоны (Восточно-Тагильская СФЗ, Красноуральская подзона) на меланократовом основании формировалась энсиматическая островодужная кора.

СРЕДНЕОРДОВИКско-ВЕРХНЕДЕВОНский СТРУКТУРный ЯРУС

СВК среднеордовикско-позднедевонского возраста известны на площади только в Тагильской мегазоне, где на коре океанического типа образована серия вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных свит и ряд интрузивных массивов – тагильский островодужный мегакомплекс. Этот парагенезис объединяет в своем составе СВК энсиматической Тагильской островодужной системы и ее меланократовое основание. В основании разреза тагильского мегакомплекса присутствуют фрагменты предостроводужной океанической коры – нерасчлененные ультрамафиты серовского плутонического СВК дунит-гарцбургитовой формации (POO_2). В современной структуре эти образования распространены к западу от Серовско-Маукского надвига и слагают серию интрузивных массивов Серовского гипербазитового пояса. Формирование комплекса происходило в обстановке спрединга. На этом меланократовом основании последовательно залегает ряд формаций, типичных для островодужных систем. Разрез наращивается раннеостроводужными СВК – вулканогенным красноуральским базальт-риолитовой формации ($ДЮО_3-S_1$), осадочно-вулканогенным павдинским базальт-андезит-дацитовой формации ($ДЮО_1$) и плутоническим левинским габбро-тоналит-плагиогранитовой формации ($ДЮО_1$), которые (на основании их комагматичности) объединены в красноуральско-левинскую вулканоплутоническую ассоциацию. Ассоциация образована в геодинамической обстановке юной вулканической островной дуги. С обстановкой развитой островной дуги связано формирование осадочно-вулканогенного туринского СВК базальт-трахитовой формации ($ДРС_2-D_1$), залегающего на красноуральско-левинской ассоциации со стратиграфическим перерывом. Продолжают разрез комплексы краснотурьинско-ауэрбаховской вулканоплутонической ассоциации – залегающая на туринском СВК вулканогенно-осадочная краснотурьинская свита вулканогенно-терригенно-карбонатной формации ($ДРД_1$) и комагматичный ей плутонический ауэрбаховский СВК габбро-диорит-гранитовой формации ($ДРД_{1-2}$), сформированные в зрелоостроводужной геодинамической обстановке. Завершает разрез мегакомплекса осадочный СВК карбонатно-терригенной формации ($БЗД_{2-3}$) – лимкинская свита. Осадконакопление происходило, очевидно, в условиях сжатия и складчато-блоковых деформаций с образованием синформных и грабенообразных депрессионных структур. Средне-верхнедевонские карбонатно-терригенные породы не пользуются на площади широким распространением и присутствуют лишь в центральной, наиболее глубинной части Актай-Талицкой депрессии. Отложение осадков проходило на шельфе погружающейся островной дуги в обстановке задугового или междугового бассейна после стратиграфического перерыва (эйфельский век).

Конседиментационные структуры, как правило, затушеваны более поздними тектоно-метаморфическими процессами. Они хорошо сохраняются только в осадочных породах (градационная слоистость). Предшественниками отмечались также реликты конседиментационных вулканических построек – линейные вулканические гряды, относительно изометричные (брахиформные) вулканокупольные структуры, отдельные точечные палеовулканические аппараты [12, 50, 54, 55], сохранность которых в ряде случаев вызывает сомнения. В нашем понимании, это не конседиментационные структуры, а следствие наложенной среднепалеозойско-раннемезозойской складчато-блоковой тектоники – клавишная система грабенов и горстов в сочетании с реликтами перекрестноскладчатых (интерференционных) структур.

В Восточно-Уральской мегазоне на описываемой площади комплексы среднеордовикско-позднедевонского возраста отсутствуют. Очевидно, континентальные террейны в раннем-среднем палеозое были подвержены, преимущественно, деструктивным процессам.

ВЕРХНЕДЕВОНСКО-ПЕРМСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Позднедевонская аккреция (фаменский век) привела к сучиванию ранее разобщенных комплексов Тагильской и Восточно-Уральской мегазон, формированию новой аккреционной структуры и смене геодинамического режима. Во вновь образованной аккреционной структуре Тагильский островодужный мегаблок находится в аллохтонном залегании по отношению к палеоконтинентальному Верхотурско-Салдинскому. Тектонические движения блоков в шовных зонах сопровождались формированием тектоногенного восточно-уральского меланжевого комплекса (ШД₃-Р), фиксирующего в современной структуре подошву аллохтона. В составе тектоногенного восточно-уральского комплекса мы рассматриваем гетерогенную изоклинально смятую и вторично расслоенную до бластомилонитов амфиболит-сланцевую толщу в ассоциации с линзами мраморов, зонами серпентинитовых тектонических брекчий и тальк-карбонатных пород.

Аккреционная структура «запечатывается» массивами вулканоплутонического пояса активной континентальной окраины, сложенными магматическими породами гипабиссального ивдельского (габбро-долеритовая формация (ВПД₃)), а также плутонических западноверхисетского (тоналит-плагиогранитовая формация (ВПС₁)) и верхисетского (гранодиорит-гранитовая формация (ВПС₁₋₂)) СВК.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЭТАЖ

Мезозойско-кайнозойский структурный этаж сложен осадочными свитами в возрастном диапазоне от юры до плиоцена включительно, формирующими чехол молодой Западно-Сибирской платформы. Переход к платформенному режиму ознаменовался завершением горообразовательных процессов и наступлением периода длительной стабилизации, сопровождавшейся пенепленизацией Уральской складчатой системы и развитием кор выветривания. Осадочные отложения этажа отделены от нижележащих образований значительным стратиграфическим перерывом (вплоть до тоарского яруса нижней юры). Сносимый с разрушающегося орогена материал первоначально накапливался лишь в нешироких континентальных эрозионно-тектонических и эрозионных депрессиях (лангурская и мысовская свиты), был дискретно локализован и не имел площадного распространения. Сплошной чехол отложений на площади начинает формироваться только в позднемеловую эпоху (коньякский век) в связи с морской трансгрессией. В миоцене после регрессии моря в районе вновь устанавливается континентальный режим. Соответственно, в составе этажа выделены три структурных яруса, разделенных стратиграфическими перерывами на уровне туронского яруса верхнего мела и бартонского-хаттского ярусов палеогена – юрско-верхнемеловой, верхнемеловой-эоценовый и миоцен-плиоценовый (неогеновый). Первый объединяет в своем составе отложения локально обособленных континентальных депрессий, второй – вышезалегающие прибрежно-морские и морские формации сплошного чехла молодой платформы, третий – континентальные озерно-болотные и аллювиальные образования.

В соответствии с «Легендой Уральской серии...» [16] районирование проведено для двух временных срезов – юрско-миоценового и плиоценового. Структурно-фациальная зональность для юрско-миоценового времени определяется наличием в западной части листа приподнятой территории разрушающегося орогена (Уральская мегазона, в современной структуре – западный сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса), а в центральной и восточной частях – области погружения (Западно-Сибирская мегаобласть, Приуральская СФцЗ, Средне-Приуральская подзона). Первая является, преимущественно, областью разрушения и сноса терригенного материала, вторая – зоной аккумуляции осадков. Граница между ними проведена по линии западного ограничения площади распространения юрско-миоценовых отложений. Для плиоценовых образований на площади выделены Уральская структурно-фациальная зона (Кушвинский и Сысертско-Салдинский районы) и Западно-Сибирская структурно-фациальная область (Тогучакско-Тавдинский район).

ЮРСКО-ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Структурный ярус сложен СВК галечно-песчано-глинистой формации (ДКJ-K₂) и включает в себя континентальные отложения лангурской и мысовской свит (аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки, тоарский ярус нижней юры-сеноманский ярус верхнего мела), образованные в геодинамической обстановке континентальных эрозионно-тектонических и эрозионных депрессий. Эти отложения дискретно локализованы вблизи западной границы чехла плат-

формы и выполняют субмеридиональные мезозойские эрозионно-структурные депрессии в Средне-Приуральской подзоне Приуральской СФцЗ Западно-Сибирской мегаобласти – Ивдельско-Тагильскую и Невьянско-Кантуровскую.

ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ–ЭОЦЕНОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Структурный ярус представлен вещественными комплексами сплошного слоистого чехла молодой платформы. Основу сплошного чехла составляют осадочные свиты верхнего мела–эоцена, образованные в Средне-Приуральской подзоне (Приуральская СФцЗ Западно-Сибирской мегаобласти) в геодинамической обстановке внутриконтинентальных морских бассейнов. Осадконакопление происходило на фоне общего прогибания Западно-Сибирской плиты, о чем свидетельствует падение слоистости и увеличение общей мощности и отдельных свит в северо-восточном направлении. Разрез начинается с прибрежно-морских мелководных осадков камышловской, фадюшинской и ганькинской свит глинисто-песчаной глауконит-кварцевой формации (**БКК₂**), залегающих со стратиграфическим перерывом на СВК домезозойского фундамента и юрско-верхнемелового структурного яруса. Углубление моря в палеоцен–эоценовое время способствовало формированию морских осадков глинистой глауконитсодержащей формации (**БКР₁**) (галицкая свита) и песчано-глинисто-кремнистой опоково-диатомитовой формации (**БКР₁₋₂**) (серовская и ирбитская свиты).

МИОЦЕН-ПЛИОЦЕНОВЫЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

После длительного стратиграфического перерыва, обусловленного тектонической активизацией в олигоцене–раннем миоцене и регрессией моря, разрез завершается континентальными отложениями песчано-глинистой формации (**ОКН**) (наурзумская, светлинская и кустанайская свиты) в озерно–болотных депрессиях и речных долинах Приуральской СФцЗ (юрско-миоценовый временной срез районирования), Уральской СФцЗ и Западно-Сибирской СФцО (плиоценовый временной срез районирования).

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Согласно «Схеме тектонического районирования» листа О-41 [6], на площади выделены элементы региональных надпорядковых геоструктур – палеозойской Уральской складчатой системы, в современной тектонической структуре соответствующей **западному сегменту Урало-Монгольского складчатого пояса (1)**, и мезозойско-кайнозойского чехла **Западно-Сибирской платформы (2)**. Граница этих геоструктур на современном эрозионном срезе определяется линией западного ограничения площади распространения мезозойско-кайнозойских отложений.

УРАЛО-МОНГОЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС (ЗАПАДНЫЙ СЕГМЕНТ)

Уральская складчатая система (западный сегмент Урало-Монгольского складчатого пояса) представляет собой аккреционно-коллизонную структуру, сформированную в результате кардинальной тектонической перестройки в позднепалеозойско-раннемезозойское время. В этой структуре скучены ранее разобщенные фрагменты (блоки) структурно-вещественных парагенезисов, образованных в разное время, в различных геодинамических обстановках и палеокоординатах. Основными элементами системы являются два крупных мегаблока земной коры принципиально различного типа [3, 6], разделенных Серовско-Маукским глубинным разломом. Мегаблоки соответствуют региональным структурам первого порядка – **Тагильскому синклинию (1.1)** и **Верхотурско-Салдинскому антиклинорию (1.2)**. Эта структура – суммарный результат разновозрастных конструктивных и деструктивных процессов, она лишь в общих чертах унаследует элементы палеотектоники. СВК и их парагенезисы, слагающие эти мегаблоки, неоднократно подвергались секущим палеозональным дислокационным преобразованиям.

Результаты детальных структурно-тектонических исследований, в разное время проведенных авторами на описываемой площади и в ее ближайшем окружении [7, 8, 10, 34, 45], показали, что в различных структурно-тектонических зонах степень тектонических преобразований существенно отличается. Тем не менее, характер этих преобразований и относительная временная последовательность дислокационных событий для всей площади едины и подчиняются

общим закономерностям. Выделены, как минимум, три разновозрастных структурных парагенезиса, объединяющих комплексы дислокационных форм трех последовательных тектонических этапов – складчатые системы (F) с закономерно ориентированными в них вторичными текстурными элементами (кливаж, сланцеватость, полосчатость, линейность, синскладчатые разрывы и др.).

Самый ранний структурный парагенезис представлен фрагментами складчатых структур северо-восточного простирания (F_1), зачастую вторично расслоенных сквозной проникающей системой кливажа-сланцеватости до линзовидно-чешуйчатых псевдомоноклиналей с бластомилонитами. Этот парагенезис наиболее проявлен в раннеостроводужных СВК (ордовик–ранний силур) и, в меньшей степени, присутствует в позднесилурийско-раннедевонских образованиях. Предполагается его позднесилурийско-раннедевонский возраст. Очевидно, это далеко не первый дислокационный этап, но фрагменты более ранних структур системному анализу не поддаются.

Парагенезис второго этапа деформации представлен субмеридиональными восточно- и западновергентными структурами (F_2), наложенными на средне-позднедевонские СВК и все более ранние образования. Предполагаемый возраст их – не ранее позднего девона (аккреционный этап).

Третий парагенезис объединяет наиболее поздние структуры северо-западного простирания (F_3). Предполагаемый возраст – от позднего палеозоя до раннего мезозоя, что соответствует коллизионному этапу.

Последовательная смена ориентировки структур свидетельствует о развороте сжимающих усилий против часовой стрелки, что хорошо согласуется с идеей о косой коллизии [17]. Наложение разноориентированных дислокаций проявляется в сложном интерференционном, крайне изменчивом в плане структурном рисунке [23, 29, 30]. На описываемой площади и в ее ближайшем окружении он варьирует от округлого и даже изометричного в относительно жестких блоках (купольно-блоковый и линейно-купольно-блоковый типы) до линейного в зонах смятия. Интерференционный (перекрестный) стиль складчатости объясняет совместное присутствие на площади разнопорядковых куполовидных (брахиформных) и сложно построенных депрессионных структур, а также линейных складчатых систем.

ТАГИЛЬСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Тагильский синклинорий (мегаблок земной коры островодужного типа) характеризуется на описываемой площади высокоинтенсивной региональной гравитационной аномалией (до 40 мГал), связанной с массивами пород гипербазит-базитового состава. Поле контрастно дифференцированное, градиент его на восточном контакте мегаблока достигает значения 3–4 мГал/км. Магнитное поле сложное, мозаичное, резко дифференцированное, в зоне контакта усложняется крупными линейными положительными аномалиями от ультраосновных массивов. Мозаичный характер геофизических полей подчеркивает сложное внутреннее строение мегаблока.

Мегаблок рассматривается как плита моноклинового строения [6, 7, 8], сложенная интрузивными СВК и в целом субсогласно залегающими на офиолитах ниже-среднепалеозойскими толщами – тагильским островодужным мегакомплексом. Относительно простое моноклиновое строение этой плиты нарушено вторичной складчато-блоковой синформной структурой. Западное крыло этой региональной синформы (за пределами площади) шарьировано на край Восточно-Европейского палеоконтинента, восточное – по восточновергентному Серовско-Маукскому разлому надвинуто на Верхотурско-Салдинский мегаблок, а в центральной ее части на фоне относительного погружения наблюдается сложная клавишная система опущенных и приподнятых блоков (грабенов и горстов). Описываемая площадь охватывает структуры центральной части синформы и ее приподнятого восточного крыла. На эрозионном срезе в слоистых вулканогенно-осадочных и осадочных толщах присутствуют фрагменты брахиформных интерференционных (перекрестноскладчатых) и линейных структур, а также дислокационных зон сложной конфигурации.

Отмечается поперечная тектонофациальная зональность – увеличение степени дислоцированности толщ в пределах площади с запада на восток, что подтверждается результатами исследований и на смежных территориях ближайшего окружения [7, 8, 62]. Наиболее низкий уровень тектонофаций (II–IV по десятибалльной шкале Е. И. Паталахи [22]) установлен в юго-западных структурах, где залегание слоистых толщ осложнено интерференционной складчатостью низкой степени сжатости. Доминируют складки открытого типа (волнистость) с углами крыльев 150–100°, реже – менее 90°, часто брахиформные, иногда линейные с ундулирующими

шарнирами. Лишь в приразломных зонах отмечаются фрагменты структур, близких к изоклиналильным. На восток степень дислоцированности пород повышается до уровня средних (V–VII) и скачкообразно достигает высших тектонофаций (VIII–X) в наиболее сложнодислоцированной части мегаблока – дислокационной зоне Серовско-Мауского разлома, известной в литературе как Восточно-Тагильская зона смятия и расщепления. Здесь в обстановке интенсивного сжатия и дифференциальных подвижек восточное крыло синформы подвержено сложным дислокациям с образованием субмеридиональных изоклиналильных складок (часто запрокинутых на запад), западно- и восточновергентных разломов взбросовой кинематики, субвертикальных зон расщепления и грубого кливажирования [52, 77, 78]. Изоклиналильно смятые толщи преобразованы сквозной проникающей системой кливажа-сланцеватости в линзовидно-чешуйчатый пакет тектонических пластин псевдомоноклиналильного облика.

Тектоническое районирование площади определяется системой субмеридиональных западно- и восточновергентных разломов второго порядка взбросо-надвиговой кинематики с углами падения сместителей от 40–60° до субвертикальных. Такое строение подтверждают данные сейсмических исследований [67, 80], показывающие сочетание отражающих площадок как западного, так и восточного падений. Эти тектонические нарушения разделяют Тагильский мегаблок на структуры второго порядка – клавишную систему различающихся по глубинности и степени эродированности блоков (грабен и горстов). Приподнятые блоки сложены дислоцированными СВК раннеостроводужной красноуральско-левинской вулканоплутонической ассоциации и океанического основания. В опущенных блоках и депрессионных структурах на эрозионном срезе представлены перекрестно смятые позднеостроводужные толщи – туринская, краснотурьинская и лимкинская свиты. Поздняковско-Актайский взбросо-сдвиг (№ 6 на тектонической схеме) разделяет эту систему блоков на две группы. Северная группа включает в себя Талицкий, Яборковский, Краснотурьинско-Поздняковский, Караульский, Латинский, Вагранско-Колинский и Савиновский блоки. Эта часть клавишной системы относительно приподнята и более эродирована по сравнению с южной, о чем свидетельствует широкое распространение здесь на эрозионном срезе формаций нижней части разреза тагильского островодужного мегакомплекса – красноуральского базальт-риолитового и левиновского габбро-тоналит-плагиогранитового СВК. Южная группа структур включает в себя Ермаковский, Калугинский, Актайско-Туринский и Вересовско-Ясьвинский блоки, а также Маломальскую и Пайвушинско-Талицкую грабен-синклинали. Строение блоков клавишной системы нарушено второстепенными разломами, осложнено складчато-блоковыми структурами более высоких порядков (до мелкоблочности). Наиболее дислоцированные восточные структуры частично или полностью перекрыты платформенным чехлом.

Самый западный в южной группе структур *Ермаковский блок* (1.1.8) большей частью представлен на смежной территории [9]. По составу он однороден и сложен осадочно-вулканогенными породами павдинского базальт-андезит-дацитового СВК (ДЮС₁). За восточную границу блока принят пологий, в целом субсогласный (участками тектонизированный) стратиграфический контакт с перекрывающими его образованиями туринского комплекса. Предшественники отмечают резкое угловое несогласие туринской и павдинской свит [12, 46], что в данном конкретном случае не устанавливается. Залегание слоистых пород нарушено волнистостью – открытыми брахиформными складками разных порядков с пологими крыльями (угол 10–20°). Степень дислоцированности блока невысока – на уровне низших тектонофаций (II–IV) по шкале Е. И. Паталахи [22]. Близкие значения приводит А. И. Марченко [62] для аналогичных структур на смежных площадях. Купольный стиль складчатости, очевидно, послужил основанием для выделения в пределах блока Гарниковской и Караульской вулканокупольных структур [12], которые, в нашем понимании, являются не конседиментационными, а наложенными перекрестноскладчатыми формами (на что указывает совместное смятие павдинской и туринской свит). Очевидно, блок представляет собой ядерную часть крупной антиформной интерференционной структуры. Характер контакта блока и залегание слоистости подчеркивает его куполовидную форму.

Аналогом Ермаковского является *Калугинский блок* (1.1.9), выделенный на смежной территории листа О-41-ХIII [7, 42] и представленный своим северным окончанием в юго-западном углу площади. Северная и восточная его границы тектонические, за западную границу принят стратиграфический контакт с туринской свитой.

Очевидно, Калугинский и Ермаковский блоки представляют собой фрагменты единой субмеридиональной антиформной структуры, разделенной на поверхности субширотной депрессионной (синформной) зоной – Маломальской грабен-синклиналию. В гравитационном поле эти структуры отмечаются положительными аномалиями с относительной интенсивностью более 3 мГал. Магнитное поле в целом пониженное слабодифференцированное с невыразитель-

ными знакопеременными локальными аномалиями. По данным количественной интерпретации [57], в Калугинском блоке под пологозалегающими в верхней части основными и средними вулканитами на глубинах 0,5–1,5 км предполагается наличие легких масс (гранитоидов и кислых эффузивов). Ермаковский и Калугинский блоки окаймляются сложной разветвленной депрессионной зоной (типичная конфигурация, характерная для межкупольного пространства в перекрестноскладчатых системах), сложенной на эрозионном срезе позднеостроводужными СВК – туринской, краснотурьинской и лимкинской свитами. В пределах зоны отмечается крупный гравитационный минимум (до 7 мГал в центральной части), магнитное поле пониженное, слабодифференцированное. Эта зона по Новотуринскому взбросу условно разделена на две структуры – Маломальскую и Пайвушинско-Талицкую грабен-синклинали.

Субширотная *Маломальская грабен-синклиналь* (1.1.10) большей частью прослежена на смежной площади листа О-40-ХII [9, 46] и описана как корытообразная форма с пологими крыльями и резко прогнутым дном. Ограничивающий ее стратиграфический контакт туринской и павдинской свит участками тектонизирован.

Субмеридиональная часть депрессионной зоны к юго-западу от Поздняковско-Актайского взбросо-сдвига выделена как *Пайвушинско-Талицкая грабен-синклиналь* (1.1.11). В северной части она представляет собой синклиналичную структуру с тектонически нарушенным (до мелкочлочности) и частично срезанным по Карелинскому взбросу восточным крылом, в котором между восточной ветвью Талицкой системы и Карелинским разломом Л. И. Десятниченко [46] выделяет Карелинскую группу мелких субмеридиональных тектонических блоков, клиньев (1.1.11₂). Крылья грабен-синклинали сложены породами туринского СВК (встречные падения 10–30°, реже – до 40°), они нарушены брахиформными интерференционными структурами, в ядрах положительных на эрозионном срезе представлены образования подстилающего павдинского СВК, в отрицательных – перекрывающие туринскую карбонатные образования краснотурьинской свиты. Западной границей синклинали служит полого залегающий, местами тектонизированный контакт туринской и павдинской свит, восточная граница с Актайско-Туринским блоком (под чехлом) предполагается тектонической. У южной рамки листа структура имеет вид сужающегося на юг грабена (ограниченного Новотуринским и Катабинским конвергентными взбросами), который далее прослежен на смежной территории (лист О-41-ХIII, Пайвушинский грабен, опущенный блок до глубин 1,0–1,5 км сложен вулканогенно-осадочными породами туринской и краснотурьинской свит [7]) и выклинивается у ее южной рамки. Здесь отмечены крутое падение пород (вторичная расслоенность?) и субвертикальные зоны рассланцевания. В районе р. Тура в западном борту грабена в поле распространения туринского СВК известны узкие тектонические линзы вулканитов красноуральской свиты. Степень дислокационных преобразований в западном борту Пайвушинско-Талицкой грабен-синклинали не превышает средних, но достигает уровня высших тектонофаций в восточном сложнотектонизированном борту структуры.

В осевой части Пайвушинско-Талицкой грабен-синклинали выделена линейная субмеридиональная Актай-Талицкая депрессия (1.1.11₁) – грабенообразная структура третьего порядка, ограниченная Талицкой системой крутопадающих конвергентных взбросов. Депрессия представлена ступенчатой системой погружающихся (от краев внутрь) узких субвертикальных тектонических блоков и линз, сложенных на эрозионном срезе известняками краснотурьинской (в краевых частях) и лимкинской (в осевой части) свит. Тектонические контакты этих блоков сопровождаются дайками ивдельского габбро-долеритового гипабиссального СВК (**ВПД**₃), что указывает на время формирования этой структуры (поздний девон, фамен). Вся система разбита на поперечные блоки субширотными и диагональными нарушениями. Степень дислоцированности структуры соответствует уровню высших тектонофаций (VIII–X).

Совокупность синформных структур, включающая в себя с юга на север Пайвушинский грабен (лист О-41-ХIII [7]), Маломальскую и Пайвушинско-Талицкую грабен-синклинали и Караульский блок на описываемой площади, Краснотурьинскую вулканотектоническую депрессию (лист О-41-I [10]), известна в литературе как наложенная депрессионная *Краснотурьинско-Пайвушинская зона* (или мегасинклиналь) [12]. Предполагается, что ее развитие началось в позднесилурийско-раннедевонское время с формирования северо-восточной складчатости F₁, наложенной на краснотурьинский, туринский и более ранние СВК. На аккреционном этапе (поздний девон) эта система была передислоцирована с наложением структурного парагенезиса F₂, наиболее проявленного (до уровня высших тектонофаций) в субмеридиональной Восточно-Тагильской зоне смятия и рассланцевания вблизи основного тектонического шва – Серовско-Маукского глубинного разлома.

Вересовско-Ясьвинский блок (1.1.13) – один из элементов сложной дислокационной системы (Восточно-Тагильской зоны смятия и рассланцевания). Основной своей частью он представлен

южнее, на смежной территории [7], где прослежен узкой субмеридиональной полосой вдоль Серовского пояса ультраосновных массивов до южной рамки листа О-41-ХІІІ. На описываемой площади блок ограничен западновергентными Катабинским и Карелинским взбросами и выклинивается на правобережье р. Тура. На картах предшественников [12, 46] прерывистые фрагменты его показаны севернее (под чехлом) вдоль западных контактов ультраосновных массивов, вплоть до Латинского блока, но это не подтверждено фактическим материалом. Блок сложен породами красноуральского СВК ($\text{ДЮО}_3\text{-S}_1$), изоклинално смятыми, квиважированными и рассланцованными до чешуйчато-складчатого псевдомоноклинального облика [77] – тектонитами высших тектонофаций.

Самый восточный в южной группе структур – *Актайско-Туринский блок* (1.1.12) – представлен он, в основном, одноименным интрузивным массивом (№ 7) нерасчлененных ультрамафитов серовского плутонического СВК дунит-гарцбургитовой формации (РОО_2). В подчиненном количестве присутствуют раннеостроводужные образования красноуральско-левинской вулканоплутонической ассоциации – дайки габброидов левинского и, возможно, тектонизированные фрагменты красноуральского СВК. Границы блока тектонические по Серовско-Маукскому, Карелинскому и Поздняковско-Актайскому разломам. Он большей частью перекрыт платформенным чехлом, его строение изучено лишь в эрозионных окнах и по материалам буровых работ.

В северной группе структур самые западные *Талицкий* (1.1.1) и *Яборковский* (1.1.2) блоки, большей частью представлены на смежной площади [9]. На описываемой территории присутствуют лишь незначительные по размерам их фрагменты, ограниченные с востока Волчанско-Шайтанским надвигом. Первый сложен на эрозионной поверхности туринским базальт-трахитовым ($\text{ДПС}_2\text{-D}_1$), второй – павдинским базальт-андезит-дацитовым СВК (ДИОС_1).

Краснотурьинско-Поздняковский блок (1.1.3) является южным продолжением Краснотурьинского блока (лист О-41-І [10]). Его западной границей служит западновергентный Волчанско-Шайтанский надвиг, восточной – восточновергентный Гусевский взброс. На юго-западе блок срезается диагональным Поздняковско-Актайским разломом, по которому надвинут на СВК Пайвушинско-Талицкой грабен-синклинали. В современной структуре блок один из наиболее эродированных, в его строении принимают участие только СВК нижней части разреза тагильского островодужного мегакомплекса – красноуральский базальт-риолитовый ($\text{ДЮО}_3\text{-S}_1$) и левинский габбро-тоналит-плагиогранитовый (ДИОС_1) комплексы. Магматические породы последнего слагают субмеридионально вытянутый (согласно общему простиранию блока) Поздняковский диорит-плагиогранитовый интрузивный массив (№ 1). У северной рамки листа откартировано южное окончание Мысовского диорит-плагиогранитового массива, большей частью расположенного на смежной территории листа О-41-І. Вдоль восточного контакта блока в напряженной дислокационной зоне Гусевского разлома присутствуют мелкие тектонические клинья, линзы осадочно-вулканогенных пород павдинского базальт-андезит-дацитового СВК (ДИОС_1).

Латинский блок (1.1.5) по составу аналогичен Краснотурьинско-Поздняковскому и отличается от последнего, очевидно, более напряженной тектонической обстановкой. Он представляет собой вытянутую в меридиональном направлении крупную тектоническую линзу вулканитов красноуральского СВК с мелкими телами диоритов левинского комплекса, ограниченную Латинским и Дмитриевско-Марсятским западновергентными взбросами. На юге блок срезается субширотным безымянным взбросо-сдвигом севернее пос. Караульское, на севере за пределами площади выклинивается у южной рамки смежного листа О-41-І в тектонически напряженной зоне мелкоблочья Гусевского, Латинского и Дмитриевско-Марсятского разломов. Он практически полностью перекрыт платформенным чехлом, под которым образования красноуральского и левинского СВК вскрыты серией буровых скважин. В северной части блока в зоне гравитационного минимума с относительной интенсивностью более 3 мГал Е. Г. Заборовским [12, 50] по материалам дешифрирования аэрофотоснимков выделена группа предполагаемых вулканокупольных структур (не подтвержденных фактическим материалом).

Между приподнятыми Краснотурьинско-Поздняковским и Латинским блоками в грабенообразной депрессионной структуре на северном продолжении Пайвушинско-Талицкой грабен-синклинали расположен относительно погруженный *Караульский блок* (1.1.4). Он ограничен субмеридиональными конвергентными Гусевским и Латинским взбросами, на юге срезается диагональным Поздняковско-Актайским взбросо-сдвигом, на севере за пределами описываемой площади выклинивается у южной рамки смежного листа О-41-І [10] в напряженной дислокационной зоне мелкоблочья Гусевского, Латинского и Дмитриевско-Марсятского разломов. Раннеостроводужные комплексы, доминирующие на эрозионном срезе соседних блоков, в Караульской структуре перекрыты вулканогенно-осадочными образованиями туринского СВК

($DP_{S_2}-D_1$), слоистые породы которого осложнены пологой волнистостью – открытыми складками с пологозалегающими крыльями (угол 5–30°). Стиль складчатости интерференционный, степень дислоцированности на уровне низших–средних тектонофазий. Подстилающие образования павдинского СВК ($ДИО_{S_1}$) выходят на поверхность только в ядрах брахиантиклиналей или слагают мелкие тектонические клинья, линзы в дислокационной зоне Гусевского разлома. В южной части Караульской структуры присутствует тектонически ограниченный безымянный микроблок, в котором туринский СВК перекрыт отложениями краснотурьинской свиты ($ДРД_1$). Очевидно, этот микроблок является фрагментом (или аналогом) расположенной южнее Актай-Талицкой депрессии. Позднеостроводужные вулканогенно-осадочные толщи прорваны интрузиями ауэрбаховского габбро-диорит-гранитового СВК ($ДРД_{1-2}$) – Александровским (№ 2) и Караульским (№ 3) массивами. Юго-восточная часть блока перекрыта осадочным чехлом Западно-Сибирской платформы.

Вагранско-Колинский блок (1.1.6), самый восточный и наиболее глубинный из северной группы, большей частью перекрыт мезозойско-кайнозойским чехлом. Строение его изучено лишь в эрозионных окнах и по материалам буровых работ. Блок ограничен Серовско-Маукским и Дмитриевско-Марсятским разломами, к северу прослежен на смежной территории листа О-41-I [10], к югу постепенно выклинивается и срезается безымянным субширотным взбросо-сдвигом севернее пос. Караульское. Представлен блок преимущественно глубинными породами меланократового основания – нерасчлененными ультрамафитами серовского плутонического СВК ($РОО_2$), слагающими Вагранский (№ 4) и Лобвинский (№ 5) дунит-гарцбургитовые массивы. Последние прорваны Лопаевским гранодиоритовым массивом (№ 6) вулканоплутонического пояса активной континентальной окраины ($ВПС_1$) с окружающими мелкими безымянными интрузиями-сателлитами. В подчиненном количестве в западной части блока присутствуют СВК раннеостроводужной красноуральско-левинской ассоциации – плутонический левинский ($ДИО_{S_1}$) и, предположительно, вулканический красноуральский ($ДИО_{O_3}-S_1$).

Савиновский блок (1.1.7) полностью перекрыт осадочным чехлом Западно-Сибирской платформы, выделен по геофизическим материалам и результатам буровых работ на южном продолжении Вагранско-Колинского блока (со смещением к востоку по безымянному субширотному взбросо-сдвигу) и является аналогом последнего по вещественному составу и строению. С востока и запада блок ограничен Серовско-Маукским и Дмитриевско-Марсятским разломами, на юге срезается Поздняковско-Актайским взбросо-сдвигом.

ВЕРХОТУРСКО-САЛДИНСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Антиклинорий (мегаблок земной коры регенерированного континентального типа) практически полностью перекрыт чехлом мезозойско-кайнозойских осадков. Степень его изученности очень низкая. В гравитационном поле он характеризуется региональной отрицательной аномалией с двумя эпицентрами (до –32 мГал), связанной с массивами гранитов, расчетная вертикальная мощность которых достигает 8–15 км [46]. Магнитное поле дифференцированное, преимущественно отрицательное с изометричными, разноориентированными слабо вытянутыми и линейными знакопеременными локальными аномалиями.

По ряду признаков мегаблок представляет собой типичную сложнодислоцированную гранито-гнейсовую структуру купольного типа с гранитоидными массивами в ядерной части [20]. В редких береговых обнажениях основных водотоков и скважинах, вскрывших домезозойские породы мегаблока, описаны элементы сложных складчатых (значительные изменения углов падения полосчатости, гнейсовидности и сланцеватости, вплоть до изоклинальных складок, зачастую раскливажированных до псевдомоноклинального облика) и разрывных дислокаций (зоны милонитизации, дробления, борозды скольжения и др.). Характер геофизических полей и ориентировка плоскостных текстурных элементов подчеркивают общий купольный стиль структуры. В ее западном крыле по р. Тура в районе автотрассы Екатеринбург–Серов плоскостные текстуры имеют выдержанное западное падение (угол 65–70°). Ниже по течению р. Тура в окрестностях пос. Косолманка падение их выполаживается до 5–25°, а в восточном крыле, в районе г. Верхотурье, меняется на противоположное восточное (угол 30–40°, реже – до субвертикального). Отчетливо устанавливается интерференционный (перекрестноскладчатый) характер структуры – последовательное наложение трех парагенезисов дислокационных форм (F_1-F_3 от северо-восточной до северо-западной ориентировки) предположительно среднепалеозойско-раннемезозойского возраста. Степень дислоцированности пород на разных этапах изменяется в широких пределах – от высших (VIII–X по шкале Е. И. Паталахи [22]) до низших тектонофазий.

В строении мегаблока выделены два принципиально отличающихся друг от друга структур-

но-тектонических комплекса – автохтонный (комплекс основания) и аллохтонный (покровный комплекс).

Комплекс основания сложен, преимущественно, раннепротерозойскими метаморфическими породами салдинского СВК амфиболит-гнейсовой формации (МФРР_1) (бродовский подкомплекс), вмещающими крупные интрузивные массивы вулканоплутонического пояса активной континентальной окраины – гранодиоритовые Шайтанский (№ 9), Актайский (№ 10) тоналит-плагиогранитовой формации (ВПС_1) и гранитовые Боровской (№ 8), Верхотурский (№ 11) гранодиорит-гранитовой формации (ВПС_{1-2}). В связи с отсутствием необходимого количества фактического материала, разделение автохтонного основания на структуры второго порядка не проводилось.

Покровный комплекс представлен своеобразной ассоциацией гетерогенных пород, включающей в себя слюдисто-полевошпат-кварцевые апотерригенные сланцы, амфиболовые и кварц-полевошпат-амфиболовые сланцы, линзы мраморов, зоны бластомилонитов, серпентинитовых тектонических брекчий и тальк-карбонатных пород. Отдельные компоненты этой ассоциации в разных вариациях были описаны предшественниками (отмечающими также и их высокую степень дислоцированности [6, 7, 46]) в составе емехского подкомплекса салдинского метаморфического СВК и буксинской толщи (PR_1), серовского плутонического комплекса (O_2), ромахинской терригенно-карбонатной толщи ($\text{O}_3\text{-S}_1$). Эти интенсивно дислоцированные и вторично расслоенные до бластомилонитов образования описаны на смежной территории листа О-41-ХІІІ в аллохтонном комплексе Салдинского мегаблока, где слагают Емехскую и Нивинскую тектонические пластины и серию покровов, обладающих сложной чешуйчато-складчатой внутренней структурой. Учитывая гетерогенный состав, но единую структурно-тектоническую позицию (подошва аллохтона), сложное линзовидно-чешуйчато-складчатое псевдомоклиналиное строение, присутствие бластомилонитов и апосерпентинитовых тектонитов (тектонических брекчий и разлистованных тальк-карбонатных пород), высокую степень дислоцированности на уровне высших тектонофаций и ряд других особенностей, мы считаем целесообразным рассматривать эту ассоциацию (в целом) в рамках единого восточно-уральского тектоногенного комплекса (формация тектонитов шовных зон коллизионного орогена ($\text{ШD}_3\text{-P}$)). Это не противоречит составу восточно-уральского тектоногенного комплекса, заявленному в легенде к Геологической карте О-41 масштаба 1 : 1 000 000 [6].

В рамках аллохтонного покровного комплекса выделены две структуры второго порядка – Емехская пластина и Косолманский покров.

Емехская тектоническая пластина (1.2.1) сложена вторично расслоенными метабазами – амфиболовыми сланцами и бластомилонитами с выдержанными (угол 65–70°) западными падениями расслоенности и тектонических контактов (Серовско-Маукского и Емехско-Нивинского разломов взбросово-надвиговой кинематики).

В составе *Косолманского покрова* (1.2.2) присутствует вся выше описанная ассоциация тектонитов восточно-уральского комплекса, ограниченная в подошве структуры полого смятым субгоризонтальным Косолманским надвигом. Внутреннее строение тектонического покрова представляется как пакет лежащих изоклиналиных складок (F_1) с шарнирами северо-восточного простирания, нарушенный вторичной расслоенностью до линзовидно-чешуйчатого псевдомоклиналиного облика и полого смятый субмеридиональными (F_2) и северо-западными (F_3) структурами открытого типа.

ЧЕХОЛ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На эродированных палеозойских структурах Уральской складчатой системы в центральной и восточной частях площади залегают преимущественно рыхлые отложения мезозойско-кайнозойского структурного этажа – чехол молодой Западно-Сибирской платформы. Основу чехла платформы составляют отложения юрско-неогенового возраста (лангурская–кустанайская свиты), суммарная мощность которых у северной границы площади достигает 80–90 м, в редких случаях – до 110 м. Четвертичные образования в составе чехла не рассматриваются.

Тектоническое районирование структур чехла платформы определяется, в первую очередь, характером поверхности ее фундамента. Кровля фундамента представляет собой в целом ступенчато погружающуюся на северо-восток пологоволнистую поверхность. Волнистый рельеф этой поверхности обусловлен чередованием разнопорядковых положительных и отрицательных морфоструктур. В восточной части поверхность фундамента относительно ровная, без резких перепадов высотных отметок. В западной части рельеф ее более расчлененный, осложненный локальными морфоструктурами с перепадом высот между соседними положительными и отрицательными формами до 100 м и более. Согласно «Схеме тектонического районирования»

листа О-41 [6] по характеру поверхности фундамента платформы выделены структуры первого порядка – **Лозьвинский прогиб** (2.1) и **Туринская мегаступень** (2.2), отличающиеся морфологией и степенью расчлененности рельефа. Граница между ними проведена в достаточной степени условно в связи с ограниченным количеством фактического материала.

ТУРИНСКАЯ МЕГАСТУПЕНЬ

Туринская мегаступень представляет собой относительно ровную поверхность фундамента, полого погружающуюся на север под углом намного менее $0,5^\circ$. По имеющимся материалам буровых работ кровля фундамента осложнена редкими и невыразительными локальными морфоструктурами. На этом фундаменте в целом субсогласно и моноклинорно залегают осадочные толщи чехла платформы. Степень изученности структуры очень низкая. Западная граница с Лозьвинским прогибом невыразительная.

ЛОЗЬВИНСКИЙ ПРОГИБ

Лозьвинский прогиб по характеру рельефа докембрийского фундамента представляет собой асимметричную отрицательную (синформную) платформенную структуру, достигающую ширины 35 км на севере и сужающуюся до 10 км на юге. Соответственно, уменьшается и глубина прогиба от 80–110 м в северной части до 30–50 м – в южной (общий наклон осевой линии намного менее $0,5^\circ$). Структура прогиба хорошо изучена на площади смежного листа О-41-І [10], для которого по материалам всех предшествующих буровых работ была составлена «Карта рельефа доюрского фундамента» [59]. Не имея таких материалов для описываемой территории (недостаточное количество и крайне неравномерное распределение буровых скважин по площади), мы вынуждены характеризовать структуру прогиба по принципу аналогии, предполагая идентичность ее строения на площади листов О-41-VІІ (как минимум, в северной половине) и О-41-І.

Асимметричность структуры Лозьвинского прогиба определяется характером и крутизной ее бортов. В западном борту прогиба поверхность фундамента погружается на восток в среднем под углами $2-4^\circ$, реже – до 5° и более. Встречный наклон восточного борта более пологий, угол его не превышает $0,5^\circ$. Соответственно, в северной части (на границе со смежным листом О-41-І) максимальная глубина прогиба относительно кромки западного борта достигает 110 м, относительно кромки восточного борта не превышает 30 м [10]. Далее восточный борт структуры плавно переходит в Туринскую мегаступень.

Поверхность фундамента осложнена положительными и отрицательными морфоструктурами – валами и впадинами. В качестве структур второго порядка в западном крыле Лозьвинского прогиба выделены два крупных субмеридиональных вала – *Вагранско-Лобвинский* (2.2.1) и *Актайско-Карелинский* (17), в общих контурах совпадающие с приподнятыми Вагранско-Колинским и Актайско-Туринским блоками Тагильского синклинория. Пространство к западу и востоку от валов (как и на листе О-41-І) представляет собой субмеридиональные цепочки сближенных впадин (не разделены на площади из-за недостатка фактического материала). В сводовых частях валов на эрозионную поверхность выведены нерасчлененные ультрамафиты серовского СВК. Судя по скачкообразным изменениям глубин залегания фундамента вдоль восточного склона валов, можно с большой долей вероятности предполагать (по аналогии с соседней площадью) наличие уступов тектонического происхождения со стороны опущенного западного крыла Серовско-Маукского разлома. На листе О-41-І [10] они описаны вдоль восточной границы Серовско-Вагранского вала (северное продолжение Вагранско-Лобвинского) и морфологически выражены резким коленообразным перегибом кровли фундамента (с увеличением угла наклона борта до $5-10^\circ$ и более) и ступенчатым ее понижением.

Строение разреза мезозойско-кайнозойских толщ, выполняющих Лозьвинский прогиб, подчинено единой линейной субмеридиональной системе. Развитие этой системы проходило в две последовательные стадии: от локальных континентальных депрессий среднего мезозоя до линейных поздне-мезозойско-кайнозойских конседиментационных структур в морских осадках сплошного чехла платформы.

Первая стадия охватывает время от тоарского века ранней юры до сеноманского века позднего мела включительно – период формирования континентальных аллювиальных и озерно-аллювиальных осадков галечно-песчано-глинистой формации (ДКJ–K₂) (лангурская и мысовская свиты). Эти осадки не имеют площадного развития и дискретно локализованы в континентальных мезозойских эрозионных депрессиях, частично унаследованных от позднедевонских депрессионных структур аккреционного этапа (в частности, область максимальной концен-

трации осадков лангурской свиты мощностью до 30 м и более является позднедевонская Актай-Талицкая депрессия в южной части площади). Эти локальные эрозионные депрессии прослежены от северной рамки листа О-41-I до южной границы описываемой площади субмеридиональной цепочкой вдоль Дмитриевско-Марсятского и Карелинского взбросов со стороны опущенного крыла (Ивдельско-Тагильская мезозойская эрозионно-структурная депрессия), в подчиненном количестве присутствуют также в опущенном крыле Серовско-Маукского надвига (на северном продолжении выделенной южнее, на листе О-41-ХIII, Невьянско-Кантуровской мезозойской эрозионно-структурной депрессии). Очевидно, они фиксируют область относительного понижения в рельефе фундамента на фоне зарождающихся положительных морфоструктур (Серовско-Вагранский, Вагранско-Лобвинский и Актайско-Карелинский валы).

Вторая стадия (поздний мел–палеоген) соответствует времени формирования сплошного чехла морских осадков после морской трансгрессии в коньякском веке позднего мела (камышловская–ирбитская свиты). Осадконакопление происходило на фоне общего прогибания Западно-Сибирской плиты, о чем свидетельствует увеличение общей мощности отложений и отдельных свит в северо-восточном направлении и смена вверх по разрезу мелководных прибрежно-морских осадков глубоководными. На этом фоне в развивающихся впадинах формируется система конседиментационных синклинальных складок линейного типа с пологими крыльями и ундулирующими субгоризонтальными шарнирами [10], разделенных положительными структурами поверхности фундамента платформ – валами. В положительных структурах (по сравнению с отрицательными) чехол сохраняется только на склонах и эродирован в сводовой части, осадки значительно меньшей мощности с многочисленными стратиграфическими перерывами, морские отложения представлены более грубыми фациями. Зоны сочленения валов и конседиментационных синклинальных складок чехла осложнены уступами тектонического происхождения вдоль разрывных нарушений в фундаменте платформы. Уступы имеют значительную протяженность и малую ширину, морфологически выражены резкими коленообразными перегибами поверхности фундамента и залегающих на ней осадочных толщ до 5–10° и более. Вдоль уступов отмечены ступенчатые понижения кровли фундамента.

Развитие линейных конседиментационных складок только в отложениях верхнего мела–палеогена свидетельствует о начале образования Лозьвинского прогиба в меловое время (смятие лангурской свиты не конседиментационное, а наложенное). Линейный характер этих платформенных структур – индикатор обстановки общего сжатия (сдавливания) при их образовании. Формирование структур, очевидно, обусловлено затухающими (остаточными) блоковыми движениями фундамента по ранее заложенным разломам и слабым его короблением, а также протрузивными перемещениями масс в серпентинитовых массивах.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Разрывные нарушения широко представлены на описываемой площади. Основная их часть сформирована в эпоху кардинальной тектонической перестройки площади в позднепалеозойско-раннемезозойское время в результате аккреционно-коллизийных процессов. Важнейшие из них служат границами выделенных тектонических блоков и показаны на «Тектонической схеме». Это преимущественно субмеридиональные западно- и восточноволгонтные нарушения взбросово-надвиговой кинематики.

Волчанско-Шайтанский разлом (1) присутствует на описываемой площади незначительным фрагментом в северо-западном углу. Он прослежен в северо-северо-восточном направлении через всю площадь листа О-41-I [10], на юго-западе за пределами территории входит в состав системы Туринских надвигов, которая на сейсмопрофилях фиксируется до глубины 10–12 км отражательными площадками восточного падения (угол 45–55°). Надвиговой характер этих нарушений подтверждается результатами бурения в районе Мостовской и Волчанско-Богословской депрессий, где отложения триаса были зафиксированы под среднедевонскими осадками, которые в свою очередь тектонически перекрыты образованиями туринской, а последние – именовской свиты [6]. Разлом разделяет системы блоков восточного приподнятого крыла Тагильского синклинория и его центральной депрессионно-блоковой зоны. По кинематике является надвигом с восточным падением сместителя под углами 40–60° с элементами левосдвиговой составляющей, вертикальная амплитуда смещения – до 2–3 км. Зона разлома представлена интенсивно раздробленными и рассланцованными породами, ширина зоны варьирует от нескольких десятков до первых сотен метров. Непосредственно вблизи сместителя развиты тектонические брекчии, милониты и глинка трения. Многочисленные борозды скольжения ориентированы под углом от 10–20° до 45–60° к горизонту [11].

Гусевский (2) и *Латинский* (3) разломы ограничивают грабенообразную депрессионную

структуру с опущенным Караульским блоком. На севере в ближайшем окружении площади [10] они теряются в тектонически напряженной зоне мелкоблочья, сливаясь с Дмитриевско-Марсятским взбросом, на юге срезаются диагональным Поздняковско-Актайским взбросо-сдвигом. Предполагается их взбросовая кинематика, крутые падения и встречный наклон (конвергентность).

Дмитриевско-Марсятский разлом (4) перекрыт чехлом мезозойско-кайнозойских осадков. Он субмеридионально прослеживается со смежной площади листа О-41-1 [10] вдоль западного контакта Вагранского и Лобвинского ультраосновных массивов по геомагнитной ступени с высокоградиентными зонами аномального магнитного поля, разделяя Вагранско-Колинский и Латинский блоки, в центральной части сливается с Латинским разломом и срезается Поздняковско-Актайским взбросо-сдвигом. В скважинах, вскрывших зону разлома на смежной территории, установлено преобладание субвертикальных и крутопадающих трещин и зон сланцеватости, отмечаются зоны дробления пород [60]. Предполагается взбросовая кинематика разлома с крутым восточным (до субвертикального) падением плоскости сместителя.

Серовско-Маукский разлом (5) – региональный шов, разделяющий структуры первого порядка (Тагильский и Верхотурско-Салдинский мегаблоки), прослеженный субмеридионально на север и на юг далеко за пределы площади. На описываемой территории он полностью перекрыт мезозойско-кайнозойским чехлом, поэтому представления о его структуре и местоположении основаны, главным образом, на результатах геофизических исследований и материалах буровых работ. Традиционно разлом рассматривается как система сближенных нарушений. На сейсмических разрезах эта система проявлена невыразительно, за исключением ее восточного фланга, которому соответствуют отражательные площадки западного падения [6]. В гравитационном и магнитном полях разлом уверенно картируется по высокоградиентной восточной границе интенсивной гравимагнитной аномалии, связанной с ультраосновными массивами Серовского пояса. Вдоль разлома по результатам буровых работ на смежной территории [11, 60] выделены уступы, выраженные относительно резкими ($5-10^\circ$ и более) коленообразными перегибами погружающейся на восток поверхности доюрского фундамента и слоистости мезозойско-кайнозойских осадков чехла [10]. Морфология уступов свидетельствует о приподнятом западном крыле разлома. Скважинами вскрыты также зоны рассланцевания и повышенной трещиноватости пород. На описываемой площади по р. Тура в подошве разлома выделена Емехская тектоническая пластина амфиболовых сланцев и бластомилонитов, падающая на запад под углом $65-70^\circ$. Интерпретация геофизических и геологических материалов позволяет считать Серовско-Маукский разлом восточноразвергентным надвигом с крутыми (до $65-70^\circ$) залеганиями, возможно, выполаживающимися на глубину. Предполагается, что крутые залегания сместителя – следствие переориентировки его в результате позднепалеозойской коллизии.

Поздняковско-Актайский разлом (6) по оценке предшественников [12, 46] имеет взбросовую кинематику с существенной левосдвиговой составляющей (амплитуда горизонтальных смещений – около 2 км). Нарушение отчетливо фиксируется в геофизических полях по смещению гравитационных и магнитных аномалий. Эта наиболее поздняя группа субширотных и северо-западных разломов разделяет аккреционную клавишную систему на северную (приподнятую) и южную группы блоков.

Новотуринский (7) и Катабинский (9) разломы прослежены с южной смежной площади [7], где они ограничивают Пайвушинский грабен и выражены в виде гравитационных ступеней небольшой интенсивности, цепочками локальных магнитных аномалий. По геофизическим данным они представляют собой неглубокие крутопадающие нарушения. На сейсмических профилях в зоне разломов отмечены отражающие площадки западного и восточного падений. Предполагается их взбросовая кинематика и встречный наклон (конвергентность).

Талицкая система разломов (8) ограничивает грабенообразную Актай-Талицкую депрессию. Представляет собой систему крутопадающих нарушений взбросо-сбросовой кинематики с амплитудой вертикальных смещений для отдельных разломов до 500 м и суммарной – до 1 250 м [12, 46]. Нарушения сопровождаются дайками долеритов и габбродолеритов ивдельского комплекса, поэтому предполагаемое время формирования системы – поздний девон.

Карелинский разлом (10), по сути, является южным продолжением Дмитриевско-Марсятского взброса. Он прослеживается на юг за пределы площади вдоль западной границы ультраосновных массивов Серовского пояса по геомагнитной ступени с высокоградиентными зонами аномального магнитного поля. Предполагается его взбросовая кинематика и крутое восточное падение до субвертикального.

Емехско-Нивинский разлом (11) прослежен с южной смежной территории [7], где отражается в гравитационном поле интенсивной ступенью. Разлом сопровождается зоной вторичной расслоенности (до бластомилонитов), имеет западное и северо-западное падение под углом $65-$

70°, на севере (в центральной части площади) срезается Поздняковско-Актайским взбросо-сдвигом. Представляет собой восточновергентный надвиг, переориентированный в результате позднепалеозойской коллизии.

Косолманский разлом (12) – пологий (до субгоризонтального) надвиг в подошве Косолманского покрова. Надвиг смят разноориентированными наложенными складками открытого типа с пологими падениями крыльев в разных направлениях (под углом 5–30°, в редких случаях – до 40° и более), что придает ему сложную заливообразную конфигурацию в плане.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое строение района является результатом длительной и сложной вещественно-структурной эволюции. Вертикальный разрез земной коры в пределах территории включает геологические комплексы трех структурных этажей, соответственно, в истории геологического развития района выделено три этапа – раннепротерозойский, палеозойский и мезозойско-кайнозойский. Допалеозойская история может быть реставрирована лишь фрагментарно. Раннепротерозойское время – эпоха формирования древней континентальной коры, сложенной комплексами «неуральского» происхождения («доуралидами»), которые на последующих этапах развития претерпели радикальные вещественные и структурные преобразования. Более уверенно реставрируется палеозойская и мезозойско-кайнозойская эволюция региона. Палеозойский этап связан с развитием Уральско-палеоокеана, формированием Тагильской энсиматической островодужной системы, позднедевонской аккрецией гетерогенных террейнов и последующей стадией активной континентальной окраины, позднепалеозойской коллизией и орогезом. Мезозойско-кайнозойский этап обусловлен затуханием горообразовательных процессов и переходом к платформенному режиму.

РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Наиболее древними образованиями района предположительно являются перекрытые платформенным чехлом метаморфические породы, с достаточной долей условности отнесенные к салдинскому метаморфическому комплексу (бродовский подкомплекс гнейсовый). Степень изученности их невысокая. Возраст салдинского комплекса также недостаточно обоснован и принимается условно, в соответствии с «Легендой Уральской серии...» [16]. Исходя из существующей стратиграфической схемы, можно предположить [6], что субстрат комплекса был сформирован в **раннепротерозойское время**, преобразован в результате проявления регионального дорифейского (карельского) метаморфизма и впоследствии неоднократно мигматизирован и диафторирован. Он, как и большая часть метаморфических комплексов Урала, имел метатерригенный состав субстрата с переходом вверх по разрезу в метабазальтовый. Формирование комплекса происходило в Сосьвинско-Синарской СФЗ основания Уральской складчатой системы «Восточный Урал». Мы условно относим эти образования к амфиболит-гнейсовой формации метаморфического фундамента древних платформ. Предполагается, что в результате рифтогенеза и океанического спрединга блоки древней континентальной коры в позднепротерозойско-среднепалеозойское время были разобщены и перемещены на значительные расстояния. В настоящее время они в виде ремобилизованных фрагментов залегают на Урале в ядрах крупных антиформных гранито-гнейсовых структур, описанных Г. А. Кейльманом [20].

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Ранне-среднепалеозойский период эволюции описываемой площади обусловлен существованием двух основных мегаструктур – Восточно-Уральского коллажа континентальных террейнов (микроконтинентов) и новообразованного (или унаследованного с позднепротерозойского времени) бассейна океанического типа. Континентальные террейны в раннем–среднем палеозое были подвержены, преимущественно, деструктивным процессам, поскольку структурно-вещественные комплексы этого возраста в континентальном мегаблоке на площади не известны. В океанической структуре формировалась новая океаническая, а затем и энсиматическая островодужная кора. В позднепалеозойский период (после позднедевонской аккреции) ранее разобщенные континентальный и островодужный мегаблоки были совместно преобразованы в обстановке активной континентальной окраины и коллизионного орогена.

Допозднеордовикское время. Допозднеордовикская история Уральского палеоокеана является предметом дискуссий [6]. Традиционно считается, что наиболее ранним событием на Урале был позднекембрийско-раннеордовикский рифтогенез, а в среднем ордовике континентальный рифт перерос в океанический бассейн [24]. Здесь в обстановке океанического спрединга формируются гипербазиты серовского комплекса дунит-гарцбургитовой формации, составляющие меланократовое основание для последующих островодужных образований.

Позднеордовикско-позднедевонское время (до франского века включительно). В позднем ордовике в океаническом бассейне была заложена палеозона субдукции с восточным падением [24]. Над субдукционной зоной на меланократовом океаническом основании в Тагильской структурно-формационной мегазоне развивается энсиматическая островодужная система. Залегающий на меланократовом основании разрез представлен последовательным рядом вулканогенных и осадочно-вулканогенных образований в возрастном диапазоне от хирнанта до эмса, которые по формационным признакам и особенностям химического состава отнесены к островодужным [6]. Здесь снизу вверх по разрезу последовательно залегают вулканогенные и вулканогенно-осадочные СВК – красноуральский базальт-риолитовой формации, павдинский базальт-андезит-дацитовой формации, туринский базальт-трахитовой формации и краснотурьинская свита вулканогенно-терригенно-карбонатной формации, которые характеризуют все стадии развития вулканической островной дуги. Этот ряд островодужных образований сопровождается комагматичными интрузивными комплексами габбро-тоналит-плагиогранитовой и габбро-диорит-гранитовой формаций – левинским и ауэрбаховским.

Павдинская и туринская свиты разделены значительным стратиграфическим перерывом на уровне гомерского–лудфордского ярусов. Предшественники отмечают резкое угловое несогласие между позднеостроводужным туринским и раннеостроводужными красноуральским и павдинским СВК [12, 46], установлена также более высокая степень дислоцированности последних. Очевидно, это связано с началом (или продолжением?) в позднесилурийское время интенсивных дислокационных процессов в раннеостроводужных комплексах и заложением складчато-блоковой системы, в синформных (депресссионных) зонах которой происходило накопление осадочно-вулканогенных пород туринской и краснотурьинской свит. Слоистые толщи туринской и краснотурьинской свит по мере формирования также втягивались в дислокационный процесс с наложением открытых складок (F_1) северо-восточного простирания. Передислоцированные фрагменты этих палеодепрессий (на описываемой площади – Маломальская и Пайвушинско-Талицкая грабен-синклинали, Караульский блок; южнее – Пайвушинский грабен; севернее – Краснотурьинская вулканотектоническая депрессия) в современной тектонической структуре субмеридионально прослеживаются в виде разветвленной полосы, которая известна в литературе как наложенная Краснотурьинско-Пайвушинская мегасинклиналь [12].

К эйфельскому веку в районе наблюдается снижение магматической активности и общий подъем территории, что ознаменовалось стратиграфическим перерывом (отсутствием эйфельского яруса в разрезе осадочных свит).

В среднем и позднем девоне (живетский–франский века) в результате общего прогибания территории образуется морской бассейн, где на шельфе погружающейся островной дуги формируется чехол терригенно-карбонатных осадков. Вулканогенные и плутонические образования этого времени на площади отсутствуют. Осадконакопление происходило, очевидно, в условиях продолжающегося сжатия и складчато-блоковых деформаций. В наиболее глубинных частях синформных депрессионных структур формировались породы карбонатно-терригенной формации (лимкинская свита).

Позднедевонско-среднекаменноугольное время. Начиная с фаменского века район развивается в режиме активной континентальной окраины. Смене геодинамического режима предшествовали два события – заложение новой палеозоны субдукции западного падения, просуществовавшей до конца среднего карбона [24], и аккреция Восточно-Уральских континентальных террейнов и Тагильского островодужного мегаблока к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента [6]. Тектонические движения аккреционной стадии привели к совмещению ранее разобщенных структур и, в конечном итоге, шарьированию океанических и островодужных комплексов Тагильского мегаблока на Верхотурско-Салдинский мегаблок (микроконтинент?). В шовных зонах (в подошве аллохтона) формируется полимиктовый серпентинитовый меланж (восточно-уральский тектоногенный комплекс). Отсутствие на территории осадочных толщ этого времени, очевидно, может свидетельствовать о приподнятом положении Тагильского мегаблока в аккреционной структуре.

В результате тектонических движений аккреционной стадии были передислоцированы структуры F_1 (в том числе и Краснотурьинско-Пайвушинская мегасинклиналь) с наложением структурного парагенезиса F_2 субмеридиональной ориентировки. Вблизи основного тектониче-

ского шва (Серовско-Маукского разлома) была окончательно сформирована напряженная субмеридиональная дислокационная зона тектонитов высших тектонофаций (VIII–X) – Восточно-Тагильская зона смятия и расланцевания, включающая Актай-Талицкую депрессию.

Аккреционная структура пронизывается дайками и массивами вулканоплутонического пояса активной континентальной окраины (ивдельский габбро-долеритовый, западноверхисетский тоналит-плагиогранитовый и верхисетский гранодиорит-гранитовый комплексы).

Позднекаменноугольно-пермское время характеризует стадию формирования позднепалеозойского Уральского орогена. Вещественные комплексы этого времени на площади отсутствуют, поскольку отмирание палеозоны субдукции привело к прекращению магматической деятельности. Режим активной континентальной окраины сменяется коллизионным. Поперечные сжимающие усилия приводят к сгуживанию земной коры, преобразованию аккреционной зональности и окончательному формированию наложенных синформной и антиформной структур Тагильского синклинория и Верхотурско-Салдинского антиклинория. В восточном крыле Тагильского синклинория развивается система восточно- и западновергентных разломов взбросо-надвиговой кинематики с падением сместителей под углами 40–60° и более, разбивающих островодужный мегаблок на клавишную систему блоков (грабен и горстов). В позднепермскую эпоху Уральский ороген завершает свое развитие.

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Мезозойско-кайнозойский этап характеризует платформенную стадию эволюции региона – формирование осадочного чехла молодой Западно-Сибирской платформы. Переход к платформенному режиму ознаменовался наступлением периода длительной стабилизации и началом процессов разрушения Уральской горной системы (пенепленизации).

Раннемезозойское время. Пенепленизация сопровождалась широким развитием в Уральской мегазоне площадных кор выветривания и проявлением в Западно-Сибирской мегаобласти рассеянного рифтогенеза с образованием эрозионно-тектонических депрессий. Вещественные комплексы триасового возраста на площади отсутствуют. Очевидно, в это время она представляла собой покрытую чехлом кор выветривания приподнятую часть континента.

Юрско-позднемеловое время (до сеноманского века включительно). В раннеюрскую эпоху территория представляла собой возвышенную денудационную равнину. В западной части площади в связи с остаточными тектоническими движениями по ранее заложенным в аккреционно-коллизионную стадию разломам сформировалась область с относительно расчлененным рельефом, где в тоарском веке после длительного (с позднего карбона до плинсбаха включительно) стратиграфического перерыва возобновилось осадконакопление. Сносимый с разрушающегося орогена материал первоначально накапливался лишь в континентальных средне-мезозойских эрозионных депрессиях, частично унаследующих позднепалеозойские тектонические синформные структуры аккреционного и коллизионного этапов (в частности, Актай-Талицкую депрессию). Эти эрозионные палеоструктуры прослежены субмеридиональной цепочкой вдоль Дмитриевско-Марсятского и Карелинского взбросов от северной рамки листа О-41-I (Чернореченская, Ларьковская, Каменская, Западно-Катасьминская и Мысовская депрессии [10]) до южной границы описываемой площади (Ивдельско-Тагильская эрозионно-структурная депрессия), а также присутствуют в опущенном крыле Серовско-Маукского надвига (Невьянско-Кантуровская эрозионно-структурная депрессия). В этих депрессиях за счет местных источников сноса накапливались терригенные аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки лангурской свиты (тоарский–титонский ярусы юрского периода). Областью максимальной концентрации осадков лангурской свиты является позднедевонская Актай-Талицкая депрессия в юго-западной части площади.

В раннемеловую эпоху территория была приподнята и подвергалась процессам денудации с образованием кор выветривания. Это событие отмечено стратиграфическим перерывом. В сеноманском веке осадконакопление возобновилось, и в раннеобразованных эрозионных депрессиях откладывались осадки мысовской свиты. Предполагается также, что в это время закладываются система впадин Лозьвинского прогиба и линейные положительные морфоструктуры в рельефе фундамента молодой платформы (Вагранско-Лобвинский и Актайско-Карелинский валы).

Позднемеловое–эоценовое время (до лютетского века включительно). Туронский век отмечен на площади стратиграфическим перерывом, соответствующим, очевидно, кратковременному поднятию территории. Коньякский век ознаменовался морской трансгрессией и началом формирования сплошного чехла Западно-Сибирской платформы. В прибрежно-морских условиях мелководного шельфа отлагаются осадки камышловской, фадюшинской и ганькинской

свит глинисто-песчаной глауконит-кварцевой формации (коньякский–маастрихтский ярусы верхнего мела с кратковременным стратиграфическим перерывом на уровне сантонского яруса). На фоне постепенного углубления морского бассейна в палеоцене и эоцене (датский–лютетский века) происходит отложение осадков глинистой глауконитсодержащей и песчано-глинисто-кремнистой опоково-диатомитовой формаций – талицкой, серовской и ирбитской свит. В Лозьвинском прогибе на фоне общего сдавливания и слабого коробления фундамента в осадочных толщах чехла формируется система линейных конседиментационных складок. Формирование структур, очевидно, обусловлено затухающими (остаточными) блоковыми движениями фундамента по ранее заложенным разломам и протрузивными перемещениями масс в серпентинитовых массивах.

Эоцен–олигоценное время (бартонский–хаттский века). Со среднего эоцена в связи с тектонической активизацией происходило медленное поднятие региона и регрессия моря. Установился континентальный режим, результатом которого стал размыв кор выветривания и формирование сети речных долин. Установление континентального режима отмечено стратиграфическим перерывом вплоть до аквитанского века.

Миоценовое время. К раннему миоцену вся территория представляла собой обширный пеплен. Для миоценового периода характерна относительно спокойная тектоническая обстановка. В послеолигоценные этапы эрозионных врезаний осуществляется переработка отложений, заполняющих палеодолины, озерные ванны и эрозионно-тектонические депрессии, образуются аллохтонные разновозрастные россыпи. Происходит накопление аллювиальных и озерно-аллювиальных континентальных отложений песчано-глинистой формации (наурзумская и светлинская свиты).

Плиоцен–четвертичное время характеризуется прерывистыми подвижками преимущественно положительного знака – сводово-блоковыми поднятиями с амплитудой до первых сотен метров. На площади преобладали эрозионно-денудационные процессы. В плиоцене речные долины имели субмеридиональное простирание. Перестройка ориентировки водотоков на субширотное направление произошла в связи с активизацией неотектонических движений во второй половине раннего неоплейстоцена. Резкое похолодание климата в среднем неоплейстоцене (вильгортовское оледенение) способствовало образованию ледниковых форм рельефа: гляциальных, гляциофлювиальных и гляциолимнических образований покровного оледенения. В это же время на остальной территории в пределах внеледниковой зоны формировались исетская, позднее камышловская и режевская речные террасы. В голоцене наступила эпоха прохладного гумидного климата, приведшего к окончательному формированию речной сети. Техногенные образования последних сотен лет связаны с хозяйственной деятельностью человека.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Изученная территория охватывает часть восточного склона Урала (около 20 % площади) и примыкающую к нему Западно-Сибирскую равнину. Восточный склон Урала представляет собой низкогорье с пологими холмами и редкими отдельными сопками. Западно-Сибирская равнина имеет плоские заболоченные водоразделы и выраженное в пределах площади двухступенчатое строение. Практически вся территория, кроме болот и отчасти долин крупных рек, покрыта таежным лесом со значительным участием лиственных пород в местах вырубок. Площади болот характеризуются наличием угнетенного леса, полями кустарников и открытыми пространствами. Лесной покров в настоящее время служит защитой от проявлений денудации и эрозии.

По комплексу морфогенетических признаков в пределах изученной территории выделено три геоморфологических района: остаточные горы восточного склона Северного Урала, континентально-морская цокольная равнина и морская аккумулятивная равнина. Принципы выделения геоморфологических районов основаны на трудах основоположников геоморфологии Урала [95].

Район остаточных гор восточного склона Северного Урала (I) расположен на западе территории в пределах открытого палеозоя и характеризуется полого-грядово-холмистым рельефом с редкими, контрастно выдающимися сопками, перемежающимся с участками относительно выровненного ландшафта. Диапазон абсолютных отметок – от 110 м (долина р. Ляля) до 298,8 м (г. Караульская Сопка). Относительные превышения отдельных сопкок над межувальными долинами составляют 30–70 м. Долины рек, как правило, узкие, глубоко врезаемые. Врез долин крупных рек (Тура, Ляля) достигает 50–100 м, более мелких (Бол. Актай) – 30–40 м. Самые высокие вершины и относительно контрастный рельеф развит на площадях пород преимущественно вулканогенного состава (красноуральская и павдинская свиты ордовика–силура), более плавный ландшафт соответствует вулканогенно-осадочным породам (туринская свита силура–девона), незначительно развитое меридиональное понижение на юге района обязано своим существованием карбонатным толщам (краснотурьинская свита девона). Многочисленные небольшие тела гранитоидного, диоритового состава в северной части района образуют как повышенные, так и пониженные участки рельефа, ничем не выделяясь на общем мелкохолмистом фоне. В целом в этот геоморфологический район входит территория, развивающаяся после палеозоя исключительно в континентальном режиме.

Район континентально-морской цокольной равнины (II) ограничен восточной частью открытого палеозоя и площадью сплошного распространения морских мезозойских и кайнозойских осадочных отложений. Он занимает центральный сектор на севере площади и всю юго-восточную часть (южнее он широко распространен – это зауральский пенеплен). На площади листа это равнина со слабым наклоном на восток; диапазон абсолютных отметок – от 90 м в пойме р. Тура до 140–170 м на заболоченных водоразделах. Главный водоток этого района – р. Тура имеет в целом равновесную (как в продольном, так и в поперечном сечении) долину с комплексом террас. Район почти полностью перекрыт чехлом мезозойских и кайнозойских морских и континентальных отложений. В их составе наблюдаются юрская аллювиальная, нижнемеловая озерная, верхнемеловая и палеогеновая морские аккумулятивные, а также неогеновая аллювиальная и ложковая поверхности. Неглубоко залегающий цоколь обнажается как во врезаемых долинах современных рек, так и на местных водоразделах – в результате неотектонических процессов. Район континентально-морской цокольной равнины имеет весьма сложную историю развития, включающую аспекты остаточных гор и морской аккумулятивной равнины. Он является переходной ступенью от горного Урала к Западно-Сибирской равнине.

Морская аккумулятивная равнина (III) представляет собой типичную равнину с плоски-

ми сильно заболоченными междуречьями, широкими хорошо выработанными и террасированными долинами. Мягкие плавные очертания рельефа обусловлены очень слабо и неравномерно литифицированными, легко размываемыми осадочными породами морского генезиса мезозоя и кайнозоя, полностью перекрывающими глубокозалегающие скальные породы палеозойского фундамента. Широкие (до 4–5 км) долины двух крупных рек (Лобва и Ляля) имеют четко выраженные в рельефе борта высотой до 30–40 м. Максимальные абсолютные отметки водоразделов – 130–140 м, отметки в долинах рек – 70–90 м. В целом геоморфологический район охватывает площадь, развивающуюся с мезозоя в режиме морских мелководных внутриконтинентальных бассейнов, по крайней мере, на основе имеющихся геологических данных.

ГЕНЕТИЧЕСКИ ОДНОРОДНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Генетически однородные поверхности созданы денудационными склоновыми процессами – аструктурными и конструктурными, препарирующими древние складчатые структуры, представленные вулканогенными, осадочно-вулканогенными в разных соотношениях и карбонатными в значительной степени породами с плутоническими комплексами кислого, среднего, основного и ультраосновного состава, а также аккумулятивными, образующими поверхности мел-палеогеновых (преимущественно морских, реже – континентальных) и неогеновых осадочных образований, речные террасы, озерно-палюстринные. По возрасту поверхности условно подразделены на позднемезозойско-четвертичные, мел-палеогеновые, кайнозойские, миоценовые, а также четвертичные нерасчлененные и четвертичные детализированные.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ И ЭРОЗИОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

ДЕНУДАЦИОННЫЕ АСТРУКТУРНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

1. Поверхность врезания – склоны речных долин и временных водотоков – создана совместной деятельностью эрозии и плоскостного смыва. Морфологически она является наиболее расчлененной по сравнению с другими типами поверхностей. Образует современную речную и ложковую сеть, общий план которой существенно зависит от тектонических разломов разных направлений и неотектонических движений. Возраст поверхности врезания условно четвертичный.

2. Слабо расчлененная субгоризонтальная поверхность моделированного пенеплена представляет собой поверхность выравнивания комплексной денудации, сохранившуюся от размыва на уплощенных вершинах района остаточных гор восточного склона Северного Урала. Относится она к остаткам древних (позднемезозойской и палеогеновой) поверхностей выравнивания, развита фрагментарно, выделяется по гипсометрии и характерным особенностям микро-рельефа. Поверхность моделированного пенеплена лишена аккумулятивных накоплений, кроме четвертичных незначительной мощности. Возраст ее образования очень длительный – с позднего мезозоя по конец четвертичного периода.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ КОНСТРУКТУРНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

3. Склоны, образованные ниже-среднепалеозойскими вулканогенными сланцами по базальтам, андезитам, дацитам, риолитам с прослоями кремнистых алевролитов, развиты вдоль западной рамки листа, занимая примерно половину площади горного Урала в пределах листа. Поверхность располагается в районе остаточных гор восточного склона Северного Урала. Представляет собой хаотичный холмисто-мелкосопочный ландшафт, изредка образуя короткие меридиональные цепочки небольших возвышенностей. Долины прорезающих поверхность рек глубокие, узкие, часто с крутыми бортами, изредка со скальными обнажениями, но чаще – задернованные. Максимальный интервал высотных отметок от поймы р. Ляля (114 м) до самой высокой вершины (298,7 м) составляет 184 м. Склоны обычно слабоволнистые, как прямолинейные, так и вогнутые, преимущественно пологие, с уклоном (кроме врезов долин рек), обычно не превышающим 2–3°. Склоны отдельных сопков иногда с резко увеличивающейся к вершине крутизной (до 15°). Возрастание крутизны склонов от подножий к вершинам свидетельствует о продолжающихся неотектонических движениях положительного знака, когда денудационные процессы в привершинных частях максимальны. Эродируются склоны сетью мелких логов с сезонными водотоками. Поверхность перекрыта маломощным чехлом элювиально-делювиальных, делювиальных образований позднего неоплейстоцена, изредка палюстрием го-

лоцена.

4. Склоны, сложенные вулканогенно-осадочными породами (трахиандезиты, трахиандезибазалты, трахиты, туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, известняки), распространены в западной части территории, в районе остаточных гор восточного склона Северного Урала. Площадь, занимаемая ими, составляет около половины от всего открытого палеозоя. Поверхность представляет собой довольно отчетливо выраженный холмисто-грядовый ландшафт субмеридионального направления. Склоны преобладают относительно пологие, обычно до 2–3°, иногда до 5°, но на коротких отрезках эрозионных врезов речных долин встречаются и более крутые, волнистые, вогнутые с углом уклона до 10–15°. Перепад высотных отметок от вреза поймы рек (110 м) до самой высокой местной вершины (276,4 м) составляет около 260 м и является максимальным для всей территории. Перекрываются толщами меловых и палеогеновых континентальных и морских отложений, в местах открытого палеозоя – аллювием и пролювием миоцена, также чехлом элювиальных, делювиальных образований позднего неоплейстоцена, изредка – палюстрием голоцена.

5. Склоны с западным мезо- и микрорельефом на карбонатных (известняки с прослоями андезитов и их туфов) значительно карстующихся среднепалеозойских породах ограничено развиты в южной части территории в пределах района остаточных гор восточного склона Северного Урала. Склоны слабоволнистые и весьма пологие – углы наклона не превышают 2–3°. Роль карбонатных пород в формировании рельефа территории пассивно-отрицательная, ведущая к формированию уникальных по масштабам карстовых просянок. Перекрываются карбонатные породы толщами юрских, меловых и палеогеновых континентальных и морских отложений, галечникам наурзумской свиты и пролювием светлинской свиты миоцена, чехлом делювиальных образований позднего неоплейстоцена, а также техногенными образованиями, появившимися после переработки золотоносных отложений.

6. Склоны, сложенные интрузивными породами кислого и среднего состава (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты) и породами субвулканического комплекса щелочного и нормального состава (сиенит-порфиры, дациты) распространены по всей территории в пределах двух геоморфологических районов – остаточных гор восточного склона Урала и континентально-морской цокольной равнины. Здесь они обнажаются на бортах долин в результате эрозионной деятельности крупных рек. Общая площадь этой поверхности – не более 3 % от площади всего листа, к тому же она фрагментирована на множество сегментов, из которых лишь несколько достаточно крупных обладают своеобразными рельефообразующими свойствами. Склоны наблюдаются как пологие, почти горизонтальные, так и довольно крутые с уклоном до 15°; последние образуются в местах вреза небольших речек, в V-образных долинках. В случае положительных форм рельефа гранитоиды образуют невысокие небольшие холмы с пологими склонами и нередко плоскими вершинками. Роль в рельефе кислых магматических пород достаточно нейтральная – они вполне легко выветриваются и разрушаются, а прокварцованные разности, устойчивые к денудации, создают положительные формы рельефа. В пределах развития открытого палеозоя склоны перекрыты чаще всего маломощными элювиально-делювиальными (суглинки со щебнем) образованиями верхнего неоплейстоцена, в условиях континентально-морской цокольной равнины поверхность кислых интрузивных пород покрывается чехлом палеогеновых образований морского генезиса, а также позднееоплейстоценовым глинистым и лёссовидным делювием.

7. Склоны, сложенные интрузивными породами ультраосновного (дуниты, гарцбургиты), изредка основного (габброиды) состава в западной половине территории занимают до 5 % площади листа. Проявлены они заметным образом в геоморфологическом районе континентально-морской цокольной равнины. Поверхность образует рельеф, который можно назвать грядово-увалистым, хотя и весьма пологим. На изученной территории массивы ультраосновных пород в пределах континентально-морской цокольной равнины подвергались активной абразии. Протяженные в меридиональном направлении многокилометровые увалы имеют относительное превышение над окружающей равниной всего 30–50 м, а крутизна их склонов редко превышает 5°. Перекрываются толщей морских отложений мела–палеогена и маломощными элювиально-делювиальными образованиями позднего неоплейстоцена.

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

8. Поверхность пойменных аллювиальных террас объединяет высокую и низкую поймы голоцена. Развита она по всем рекам и является аккумулятивной, за исключением неравновесных участков, где цоколь часто обнажен у уреза воды. Низкая пойма возвышается над руслом на 0,5 м для большинства рек – и до 1,5 м на рр. Тура, Ляля, Лобва, в их нижнем течении в преде-

лах листа. Имеет ширину от первых метров до 200–300 м на крупных реках. Поверхность низкой поймы покрыта густым мелким кустарником и часто сильно обводнена. Высокая пойма в долинах рек, заложенных в палеозойском субстрате, прерывиста и как бы переходит с берега на берег, она прослеживается на расстояния в первые сотни метров в полосах шириной 50–100 м и имеет высоту уступа над низкой поймой – 1,0–1,5 м. Пологоволнистая поверхность ее покрыта лугами, местами – заболочена и залесена. В долинах, заложенных в рыхлых отложениях кайнозоя и мезозоя, высокая пойма прослеживается непрерывно и имеет ширину от первых сотен метров до 1–1,5 км (максимально вместе с низкой поймой – 2 км на р. Ляля). В долинах крупных рек в равнинной части высокая пойма часто заболочена, переход от нее к низкой пойме проходит по четко выраженному уступу высотой 1,5–2,5 м либо постепенно. При обработке золотоносных россыпей поверхность пойменных аллювиальных террас активно вовлекается в горнорудные (гидравлические) или дражные работы, вплоть до полной переработки поверхности и превращения ее в техногенную. Сезонные паводки, как правило, частично или полностью затапливают поверхность пойменных террас, постепенно изменяя ландшафт.

9. Поверхность делювиально-аллювиальных образований голоцена развита по всей территории, образуя сеть небольших (в масштабах карты) постоянных и временных водотоков. Долины логов, как правило, заметным образом врезаются в подстилающие породы, особенно в своем нижнем течении, где они впадают в такие же глубоко врезаемые долины крупных рек. Ширина долин мало меняется на протяжении водотока и обычно составляет первые десятки метров. При врезании логов в процесс переработки с бортов поступает большое количество пород в качестве делювия, что определяет общий генезис ложковых образований – аллювиально-делювиальный. Рельефообразующие параметры описываемой поверхности сильно зависят от количества атмосферных осадков. Днища логов обычно покрыты лесом с кустарником, в истоках – слабо заболочены. Врез долин логов свидетельствует о понижающемся базисе эрозии при продолжающемся в настоящее время подъеме всей территории.

10. Поверхность болот (палюстрий и лимний) широко распространена в пределах листа, картируется в геоморфологических районах континентально-морской цокольной равнины и морской аккумулятивной равнины. Поверхность располагается на террасах в долинах крупных рек и в седловинах на плоских водоразделах. Часто это очень пологие водонасыщенные склоны с уклоном 0,5–1,5 м/км, но нередки и участки с горизонтальной поверхностью и близко стоящей, иногда открытой водой, они занимают в общей сложности около 1 % от всей площади территории. Озера на палюстриинной поверхности практически отсутствуют, единственное небольшое озеро (Малое Актайское) имеет весьма скромные размеры – 400×450 м. Отдельные объекты палюстриинной равнины (болота) обычно имеют вытянутую форму с шириной до 1–2 км и длиной до 5–7 км. Самым крупным является болото Обжиговское на юге листа с площадью более 20 км². Поверхность болот покрыта мхами, кустарником и лесом, обычно в разной степени угнетенным. Сложена торфом и илистыми глинами голоценового возраста. Палюстриинную поверхность можно определить как место консервации рельефа. Возраст формирования поверхности – голоцен.

11. Техногенные формы, связанные с горными работами и оказавшие заметное влияние на изменение природного рельефа, представлены отвалами и прудами, оставшимися после гидравлических полигонов на россыпях золота-платины в долинах рр. Кедровая, Талица, Тура. К техногенным формам рельефа, также изменившим первозданный ландшафт, можно отнести два газопровода в западной части территории. Траншеи газопроводов оказывают заметное влияние на гидрогеологический режим верховодки, что имеет долговременные последствия. Множество мелких карьеров осталось от работ при строительстве дорог.

12. Первая надпойменная терраса (режевская) развита достаточно широко. Терраса аккумулятивная, хотя в геоморфологическом районе остаточных гор встречаются трудно диагностируемые цокольные участки. На крупных реках горной части (Ляля, Тура) она практически неотличима от камышловской террасы. В долинах равнинной части рек Лобва и Ляля первая надпойменная терраса прослеживается почти непрерывно по обоим берегам. Ширина площадок одного борта достигает 500–700 м, редко – больше. Поверхность террасы слабоволнистая и обычно почти горизонтальная, у тылового шва может быть заболочена. Высота террасы над урезом воды в районе бровки – 4–6 м. Переход к высокой пойме обычно постепенный, иногда с малозаметным пологим уступом высотой до 2–3 м. Переход ко второй надпойменной террасе или коренному склону фиксируется по заметному повышению уклона местности. В периоды редких катастрофических паводков поверхность режевской террасы может быть затоплена.

13. Вторая надпойменная терраса (камышловская) преимущественно является аккумулятивной, а в долинах, заложенных в палеозойском субстрате, может быть эрозионно-аккумулятивной. Является самой распространенной и легко диагностируемой по всей территории. В преде-

лах горной части встречается эпизодически. В долинах крупных рек равнинной части прослеживается почти непрерывно, в широких долинах – по обоим берегам одновременно. В долинах крупных рек ширина террасы от первых сотен метров до 1–2 км. Поверхность камышловской террасы плавно волнистая и, как правило, заметно (исключая очень широкие участки) наклонена в сторону русла. Превышение над поймой бровки террасы – 6–12 м, ее поверхности в районе тылового шва – до 10–20 м, последний часто перекрыт глинистым делювием. Возраст формирования поверхности камышловской террасы – поздний неоплейстоцен, его начало. Перекрывается палюстрием голоцена, иногда (в широких долинах) в значительной степени. Камышловская терраса в горной части при паводках может быть в редких случаях затоплена, но в равнинной части территории не подвержена даже катастрофическим паводкам; на ней расположены населенные пункты.

14. Поверхность раннечетвертичных (эоплейстоцен-неоплейстоценовых) долин картируется по глинистым пескам и галечникам озерно-аллювиального и озерного генезиса. Это чумлякский и увельский горизонты (падунские слои) эоплейстоцена, батуриная свита нижнего неоплейстоцена и уйско-убоганская свита среднего неоплейстоцена. Располагаются они в пониженных частях рельефа, устанавливаются при буровых работах на глубинах 8–22 м. Выявлены три крупных контура: первый на западе листа вдоль Восточно-Уральского уступа, к востоку от него, пересекает весь лист; второй – в пределах континентально-морской цокольной равнины на юге площади и третий – в равнинной юго-восточной части. Первый контур сложен озерно-аллювиальными разностями, во втором – озерные отложения значительно преобладают над аллювиальными, третий – представлен собственно озерными. На схеме первые два контура показаны как речные долины, а третий – как древнеозерный водоем. Поверхность раннечетвертичных отложений перекрывается комплексом более молодых аллювиальных и ложковых образований и палюстрием голоцена.

15. Третья (исетская) надпойменная терраса является эрозионно-аккумулятивной, картируется только в долинах крупных рек, располагается на высоте 15–25 м с цоколем в 8–10 м от уреза воды. Образует заметно наклонную к руслу площадку шириной до первых сотен метров и протяженностью до 2–3 км. Она особенно выразительна, когда расположена близко к руслу. Исетская терраса практически никогда не затопляется паводковыми водами, на ней располагаются населенные пункты. Четвертая (уфимская) надпойменная терраса никак не выражена в рельефе, она так же эрозионно-аккумулятивная, имеет наклонную поверхность, сливающуюся с расположенной ниже поверхностью исетской террасы и плавно переходит в поверхность водораздела. При однотипной литологии отличить уфимскую террасу, имеющую сходные параметры (высоту – 20–35 м, цоколь – на 10–20 м) от исетской можно только в непрерывном буровом профиле-разрезе, если присутствуют обе террасы. Средняя ширина площадки уфимской террасы не установлена, понятно только, что она меньше исетской. На схеме исетская и уфимская террасы показаны объединенным контуром, но надо иметь в виду, что значительно большая роль отведена именно исетской террасе.

16. Слабовсхолмленная поверхность. Палеодолины и фрагменты ложковой сети неогена (миоцена) – наурзумская и светлинская свиты. Развиты фрагментарно, в пределах мезозойской эрозионно-структурной депрессии. Промышленно золотоносны. Перекрыты отложениями раннечетвертичных долин и поздненеоплейстоценовым делювием.

17. Слабовсхолмленная поверхность морской равнины мела-палеогена обусловлена наличием широко распространенных на большей части листа верхнемеловых свит (камышловская и фадюшинская) и перекрывающих их палеогеновых (талицкая, серовская, ирбитская) свит. Минимальная роль в формировании рельефа принадлежит мезозойским толщам, обнажающимся редко и только на западе ареала развития, в районе Восточно-Уральского уступа. Основное рельефообразующее значение имеют палеогеновые отложения, из которых наибольшая роль принадлежит серовской свите (верхний палеоцен), как самой распространенной. Состав ее верхних горизонтов – опоки, диатомиты, песчаники. Серовская свита местами перекрывается образованиями ирбитской свиты, также сложенной диатомитами. Однообразие состава определяет и такое же однообразие форм маловыразительного в целом рельефа. Поверхность перекрывают разнообразные четвертичные образования, весь комплекс речных террас, делювиальные и лёссовидные суглинки и супеси, также палюстрий и лимний.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ИХ ГЕНЕЗИС

Самая крупная форма рельефа, созданная речной деятельностью, представлена Ивдельско-Тагильской мезозойской эрозионно-структурной депрессией. Депрессия имеет древнейшее заложение, в южной части площади она наследует палеозойскую Актай-Талицкую депрессию, в

свою очередь наследуется неогеновой и раннеоценовой («мертвой») долинами. Депрессия фиксируется по наличию фрагментов аллювиально-озерных отложений юры (лангурская свита), фрагментарно золотоносных. В конце мезозоя произошло оживление эрозионной деятельности и формирование озерно-аллювиальных отложений мысовской свиты позднего мела; так же эпизодически золотоносных. Возможно, морфологически это была уже другая депрессия, расположенная вдоль переменной береговой линии моря; в юрский же период морей на территории еще не было и контуры той первой депрессии можно только предполагать. Ивдельско-Тагильская депрессия почти не выражена в рельефе, большая ее часть находится в районе континентально-морской цокольной равнины, но западный борт угадывается в современном рельефе. Территориально депрессия приурочена к площадям развития вулканогенно-осадочных пород, легко поддающихся химическому выветриванию, и карбонатных пород, выщелачивающихся в условиях избытка грунтовых вод. В западном борту депрессии местами картируются более устойчивые к выветриванию вулканогенные породы. На севере листа восточным бортом стали массивы гипербазитов, на юге Ивдельско-Тагильская депрессия фактически сливается с выявленной южнее Невьянско-Кантуровской. Разделяющий их (в принятой ранее версии геоморфологического строения [46]) протяженный Актайско-Туринский дунитгарцбургитовый массив, возможно, был неким «островом» среди осадочных образований тех времен. Выровненные площадки предположительного дна депрессии в пределах горного Урала расположены на отметках 200–220 м. Западным бортом депрессии, возможно, служили увалы, имеющие в настоящее время абсолютные отметки 240–250 м. Восточный борт картируется по распространению наследующих депрессию неогеновых речных долин и сопутствующим образованиям. В пределах геоморфологического района морской аккумулятивной равнины контур депрессии теряется. Ширина основной части Ивдельско-Тагильской мезозойской эрозионно-структурной депрессии порядка 10–15 км, в районе ее слияния с Невьянско-Кантуровской (на юге за пределами площади) – до 25 км. В своей последней фазе, перед трансгрессией конца мелового периода она представляла собой прибрежную низину, занятую озерами, соединенными вялотекущими водотоками.

Неогеновые (раннемиоценовые) палеодолины картируются в районах современных долин рек Лата (приток р. Лобва) и Талица (приток р. Тура) по наличию аллювия наурзумской свиты, в последнем случае промышленно золотоносного и существенно отработанного. Здесь палеодолина наследует мезозойскую депрессию на площадях развития карбонатных карстующихся пород. Длина меридионально вытянутой долины – около 20 км, ширина – около 2–3 км. Современная гидросеть как наследует раннемиоценовые палеодолины (рр. Крутая Лата, Талица), так и сечет их поперек (рр. Лата, Полуденный Актай, Тура).

Раннеоценовые («мертвые») долины выявлены на междуречьях рр. Лобва, Ляля и Тура. Латинско-Актайская долина расположена субмеридионально вдоль Восточно-Уральского уступа, наследует Ивдельско-Тагильскую мезозойскую эрозионно-структурную депрессию. Длина ее – более 50 км, ширина – 5–9 км. Таловская долина расположена восточнее Актайско-Туринского гипербазитового массива на юге площади. Длина ее – более 25 км, ширина – 3–5 км. «Мертвые» долины имеют однотипное строение: меридионально вытянуты, не связаны с современной гидросетью, выполнены озерно-аллювиальными глинистыми галечниками и озерными глинами эоценового и раннеоценового возраста. Врез древних долин достигает 15–25 м.

Среднеоценовая озерная ванна расположена на водораздельных пространствах к югу от р. Тура, занимает юго-восточный угол листа. Выполнена озерными отложениями уйско-убоганской свиты.

Современная речная сеть представлена нижними течениями средних в масштабе карты рек Лобва, Ляля, Тура. Ляля и Тура являются притоками крупных рек Сосьва и Тобол, соответственно. Направление течения средних рек в целом субширотное. По характеру поперечного профиля выделяются долины V-образные и корытообразные. V-образные долины развиты только в западной части территории, в пределах обнаженного палеозоя. Для них характерен выпуклый продольный профиль, небольшая ширина долины. Максимальный врез – 45–75 м. Корытообразные долины с широким плоским дном развиты в восточной части площади. Продольный профиль их обычно полого-вогнутый, а склоны бортов – различной крутизны высотой от первых до 10–20 м. Террасовый комплекс основных рек представлен двумя пойменными и четырьмя надпойменными террасами, описанными ранее в подразделе «аккумулятивные поверхности».

Неотектонические уступы (разрывные нарушения), наследующие более древнюю тектонику, фиксируются в районах континентально-морской цокольной и морской аккумулятивной равнин. При детальном анализе рельефа (микрорельефа) по крупномасштабной топооснове замет-

но, что в геоморфологическом районе континентально-морской цокольной равнины преобладают (либо более заметны) уступы субмеридионального плана, а субширотные – относительно редки. Очевидно, неотектонические уступы наследуют палеозойскую тектонику, «просвечивающую» через сравнительно маломощный чехол рыхлых образований. Часть субмеридиональных неотектонических уступов связана с поднятием гипербазитовых массивов и обрамляют их с запада и востока. В районе морской аккумулятивной равнины преобладает субширотное и диагональное направления. Здесь проявлены тектонические процессы самих рыхлых толщ, возможно под влиянием глубинных разломов регионального масштаба. По характеру расположения неотектонических уступов, особенно субширотного плана, видно, что ширина долин рр. Лобва и Ляля в месте их слияния (4–5 км) определяется не столько эрозионными возможностями водотоков, сколько геодинамическими параметрами (действующей неотектоникой отрицательного знака), задающими ей рамки самой низкой гипсометрии в пределах морской аккумулятивной равнины.

Главным в геоморфологическом строении, но не самым заметным в рельефе, является Восточно-Уральский уступ, также живущий в процессе новейшей тектоники. На местности, как и на топооснове, он проявлен эпизодически, пунктирно. Вертикальная амплитуда его на дневной поверхности составляет 50–70 м, иногда – до 100 м. Уступ в значительной степени размыт и морфологически является довольно пологим склоном протяженностью 1–2 км. Вертикальная амплитуда менее значимых новейших подвижек, образующих борта крупных речных долин, составляет 20–50 м. Неотектонические уступы на водоразделах самые малоамплитудные – 5–20 м. Протяженность неотектонических уступов в плане – от 2 до 10 км.

Структурно-денудационные уступы фиксируются в пределах района остаточных гор Северного Урала и в местах обнажения палеозойских пород в районе континентально-морской цокольной равнины. Уступы часто расположены в привершинных частях невысоких увалов и гряд. Простирание их обычно совпадает с направлением складчатости пород либо с контактами пород различного состава. Большая часть уступов выявлена в пределах развития вулканогенных пород, что, вероятно, связано с жесткостью отдельных микроблоков, разбитых тектоникой местного масштаба. На площадях абразионного выравнивания района морской равнины, учитывая значительную выровненность рельефа и незначительную крутизну, а правильнее сказать – выположенность склонов, уступы заметны либо непосредственно на местности, либо при детальном анализе рельефа (микрорельефа) по крупномасштабной топооснове. Структурно-денудационные уступы, выявленные при морфоструктурном анализе рельефа, частично совпадают с результатами дешифрирования аэроснимков.

Эрозионные уступы представляют собой скальные обрывы либо крутые откосы с высыпками глыб и щебня в бортах долин рек. Развиты ограниченно в пределах геоморфологических районов остаточных гор Северного Урала. Встречаются на участках V-образных долин рр. Ляля и Тура, где реки врезаются в палеозойский фундамент, представленный преимущественно известковистыми породами. Высота эрозионных уступов достигает 20–50 м.

Карстовые, суффозионные формы развиты преимущественно на карбонатных породах девона в юго-западной части листа. Карст четвертичного возраста образует на поверхности воронки и углубления различной формы. Диаметр карстовых воронок – 3–4 м, глубина – до 20 м. Воронки заполнены разновозрастным рыхлым материалом. Диаметр суффозионных просадок – до 30–50 м, глубина (понижение в рельефе) – 1–1,5 м.

Осыпи встречаются редко, одно из таких мест – г. Караульская Сопка на западе территории в пределах геоморфологического района остаточных гор Северного Урала, где имеется серия небольших отдельных скальных останцов палеозойских пород высотой 5–15 м. К этой отдельной вершине также подходит определение «монаднок» – останец селективного выветривания.

НЕОТЕКТОНИКА

Новейшие движения (от 35 млн лет, что примерно соответствует началу олигоцена) наследуют более древние, связанные с формированием Урала. Начало собственно неотектонического этапа связано с процессом окончательного перехода территории к континентальному режиму развития. В региональном плане новейшие тектонические движения на изученной территории обусловлены субширотным сжатием Урала и прилегающих территорий Зауралья, что является частным проявлением тектоники литосферных плит [2]. При этом возникают не только взбросовые, но и сдвиговые нарушения – диагональные и субмеридиональные. На равнине, где мощный осадочный чехол сглаживает новейшую тектонику фундамента, она проявляется на поверхности в виде серии пологих увалов северо-западного простирания, один из которых попадает на исследованную территорию – это водораздел рек Ляля и Сосьва. Подобные вытяну-

тые в плане пологие более крупные увалы наблюдаются и за пределами листа на площади Западно-Сибирской равнины. Возможно, такие обычно заболоченные возвышенности и понижения с долинами крупных рек являются неким проявлением складчатости осадочных толщ, испытывающих субширотное сжатие. Образующиеся при этом «складки» имеют чрезвычайно пологие крылья, раскинувшиеся на многие километры.

Новейшие тектонические движения на площади связаны с геодинамической эволюцией системы разломов (Серовско-Маукский, Дмитриевско-Марсятский, Карелинский), ограничивающих область распространения крупных дунит-гарцбургитовых массивов, отделяющих собственно Уральский кряж от Западно-Сибирской равнины и проявленной в рельефе прерывистыми ступенями уступов. Субмеридиональная полоса гипербазитовых массивов во многом определяет появление на площади такого геоморфологического района как континентально-морская цокольная равнина, являющаяся фактически ступенью между Уралом и Западно-Сибирской низменностью. При серпентинизации ультрамафиты становятся менее плотными и увеличиваются в объеме, что в условиях горизонтального субширотного сжатия приводит к протрузивным движениям и, как следствие, к тектоническим подвижкам во вмещающих и перекрывающих породах. На площади дунит-гарцбургитовые массивы подвергались активным абразионным процессам, как минимум, один раз – в конце мелового периода, поэтому имеют вид увалов с выровненной, почти горизонтальной поверхностью.

Зона собственно горного Урала также тектонически активна, имеет место сводовое поднятие, когда середина поднимается быстрее окраин. Причины последнего имеют глобальный и в целом не выясненный характер. Территория работ охватывает небольшую восточную часть этого свода. Новейшие тектонические движения имели прерывисто-колебательный характер; наиболее интенсивные в середине миоцена–раннего плиоцена, в начале раннего неоплейстоцена и в голоцене.

Неотектоника рубежа неогена и четвертичного периода, возможно, связана с периодом кратковременной деформации региона, с участками растяжения – возникли грабенообразные относительно неглубокие впадины, сразу же занятые аллювиально-озерными отложениями. Это древние «мертвые» долины вдоль Восточно-Уральского уступа, участок широких корытообразных долин в месте слияния рек Лобва и Ляля. В последнем случае эоплейстоценовые отложения, если они были, могли быть нацело уничтоженными более молодым аллювием. Такие «мертвые» долины эрозионно-тектонического генезиса известны в разных районах Урала. Ближайшие – в районе г. Ивдель и севернее. Причины и масштабы этой молодой тектонической деформации (активизации) служат предметом дискуссий. То, что часть этих долин считается ложбинами стока ледниковых вод, не объясняет их зачастую выраженного тектонического облика. Возможна косвенная связь с процессами, приведшими к похолоданию климата в четвертичном периоде (по крайней мере, в северном полушарии).

Неотъемлемым фактором новейшей тектоники является также постоянное денудационно-эрозионное снижение когда-то «первоначального» уровня рельефа. Эта проблема изучалась на Урале еще в середине прошлого века. Были оценены разнообразные факторы, позволяющие определить глубинность образования геологических тел и пород разного состава, в настоящее время оказавшихся на дневной поверхности [83]. Соответственно этим исследованиям, эрозионный срез изучаемой площади, его горной части, за период с позднего палеозоя составил 2–4 км, с начала мезозойского периода по четвертичный включительно – около 500–700 м. На неотектонический этап приходится около 150–200 м этого среза, и примерно на столько же территория поднялась.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

История развития рельефа исследованной территории в мезозое и кайнозое фактически отражает историю геологического развития Урала в этот период – все изменения, так или иначе, фиксировались в реликтовых формах ландшафта. Представления об истории геологического развития были оформлены научными трудами в 1960-х гг. и не потеряли своей актуальности по сей день. Было выделено и обосновано шесть тектоно-климатических этапов образования рельефа Урала, каждый со своими характерными особенностями тектонического режима и климатических условий [25]. Выделенные этапы увязывались с металлогеническими эпохами для мезозойско-кайнозойского цикла развития. Проведенные в последние 20 лет работы ГДП-200 в разных областях Северного Урала позволили внести коррективы в теорию тектоно-климатических этапов. Были уточнены временные рамки этапов, детализированы и синхронизированы геологические события внутри каждого из них.

Первый этап (триас) – образование глубинных разломов и излияние лав – заметным образом

на территории не проявлен, возможно, он был проявлен как-то иначе, и его можно сопоставить с восточно-уральским тектоногенным комплексом рубежа палеозоя и мезозоя (его возраст принят как поздний девон–пермь).

Второй этап (поздний триас–юра) – развитие тектонических впадин (грабенов), заполняющихся мощными толщами осадков (лангурская свита), образование Восточно-Уральского уступа, возможно являющегося бортом такого грабена. Крайняя западная часть изученной территории оставалась сушей, здесь в условиях теплого гумидного климата образовалась формация коры выветривания. Происходило высвобождение золота из литифицированного, рудного состояния. Образующиеся глинистые коры легко размывались при продолжающемся подъеме территории, общий гипсометрический уровень территории изменялся незначительно. Реликты палеорельефа юрского периода (остатки древнего пенеплена) на площади работ не сохранились.

Третий этап (ранний мел–эоцен) – медленное поднятие горной части и продолжающееся заполнение низменности Зауралья материалом, снесенным с восточного склона. Особенно сильное образование химических глубоко проработанных кор выветривания связывают с верхнемеловым периодом. Продолжалось высвобождение из выветриваемых пород золота, платиноидов, а также титановых минералов, циркона, кварца. Существующая в ту эпоху озерно-речная сеть располагалась в субмеридиональной Ивдельско-Тагильской эрозионно-структурной депрессии, водотоки впадали в море, занимающее северо-восточную часть листа. В конце верхнего мела произошла трансгрессия, граница морского бассейна установилась по Восточно-Уральскому уступу. В Зауралье сформировалась осадочная формация морских трансгрессивных циклов верхнего мезозоя и палеогена (камышловская и фадюшинская свиты мела, талицкая, серовская, ирбитская свиты палеогена). В современном рельефе горной части Урала сохранились реликтовые поверхности палеогенового пенеплена – небольшие платообразные площадки на самых высоких вершинах сопок современного рельефа площади (270–300 м). Конец этапа в эоцене характеризуется почти полным отсутствием тектонических движений при стабильном мягком климате.

В течение четвертого этапа (олигоцен–нижний миоцен; начало отсчета собственно неотектонических подвижек) происходило общее эпейрогеническое поднятие территории, особенно ее горной части. Климат в эту эпоху становится менее влажным, в конце этапа даже с краткими периодами засушливого. На суше образовалась формация палеогеновой коры выветривания, значительно уступающей мезозойской по интенсивности химической проработки и, соответственно, мощности. В связи с поднятием горного Урала произошло переориентирование к концу этапа речной сети (наурзумская свита). Образовывались долинные россыпи из высвободившихся ранее минералов – золотые, платиносодержащие.

С началом пятого этапа (средний миоцен–нижний плиоцен) регион окончательно переходит в континентальный режим существования. В условиях медленного эпейрогенического поднятия установились процессы педипленизации, основным рельефообразующим процессом стало формирование пологих склонов. Активно размывались остаточные коры выветривания, нередко до почти полного их уничтожения. В горной части образовалась разветвленная ложковая сеть. Сухой жаркий климат в горной части способствовал образованию оксида железа, имеющего красно-коричневый цвет и облекающего частицы пород тонкой пленкой (так называемое «пустынное выветривание»), из-за чего глинистые отложения, преимущественно местного пролювиального характера, образующиеся в периоды сезонных дождей, становились в разной степени красноцветными (кустанайская свита). Желто-ржаво-бурая «рубашка», особенно заметная на кварцевом галечнике, в настоящее время является характернейшим признаком неогенового периода в его истории. Мощная гидродинамика временных водотоков способствовала образованию россыпей золота ложкового типа. На равнинах в условиях дефицита воды образовывались водоемы озерного и озерно-болотного типов, выполненные в основном сероцветными песчаными и алевритистыми отложениями. В них концентрируются титансодержащие минералы, цирконы, минерально чистый кварц. Главный итог этого этапа – становление основных черт современного рельефа (кроме долин рек).

Шестой тектоно-климатический этап (эоплейстоцен и неоплейстоцен) с усилением эпейрогенеза и эпохой прохладного гумидного климата приводит к образованию лестницы речных террас. С началом этапа связано образование узких тектонических впадин непосредственно к востоку от Восточно-Уральского уступа, заполняющихся раннечетвертичными аллювиально-озерными отложениями – подобные молодые микродепрессии установлены и севернее (лист Р-41-XXV, отчет в процессе завершения). Резкое похолодание климата в начале среднего неоплейстоцена способствовало образованию ледниковых форм рельефа: гляциальных образований покровного оледенения, фрагментарно присутствующих в северной части листа. В горах про-

исходили гравитационные солифлюкционные процессы, способствующие образованию склоновых глинистых толщ, в настоящее время обычно диагностируемых как делювий. На болотах сохранилась флора, характерная для современной северной тундры. Количество похолоданий и оптимумов, а также их временные рамки являются предметом дискуссий разных научных школ. В конце этапа происходит окончательное формирование речной сети, образуются современные долинные россыпи золота.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа располагается в старейшем горнорудном районе Урала, но разнообразием полезных ископаемых и развитием горнодобывающей промышленности не отличается. Восточная часть территории большей частью перекрыта мощным чехлом мезозойско-кайнозойских осадков, вследствие чего докембрийские образования слабо опробованы. На площади листа учтено 125 объектов минерального сырья различных генетических типов и рудных формаций: 50 месторождений и 75 проявлений и пунктов минерализации. Представлены они торфом, железом, хромом, медью, никелем, ртутью, молибденом, алюминием, золотом, платиной, каолином, трепелами, строительными материалами, глинами бентонитовыми, питьевой водой. Кроме того, вынесены 1 комплексная геохимическая аномалия по вторичным ореолам рассеивания, 1 комплексный геохимический поток рассеивания и 6 шлиховых потоков рассеивания золота и платины. Основу горнодобывающей отрасли составляли россыпи золота и платины, которые разрабатывались с XIX века и в незначительном объеме продолжают разрабатываться в настоящее время. Большинство россыпных месторождений отработано полностью или частично, поисково-разведочные работы проводятся лишь эпизодически и, в основном, с целью выявления техногенных объектов. Кроме россыпных разрабатывается только месторождение порфиров и суглинков для нужд Нижнетуруинской ТЭЦ.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ТОРФ

В пределах изученной территории месторождения и проявления торфа пользуются широким развитием (34 объекта), обусловленным характером слаборасчлененного плоского рельефа, наличием хорошо увлажненных долин рек и бессточных западин. Относятся они к торфяниковой формации.

Месторождения торфа резко различаются по своей площади – 7 месторождений из 11, учитываемых Территориальным балансом торфа Свердловской области, имеют площадь промышленной залежи от 19 до 660 га, 4 месторождения занимают площадь от 3 000 до 4 550 га, что обусловлено приуроченностью малых месторождений к долинной части рек, а более крупных – к бессточным западинам. По типу торфяников выделяются верховые, переходные и низинные с преобладанием последних.

Состав торфов достаточно разнообразен: они представлены осоковыми, древесно-осоковыми, лесотопяными, сфагновыми и осоково-сфагновыми видами. Последние преобладают в крупных месторождениях переходного и низинного типа. Качество торфов по степени разложения хотя и варьирует в широких пределах – от 7 до 50 %, но в среднем составляет 26–40 %. Зольность практически не зависит от типа залежи и варьирует от 2 до 33 % при среднем значении около 10 %. Влажность достигает 90 % и более, калорийность – до 3 000 кал. Мощность залежей также сильно изменчива, максимальная мощность достигает 6,5 м, а средние мощности колеблются от 1,2 до 2,4 м. По своему применению торф месторождений пригоден в качестве топлива и удобрений, реже – для подстилки и изоляции.

Запасы месторождений согласно Территориальному балансу торфа Свердловской области на 01.01.2019 г. составляют от 63 до 23 628 тыс. т. По степени освоения месторождения разделяются на 2 группы: резервные (с запасами категорий А, В и С₁) – 10 месторождений и перспективные для разведки мелкозалежные (с забалансовыми запасами) – 1 малое месторождение.

Наиболее крупным является *месторождение Косылманское I № 116 (IV-4-1)*, располагаю-

щееся в пределах одноименного болота, на водоразделе рек Черной и Салды, в 14 км на юг от г. Верхотурье. На месторождении выделяется 4 типа залежей: низинная, верховая, смешанная и переходная. Общая площадь торфяной залежи – 5 662 га, промышленной – 4 550 га. Максимальная мощность торфа – 5,9 м, средняя – 2,96 м. По составу выделяются осоковые, осоково-сфагновые и сфагново-осоковые разности. Степень разложения торфа – 30 %, зольность – 2,4–16,4 %, средняя – 7 %. Влажность – 89,4 %. Содержание СаО – 0,5–2,1 %. Поверхность залежи месторождения изрезана суходольными островами, микрорельеф кочковатый при высоте кочек до 0,4 м и диаметре 0,5–0,7 м. Залежь малопнистая (0,4 %). Месторождение разведывалось в 1949 г. и в 80-х годах прошлого столетия. Балансовые запасы категории А – 23 628 тыс. т, забалансовые – 160 тыс. т. Торф пригоден в качестве топлива, удобрения, торфяной подстилки и торфоизоляционного сырья.

Кадастром торфопроявлений Свердловской области на территории учитывается 23 объекта с прогнозными ресурсами категории P_1 в количестве от 234 до 10 851 тыс. т, но, вследствие отсутствия потребителей торфа в районе, промышленного интереса они не представляют.

Месторождений торфа, находящихся в разработке или переданных для освоения, на изученной территории не имеется.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

В районе выявлены проявления и пункты минерализации железных руд, относящиеся к трем рудным формациям: ванадий-титан-железородной габбро-пироксенит-дунитовой, железородной скарновой и бурожелезняковой терригенной.

Ванадий-титан-железородная габбро-пироксенит-дунитовая формация связана с пироксенитами серовского дунит-гарцбургитового комплекса и представлена тремя проявлениями титаномagnetитовых руд: *Савиновским* (II-2-1), *Средне-Савиновским* (III-2-1) и *Южно-Савиновским* (III-2-2), которые были вскрыты структурно-поисковой и двумя картировочными скважинами на глубинах от 46 до 200 м. Рудные пироксениты всех трех проявлений приурочены к западному контакту Актайско-Туринского дунит-гарцбургитового массива, имеющему западное падение. Руды вкрапленные, содержание Fe_2O_3+FeO – 19,6 %, TiO_2 – 1,4 %, V_2O_5 – 0,05 %. Отнесение титаномagnetитового оруденения к ванадий-титан-железородной габбро-пироксенит-дунитовой формации весьма условно, так как габбро и пироксениты практически отсутствуют в составе серовского дунит-гарцбургитового комплекса. Более того, некоторые исследователи [75] предполагают метасоматическую природу пироксенитов, которые образовались на контакте серпентинитов и рвущих их габбро левинского комплекса. На участках, где были пройдены скважины, вскрывшие рудные пироксениты, отмечаются магнитные аномалии интенсивностью 3 000–3 500 нТл. Проявления промышленного значения не имеют в виду сложных геологических условий залегания рудных тел и незначительного масштаба оруденения.

В северо-западной части листа имеется ряд проявлений и пунктов минерализации железородной скарновой формации: *Северо-Питателевское* (I-1-7), *Питателевское* (I-1-8), *Поселок № 2* (I-1-14), *Толокнянское* (II-1-6), *Мысовской* (I-1-1) и *Ключи* (II-1-3). Типичным является Питателевское проявление в вулканогенно-осадочных породах туринской свиты, прорванных штоками сиенит-порфиоров туринских субвулканических образований. Руды представлены магнетитом, мартитом и бурым железняком, вмещающие породы – гранат-эпидотовые скарны. Содержание в руде Fe_2O_3+FeO – 25–62 %. Размеры, форма и условия залегания рудных тел не выяснены. Проявление сопровождается локальной магнитной аномалией интенсивностью 2 000 нТл, но промышленных залежей магнетитовых руд на глубине до 300 м по геофизическим данным не ожидается [40]. Проявление вскрыто карьером, в настоящее время затопленным, сведений о его разработке не имеется.

Осадочный тип железных руд представлен двумя проявлениями: *Мухлынинским* (I-1-4) и *Малая Лата* (II-1-1). Проявление Малая Лата связано с осадками мысовской свиты, имеющими ограниченное распространение в западном борту Актай-Галицкой эрозионно-структурной депрессии. Оруденение представлено горизонтом бобово-конгломератовых руд мощностью 0,7–1,0 м, вскрытого скважиной на глубине 40,4–41,4 м. Состав руд (%): Fe_2O_3 – 71,53, FeO – 0,71, Cr_2O_5 – 5,84, TiO_2 – 0,54, P_2O_5 – 0,18, V_2O_5 – 0,10, Co – 0,024, Ni – 0,07. На Мухлынинском проявлении два пласта бобово-конгломератовых руд, мощностью до 30 см каждый, залегают под покровными суглинками на переотложенных глинистых корках выветривания и представляют

собой, вероятно, реликты сохранившихся от размыва отложений мысовской свиты.

Перспективы проявлений оцениваются отрицательно ввиду ограниченного распространения руд.

ХРОМ

Пункты минерализации д. Талая (IV-2-1) и д. Карелино (IV-2-6) выявлены скважинами и представляют собой участки с вкрапленностью хромита до 3 % в серпентинитах Актайско-Туринского массива серовского комплекса [75]. Оруденение относится к хромитовой дунит-перидотитовой формации. Практического значения не имеет.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

На площади известно несколько проявлений и пунктов минерализации меди.

Отработанное в начале XVIII века проявление *Лялинский рудник (II-1-16)* расположено к западу от д. Караул. Включает в себя несколько сближенных участков с меднорудной минерализацией. Приурочено оно к западному экзоконтакту Караульского массива порфировидных диоритов второй фазы ауэрбаховского габбро-диорит-гранитового комплекса. Диориты прорывают вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы краснотурьинской свиты. В зоне контакта диоритов с вулканитами краснотурьинской свиты породы серицитизированы, эпидотизированы и окварцованы, содержат сульфидную (в основном пиритовую) минерализацию. Кроме пирита, изредка встречаются халькопирит, сфалерит, борнит, самородная медь, малахит, азурит, магнетит. Сульфидные и сульфидно-кварцевые прожилки содержат: Cu – до 1 %, Zn – до 0,1 %, Mo – до 0,07 %, Ag – до 0,005 %, Au – до 2,0 г/т (по данным спектрального анализа) [34]. Некоторые исследователи относят проявление к меднопорфировому формационному типу [46].

В районе проявления при проведении работ по подготовке геохимической и геофизической основ масштаба 1 : 50 000 по Павдинской площади выявлена площадная *геохимическая аномалия по вторичным ореолам рассеяния (II-1-12)* размером 3,0×2,7 км. Аномалия выделена в основном по меди, содержания которой в почвах составляет в среднем 0,012 %, а в отдельных пробах – до 0,1 %. В юго-восточной части аномалии к меди добавляется молибден, содержание которого достигает 0,001 %, а в юго-западной – цинк с содержаниями до 0,02 %. В скважинах мелкометражного бурения и в коренных обнажениях в районе аномалии выявлены аномальные содержания Cu – до 0,3 %, Mo – до 0,006 %, а также Ba, Zn, Ag.

Кроме того, в логе, впадающем в р. Ляля, истоки которого находятся в пределах Караульского массива, в донных отложениях выявлен *вторичный поток рассеяния Cu, Zn, Pb, Ag, As, Mo (II-1-15)*.

По мнению авторов отчета [34], геохимический спектр аномалий в почвах, донных отложениях и коренных породах свидетельствует о меднопорфировой природе медного оруденения Лялинского рудника.

На проявлении неоднократно проводились поисковые работы и ревизионное опробование [34, 46, 92]. При проходке поверхностных горных выработок и четырех скважин глубиной до 150 м для заверки геофизических и геохимических аномалий положительных результатов не получено. Подсечены лишь маломощные (до 0,2 м) зоны богатой пиритовой вкрапленности. Приведенные в некоторых работах [34, 50] анализы (Cu – до 16,7 %, Au – до 2 г/т) – результат селективного опробования наиболее минерализованных пород, не имеющих значительного распространения.

Поздняковский пункт пиритовой минерализации (II-1-4) с низким содержанием меди (0,06 %) отмечен в верховьях реки Налим [54] в метасоматитах по вулканитам красноуральской свиты, сохранившимися в кровле массива плагиогранитов левинского комплекса. Проведенными поисковыми работами в его пределах промышленных содержаний меди не выявлено [46].

Пункт минерализации Коптяковский (I-2-1), представленный вкрапленностью халькопирита и малахита в тальк-карбонатных породах по серпентинитам Лобвинского массива, является весьма незначительным и имеет неясную формационную принадлежность [46].

НИКЕЛЬ

В районе выявлено четыре проявления никеля, относящихся к кобальт-никелевой кор вы-

ветривания апоультрамафитовой рудной формации: *Полуденное* (III-2-4), *Таловское* (III-2-9), *Боровское* (IV-2-3), *Вологинское* (IV-2-5) [46]. Проявления связаны с мезозойскими глинистыми корами выветривания серпентинитов Актайско-Туринского массива серовского комплекса.

Наиболее крупное *Таловское проявление* (III-2-9) изучалось скважинами и электроразведочными работами методом ВЭЗ в 2000–2004 гг. Воронцовской ГРП с целью создания сырьевой базы для ПО «Режникель» (Свердловская область). Проявление связано с корами выветривания ультрабазитов, представленных апогарцбургитовыми, хризотил-антигоритовыми и антигоритовыми серпентинитами. Мощность кор выветривания достигает 47 м. Кора выветривания подверглась размыву в юрско-меловое время и сохранилась лишь частично в опущенных блоках серпентинитов. Остаточные коры относятся в основном к нижним горизонтам коры выветривания и принадлежат к площадному и частично – к линейному типу. Сохранившиеся коры представлены кералитовым, реже – кералит-гетитовым профилем коры выветривания, охристо-глинистые образования сохранились локально и частично являются переотложенными. Кора выветривания на рудопроявлении перекрыта меловыми и палеогеновыми осадками. Проявление представлено 13 рудными телами, залегающих на глубинах от 2,8 до 31 м, пластообразной и линейно-вытянутой формы. Мощность площадных тел – от 1 до 12 м, линейных – 10–16,9 м, средняя мощность по рудопроявлению – 3,2 м. Содержание никеля в рудах – от 0,79 до 1,49 %, в среднем – 1,11 %, кобальта – от 0,019 до 0,134 %, в среднем – 0,063 %. Руды относятся к железистому, железисто-магнезиальному и магнезиальному типам. Прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 20 тыс. т и P_2 – 140 тыс. т никеля, апробированные ЦНИГРИ. Рудопроявление осталось недоизученным вследствие прекращения финансирования работ [88].

Остальные рудопроявления изучены единичными скважинами и шурфами. По составу и качеству руд они аналогичны Таловскому проявлению, но на Боровском проявлении встречены продуктивные образования с содержанием никеля до 2,32 %.

АЛЮМИНИЙ

Проявления бокситов в пределах листа относятся к осадочному типу [46] и представлены бокситовой терригенной красноцветной рудной формацией. *Винновское* (III-1-15), № 83 (IV-1-1), *Актai-Талицкое* (IV-1-3) и *Талицкое* (IV-1-9) проявления приурочены к известнякам краснотурьинской свиты (известняки карпинского и тальтийского горизонтов). Проявления располагаются в пределах Актai-Талицкой депрессии. Все выявленные пласты бокситов имеют восточное падение под углом 15–50°, крайне не выдержаны по мощности и простиранию, имеют небольшие размеры, что является основанием считать их неперспективными для промышленной разработки [31].

Наиболее значительным проявлением бокситов на территории листа является *Актai-Талицкое* (IV-1-3), выявленное в 1961 г. [31] в известняках краснотурьинской свиты, перекрытых чехлом мезозойско-кайнозойских отложений мощностью 15–40 м. Пласт бокситов мощностью 0,2–15,8 м прослежен по простиранию на 3,9 км, по падению – до глубины 220 м. С юга он ограничен субширотным разрывным нарушением, на севере – постепенно выклинивается с одновременным ухудшением качества руды. Падение пласта восточное под углом 18–25°. Пласт сложен бокситами, иногда пиритизированными, и аллитами. Минеральный состав бокситов: бемит, диаспор, гематит, каолинит, хлорит. Среднее содержание в бокситах (вес. %): Al_2O_3 – 48,77; SiO_2 – 1,30; Fe_2O_3 – 11,54; S – 0,3; среднее содержание в пиритизированных бокситах (вес. %): Al_2O_3 – 55,27; SiO_2 – 8,39; Fe_2O_3 – 16,02; S – 2,92; среднее содержание в аллитах (вес. %): Al_2O_3 – 39,84; SiO_2 – 30,02; Fe_2O_3 – 14,13; S – 0,05. Кремневый модуль – 4,0–4,8. Авторские запасы бокситов составляют 5 046,9 тыс. т. В связи с невысоким качеством бокситов и сложной морфологией залежи проявление считается неперспективным.

МОЛИБДЕН

Известно два пункта молибденовой минерализации.

Пункт минерализации р. Тура (IV-3-2) выявлен на контакте пегматитовой жилы с биотитовыми гранитами верхисетского комплекса [66]. Мощность пегматитовой жилы – около 3 м, вкрапленность молибденита наблюдается в контактовой зоне мощностью 0,3 м как в пегматите, так и в граните. Размер зерен молибденита редко достигает 5 мм, некоторые зерна превращены в охристые скопления желтого цвета. Максимальное содержание молибдена в штучной пробе – 0,32 %. Зона оруденения обнажается у самого уреза воды и перекрыта рыхлыми отложениями, по простиранию не прослежена.

Пункт минерализации Косолманка (IV-3-3) приурочен к небольшому телу лейкократовых

гранитов верхисетского комплекса. Сравнительно равномерная тонкая вкрапленность молибдена прослеживается на всем протяжении обнаженной части лейкократовых гранитов (100×10 м). По результатам спектрального анализа содержание молибдена – до 0,007 %. Здесь же отмечена радиометрическая аномалия интенсивностью 45 мкР/ч [74].

РТУТЬ

Травянский пункт ртутной минерализации (П-1-11) выявлен в пределах рудной зоны Травянского месторождения золота [73]. В скважине 3 в интервалах 62,5–65,5 и 73,3–81,3 м встречены брекчии, в которых обломки альбит-серицитовых пород и андезитов сцементированы карбонатом. Редкая вкрапленность киновари находится в карбонатном цементе. Находки шпиров киновари весом до 0,2 кг отмечались при разработке Травянского проявления. На площадях, прилегающих к нему, встречается «шлиховая» киноварь, выявлены точечные геохимические аномалии ртути в коренных породах. В связи с незначительными масштабами ртутной минерализации промышленного интереса она не представляет.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

На территории листа известны 3 проявления и 4 пункта минерализации золота, относящихся к малосульфидной золото-кварцевой рудной формации.

Травянское проявление (П-1-9) площадью около 1 км² расположено в долине р. Травянка, являющейся небольшим левым притоком р. Ляля. В геологическом строении участка принимают участие вулканогенные породы красноуральской свиты и плагиограниты левинского комплекса. Проявление известно с конца XIX-го века, обрабатывалось шахтами глубиной до 30 м. Добыто 330 кг золота.

В 1956–1957 гг. на проявлении был выполнен большой объем поисково-разведочных работ [74], в результате которых выявлено золотое оруденение в кварцевых жилах и прожилках. Мощность жил – 0,1–3,0 м, длина – 20–30 м. Кварцевые жилы объединены в 4 рудные зоны меридионального простирания. Длина рудных зон – 170–450 м, мощность – до 60 м. Сульфидная минерализация представлена в основном пиритом, обнаружены также халькопирит, блеклые руды, сфалерит, борнит, киноварь и другие рудные минералы. Золото распределено крайне неравномерно при среднем содержании до 5 г/т. В пределах рудных интервалов в единичных пробах содержание золота достигало 120 г/т. В жильном кварце в ассоциации с блеклой рудой и другими сульфидами наблюдалось видимое золото с размером частиц до 4 мм. По результатам проведенных работ участку дана отрицательная оценка.

В 1991 г. по рудным отвалам старых выработок было проведено опробование жильного кварца и метасоматически измененных пород [34]. В большинстве проб спектрозолотометрическим анализом установлены содержания золота – 0,5–20,0 г/т. Среднее содержание золота по рудным зонам в кварцевых жилах – 2,5–11,2 г/т, по метасоматически измененным породам – 2,07–5,0 г/т. Авторские прогнозные ресурсы золота по категории Р₂ определены в количестве 20,0 т [34]. Высокие содержания золота в пробах из отвалов и, соответственно, завышенные авторские прогнозные ресурсы связаны, вероятно, с тем, что опробовалась извлеченная из недр и не переработанная руда, а не рудная зона в целом и низкой достоверностью спектрозолотометрии.

В 1997–2002 гг. Воронцовская ГРП провела на Травянском участке поисковые работы на рудное золото, в состав которых входили литогеохимические поиски по первичным ореолам рассеивания, поисковое бурение скважин, керновое опробование, атомно-абсорбционный анализ.

Поисковыми скважинами глубиной до 25,0 м, пройденными по 5 широтным линиям, изучена рудная зона № 1 как самая перспективная на промышленное оруденение. Результаты кернового опробования и атомно-абсорбционного анализа 267 проб отрицательные. Промышленные концентрации золота (11,8–18,0 г/т) и серебра (8,9 г/т) выявлены только в одной скважине в двух пробах из жильного кварца с вкрапленностью полуокисленных сульфидов. Содержание золота в метасоматически измененных породах редко достигает 1,0 г/т, только в одной пробе из коры выветривания серицит-альбит-кварцевых метасоматитов установлены содержания золота – 6,19 г/т, серебра – 6,33 г/т. Незначительные содержания золота (до 0,59 г/т) установлены

также в пропилитизированных андезибазальтах, содержащих редкую вкрапленность сульфидов. Авторами отчета [71] оруденение Травянского проявления отнесено к малосульфидному золото-кварцевому типу. Всего на проявлении в результате всех проведенных поисковых работ выявлено 19 рудных тел, по которым были оценены прогнозные ресурсы категории P_1 и P_2 для открытой и подземной отработки (Рудные зоны № 1, 2, 3, 4) при среднем содержании Au – 11,5 г/т, которые составили: руды – 735,9 тыс. т, золота – 8,4 т. Апробированные ЦНИГРИ прогнозные ресурсы категории P_2 по Травянской площади составляют 3 т золота в золото-сульфидных рудах. Кроме того, были подсчитаны прогнозные ресурсы окисленных руд золотоносных кор выветривания для отработки способом подземного выщелачивания по Рудной зоне № 1 при среднем содержании Au – 1,5 г/т: руды – 2 430,1 тыс. т, золота – 3,68 т. Эти прогнозные ресурсы по Травянскому проявлению при апробации их в ЦНИГРИ не приняты и на учет не поставлены.

Травянской проявление является типичным представителем золоторудной минерализации, связанной с кварцевыми жилами в вулканогенных и интрузивных породах. Золоторудные объекты данного типа мелкие, содержание золота в среднем низкое (1,0–4,0 г/т), распределение его в кварцевых жилах и зальбандах крайне неравномерное. Редко встречающиеся «рудные столбы» характеризуются «ураганскими» содержаниями (до 100 г/т); при обнаружении они обрабатывались небольшими шахтами. Золото в рудах большей частью представлено мелкими частицами размером 0,1–1,0 мм. Редко встречаются самородки размером до 10 мм. Содержание сульфидов в рудах, как правило, низкое (до 5 %), представлены они в основном пиритом. Выявленные в рудных зонах метасоматически измененные породы имеют низкую золотоносность и не представляют практического интереса.

Объекты, подобные Травянскому проявлению, имели, по-видимому, большое значение для образования россыпных месторождений золота. Типичным россыпеобразующим объектом является *рудное проявление Талисман* (IV-1-11), расположенное в юго-западной части листа [46]. Обнаружению коренной золоторудной минерализации на водоразделе рр. Бол. Глубокая, Пехтыш, Ельничная предшествовало длительное изучение данного участка. Первые сведения о золотоносности кварцевых жил и прожилков появились еще до 1917 г. Старатели, разрабатывая элювиальные россыпи на водоразделе, доходили до «плотика» и, если обнаруживали «рудный столб», углублялись в него насколько это было возможно и целесообразно. Конкретных данных об этих разработках не сохранилось. На участке рудопроявления распространены вулканогенные породы павдинской свиты: пироксен-плагиофировые андезибазальты, туфы, туфопесчаники. До глубины 5–30 м они представлены глинистой структурной корой выветривания. Рудным объектом является зона вулканических пород, содержащих редкие кварцевые прожилки (до $10 \times 100 \text{ м}^2$), короткие (до 20 м), маломощные (0,5–10 см), разноориентированные. Зона не имеет четко выраженных геологических границ и выделяется по наличию прожилков кварца. Размер зоны – $350 \times 150 \text{ м}$, на глубину она прослежена скважинами до 10 м, простирание северо-восточное. В пределах зоны выявлено и изучено несколько кварцевых жил средней мощностью 0,2 м. Наиболее крупная из них жила № 1 имеет азимут простирания 25° , падение субвертикальное. Длина по простиранию – 27 м, мощность – до 1 м. По падению жила выклинивается на глубине 5–6 м. Сложена серовато-белым кварцем, ожелезненным по трещинам и легко рассыпающимся на угловатые обломки размером до 5 см (средний размер обломков – 1 см). Вдоль зальбандов жилы вмещающие породы слабо метасоматически изменены. Мощность зоны измененных пород не превышает 0,1 м. Сульфидная минерализация в кварцевой жиле и во вмещающих породах представлена псевдоморфозами лимонита по пириту исключительно кубической формы. Золотоносность кварца установлена промывкой шлиховых проб и пробирным анализом. Среднее содержание «шлихового» золота – до 25 г/м^3 , по результатам пробирного анализа – до 20 г/т. Запасы металла в кварцевой жиле – 3,0 кг, в т. ч. «шлихового» – 1,7 кг. Золото светло-желтого цвета, дендритовидное, размер «знаков» – 0,2–5,0 мм. Золотоносность в пределах рудопроявления приурочена исключительно к кварцевым прожилкам. Рудопроявление в значительной степени эродировано. С 2016 г. оно вошло в лицензионную площадь для проведения геологического изучения и поисков рудного золота. В ее пределах апробированы прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 33 т.

Пункт минерализации Малый Актай (III-2-10) в верховьях р. Малый Актай (в 4 км южнее бывшей д. Талая) выявлен при картировочном бурении [75]. В скважине 146 на глубине 44,0 м по результатам спектрального анализа одной пробы предполагается содержание золота не менее 10 г/т. Пробирный анализ материала этой же пробы показал только следы золота и серебра. В полевой документации скважины 146 (инт. 41,2–46,5 м) и скважины 135 (инт. 45,0–56,2 м) отмечается вкрапленность пирита и прожилки черного кварца с пиритом в гранитах, относящихся к верхисетскому комплексу. В тексте отчета [75] говорится о березитизированных поро-

дах на контакте кварцевых диоритов Шайтанского массива с гранитоидами Боровского массива. В зоне развития березитизированных пород по геофизическим данным предполагается наличие мелких тел ультраосновных пород. В березитизированных породах и кварце из кварцевых прожилков обнаружено повышенное содержание мышьяка (0,001–0,02 %).

Остальные проявления и пункты минерализации слабо изучены, известно лишь, что представлены они кварцевыми жилами, разведочные работы на которых проводились до 1917 г. В *Лялинском пункте минерализации* (П-1-13) кроме золота в кварце отмечалась и киноварь.

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

На площади Государственным балансом запасов полезных ископаемых РФ учтены запасы по 4 месторождениям россыпного золота, 2 из которых – *р. Крутая Лата с притоком Иловатая* (I-1-13) и *Питателева Лата* (I-1-9) – в настоящее время разрабатываются. В геологических отчетах предыдущих исследователей [32, 37, 63, 64] имеются сведения о более чем 100 месторождениях россыпного золота, обрабатывавшихся за последние 180 лет. Эта информация в ряде случаев является неполной, иногда противоречивой.

Почти все россыпные месторождения находятся в западной части листа, не перекрытой мезозойско-кайнозойскими морскими и континентальными отложениями. Здесь аллювий рек и ложков поражен старыми «мускульными» разработками, а в шлиховых пробах повсеместно обнаруживаются «знаки» золота. Преобладают аллювиальные долинны россыпи плиоцен-четвертичного возраста, которые являются основным типом промышленных россыпей, подчиненное значение имеют ложковые отложения неогена. Золотоносность аллювиальных образований лангурской и мысовской свит мезозоя отмечается в *Турьинско-Талицкой россыпи* (IV-1-5) и *россыпи на р. Пехтыш, р. Бол. Глубокая* (IV-1-16) [32, 69, 90]. Практически каждое россыпное месторождение имеет длительную историю изучения и освоения.

Примером средней частично отработанной промышленной россыпи золота является *россыпь р. Крутая Лата с притоком Иловатая* (I-1-13). Россыпь делится на 3 участка: верхний, средний и нижний. Верхний участок от истоков до устья правого притока р. Иловатая интенсивно разрабатывался в XIX веке. В 1976–1983 гг. [64] проведены разведочные работы с доведением сети разведочных выработок до 200×(100–10) м. Промышленная россыпь установлена на протяжении 11,2 км. Максимальная мощность отложений достигает 10,5 м; средняя составляет 4 м. Распределение металла в россыпи неравномерное. Запасы этой части долины составили (по состоянию на 01.11.1983 г.): горная масса – 231,6 тыс. м³, содержание химически чистого золота – 0,155 г/м³, запасы золота по категории С₁ – 500 кг. Средний участок имеет длину 2 км, расположен вниз по течению от устья р. Иловатая. Эта часть долины имеет ширину 80–100 м, крутые высокие (до 10 м) борта с выходами коренных пород. По результатам разведочных работ Южно-Заозерского прииска (ЮЗП) считался непромышленным. Разведочными работами Воронцовской ГРП [64] этот участок изучен более детально. Пройдено 4 разведочных линии по сети 400×20 м. В результате эта часть россыпи переведена в разряд промышленных, и по состоянию на 01.01.2000 г. на оперативный учет Госбаланса было поставлено: горная масса – 488,0 тыс. т, содержание золота – 0,133 г/м³, запасы золота по категории С₁ – 65,0 кг. Нижний участок имеет протяженность 2,3 км. Разведывался ЮЗП в 1969–1971 гг. вплоть до границы меловых и палеогеновых отложений. На баланс прииска были поставлены следующие запасы: горная масса – 1 438,0 тыс. м³, содержание золота – 0,121 г/м³, запасы золота – 173,8 кг. Общая сумма запасов по россыпи р. Крутая Лата достигла 738,8 кг (при среднем содержании 0,143 г/м³), а с учетом выработанных полигонов – более 1 т. Таким образом, по уровню золотоносности россыпь р. Крутая Лата с притоками является самой крупной в междуречье рек Лобва и Ляля. Россыпь находится в стадии разработки, остаток запасов, учитываемых ГБЗ по состоянию на 01.01.2018 г., составляет по категории С₁ – 91 кг, забалансовые – 39 кг.

В районе имеются примеры промышленно-золотоносных элювиальных и элювиально-делювиальных россыпей. В юго-западной части листа промышленной элювиальной россыпью является часть среднего месторождения *россыпь р. Пехтыш, р. Бол. Глубокая* (IV-1-16), включающего в себя три россыпи: Бол. Глубокая, Мал. Пехтыш, Бол. Пехтыш. Низкий плоский водораздел названных рек сложен вулканогенными породами павдинской свиты, содержащими золото-кварцевые жилы и прожилки (рудопоявление Талисман). Мезозойское корообразование способствовало высвобождению значительной части зерен золота от жильного кварца «in situ». Часть металла сохранилась над коренным проявлением, имеющим в настоящее время нижнерудный эрозионный срез. Элювиальная россыпь в виде пятна площадью около 1 км² залегала на глубине 0,5–3,0 м под элювиально-делювиальными коричневыми глинами. «Пески» россыпи представляют собой переходный слой мощностью 1–2 м от этих глин к структурным глини-

стым корам выветривания. Мозаичное в плане распределение металла в россыпи соответствует в общих чертах его крайне неравномерному распределению в коренных породах. Разработка россыпи велась в XIX веке «мускульным» способом, а после разведки в 1980-х гг. [88] – гидравликой. В обоих случаях в разработку вовлекались золотосодержащие глинистые коры выветривания. В XIX веке эта разработка была селективной – старатели шахтами разрабатывали «рудные столбы» с содержанием 5–40 г/т. Судя по остаткам старой крепи, обнаруженным в разведочных шурфо-скважинах и гидравлических разрезах, глубина разработок составляла 6–10 м. Гидравлические разрезы углублялись после выработки элювиальной россыпи в глинистые структурные коры выветривания на несколько метров.

Высокая золотоносность плотика на ряде россыпей района подтверждается отработкой в 1987 г. гидравликой № 39 Исовского прииска верховой р. Бол. Глубокая. При входе в породы плотика возросла добыча металла, а также его крупность. Найдены были самородки золота весом до 250 г.

Часть из отработанных россыпей золота – р. *Травянка* (II-1-10), р. *Бол. Глубокая* (IV-1-13) – представляют промышленный интерес как техногенные россыпи.

ПЛАТИНА РОССЫПНАЯ

Месторождения россыпной платины (6 россыпей) известны в районе с середины XIX века и эксплуатируются до настоящего времени. По неполным данным, на рассматриваемой территории добыто до 10 т платины. Вместе с тем, к собственно платиновым россыпям относится незначительная часть россыпных месторождений рассматриваемой территории. Основная часть россыпной платины находится в золото-платиновых россыпях, которые будут рассмотрены ниже.

Коренными источниками россыпной платины являются дуниты и пироксениты ультраосновных массивов платиноносного пояса (качканарский комплекс) среднеордовикского возраста, расположенных в пределах Западно-Тагильской СФЗ Тагильской мегазоны на площади листа О-40-ХП. Подпитка россыпей платиной из серпентинизированных гарцбургитов и дунитов серовского комплекса является незначительной. Промышленные платинометалльные россыпи данного района удалены от коренных источников на 50–70 км. По этой причине здесь нет платиновых самородков, металл в основном очень мелкий с преобладающим размером частиц 0,1–0,3 мм, хорошо окатанный. Россыпи аллювиальные, долинные и русловые. Часть мелких россыпей отработана старателями.

Государственным балансом запасов РФ на площади листа учитывается 3 платиновых россыпных месторождения. Наиболее крупным из них является *месторождение р. Тура от устья р. Черная до г. Верхотурье* (IV-2-7). Месторождение частично разрабатывалось драгой в середине 1970-х гг. При этом попутно с платиной извлекалось и золото, содержание которого составило 15,5 %. ГБЗ учитывается только шлиховая платина, запасы платиноидов по В+С₁ – 1 280 кг, С₂ – 160 кг при среднем содержании 0,094 г/м³, забалансовые – 421 кг.

ЗОЛОТО И ПЛАТИНА РОССЫПНЫЕ

Наибольшим развитием на территории листа пользуются золото-платиновые россыпи, в которых количество шлиховой платины составляет от 30 до 80 % от общего количества металла. Преобладают аллювиальные долинные россыпи четвертичного возраста, но на отдельных россыпях (Туринско-Талицкая) металлоносными являются озерно-аллювиальные образования юры (лангурская свита), которые сохранились на закарстованной поверхности известняков плотика. Россыпи четвертичного возраста связаны с современной речной сетью и являются преимущественно долинными. Самые крупные из них располагаются в долинах рек Тура, Талица, Полуденный Актай, Ляля и сопровождаются террасовыми россыпями, металлоносность которых уменьшается снизу вверх. Наиболее крупной являлась *россыпь Туринская II от устья р. Ис до устья р. Мраморная* (IV-1-7), по которой дражная добыча в 1905–1972 гг. составила 5 064,6 кг металла (платины – 81 %). Некоторые террасовые россыпи не доработаны. Государственным балансом запасов РФ по состоянию на 01.01.2018 г. учитывается 3 золото-платиновых россыпных месторождения, одно из которых – *Михайловский участок* (IV-1-12) разрабатывается.

Примером средней золото-платиновой россыпи, учитываемой ГБЗ, является *Туринско-Талицкая* (IV-1-5), расположенная в 27 км на северо-восток от г. Нижняя Тура в пределах меридиональной Ивдельско-Тагильской эрозионно-структурной депрессии. Депрессия пересекается долиной р. Тура, которая делит месторождение на две части: северную и южную. Россыпь от-

крыта в 1963 г. [32]. Разведочные работы проводились в 1963–1968 гг., доразведка – в 1973–1978 гг. [69]. Россыпь частично погребенная аллювиальная юрско-четвертичного возраста. Месторождение представляет собой сложное сочетание разобщенных в плане и разрезе участков, являющихся разновозрастными фрагментами долинных, ложковых, террасовых и озерно-аллювиальных россыпей. Общая протяженность месторождения – 7,0 км, максимальная ширина в центральной части – до 1,5 км, средняя эксплуатационная мощность – 12,8 м. Основными металлоносными горизонтами являются отложения юры и среднего плейстоцена, представленные галечниками, разномерными песками, глинами. В целом по месторождению платина составляет 58 %, золото – 42 %. Распределение металла неравномерное (струйчатое, линзовидное), крупность зерен – 0,2–3,0 мм, окатанность хорошая и совершенная, среднее содержание металла – 0,115 г/м³. «Плотик» расположен с превышением над уровнем рек Тура и Талица, представлен закарстованными и трещиноватыми известняками, вулканогенными породами, элювиально-делювиальными осадками мезозоя. Месторождение эксплуатировалось с 1968 по 1980 гг., суммарная добыча золота и платины составила 1 103,8 кг. Балансовые запасы металла на 01.01.2018 г. для дражной отработки составляют по категории С₁ – 446 кг платины, 190 кг золота, по С₂ – 16 кг платины, 86 кг золота при среднем содержании суммы металлов – 0,178 г/м³. Забалансовые запасы учтены в количестве 787 кг платины и 619 кг золота. Россыпь находится в нераспределенном фонде недр.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

КАОЛИН

На территории листа известно 5 проявлений каолинов: *Шведовское* (IV-2-4), *Налимское* (IV-2-8), *Ванюшинское* (IV-2-10), *Путимцевское* (IV-3-1) и *Малоактайское* (IV-2-2). Первые четыре разведаны в 30-х гг. прошлого столетия, последнее обнаружено в 1969 г. в процессе ГСР-50 [74]. Все проявления относятся к рудной формации каолиновой коры выветривания. Основными породами, по которым образовывались коры выветривания преимущественно линейно-трещинного типа, являлись гранодиориты западновихисетского комплекса, граниты верхисетского комплекса, жильные гранит-аплиты этого же комплекса.

Налимское проявление (IV-2-8) является наиболее изученным, оно находится на правом склоне долины р. Тура, на левобережье р. Налим в 800 м выше ее устья. В начале XX века обрабатывалось шахтным способом до глубины 8 м как огнеупорное сырье. Полезная толща перекрыта рыхлыми аллювиальными отложениями мощностью 3–4 м. Она представляет собой глинистую кору выветривания гранит-аплитов, среди кристаллических сланцев восточно-уральского тектоногенного комплекса. Мощность элювиальной залежи каолинов – 4,5 м; ширина – 8–10 м, по простиранию она не прослежена, длина ориентировочно достигает 2,5 км. Каолины серого и синевато-серого цвета содержат примесь до 10–15 % песчанистой фракции, не пластичны, характеризуются высоким содержанием глинозема (34,0–38,6 %), низким содержанием окислов железа. Поисково-разведочные работы проводились в 1938 г. и в последующие годы не возобновлялись. Авторские запасы – 180 тыс. т [68].

Малоактайское проявление (IV-2-2) вскрыто скважиной под отложениями серовской свиты на глубине 20 м; представлено корой выветривания мощностью до 5 м гидротермально измененных пород среди гранитов верхисетского комплекса. Технологические исследования каолинов не проводились. Прогнозные ресурсы оценены авторами в 11 млн т [75].

По результатам технологических испытаний качество каолинов *Налимского* (IV-2-8) и *Шведовского* (IV-2-4) проявлений невысокое, могут быть использованы для производства огнеупорного шамотного кирпича.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

ПОРФИРИТ

На территории листа Территориальным балансом общераспространенных полезных ископаемых Свердловской области учитывается одно месторождение – № 2 (IV-1-18). Находится оно в верховьях р. Большая Талица, вблизи восточной границы Вогульского болота, которое

служит в качестве золоотвала Нижне-Туринской ТЭЦ. Представлено дресвяно-щебнистой корой выветривания базальтоидов павдинской свиты, участками перекрытыми четвертичными суглинками. Запасы категории С₂ порфиритов – 1 191 тыс. м³, суглинков – 813 тыс. м³. Разрабатывается в качестве грунта для обваловки дамб золоотвала [96].

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

В районе широко распространены четвертичные глинистые отложения. В разные годы было разведано 6 месторождений кирпичных глин, но в настоящее время Территориальным балансом общераспространенных полезных ископаемых Свердловской области учитывается два месторождения: *Лобвинское* (I-3-1) и *Верхотурское* (III-4-6) – находящиеся в нераспределенном фонде недр. Наиболее типичным является разведенное в 1991–1992 гг. Лобвинское месторождение. Верхотурское месторождение, разведенное в 1956 г., находится в водоохранной зоне р. Тура.

Лобвинское месторождение (I-3-1) находится на восточной окраине пос. Лобва. Полезная толща приурочена ко второй надпойменной террасе р. Лобва. Она сложена аллювиальными глинами, отвечающими требованиям ОСТ-21-78-88 и пригодными для производства керамического кирпича марки «150». Запасы по состоянию на 01.01.2019 г. составляют по категориям: А – 16 тыс. м³, В – 16 тыс. м³, С₁ – 64 тыс. м³. Гидрогеологические и горнотехнические условия обработки благоприятные.

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

ТРЕПЕЛ

Известны два проявления трепелов, залежи которых выявлены в диатомитах ирбитской и серовской свит. Разведаны они в 1931 г. буровыми и горными работами [38]. Относятся к спонголит-опоково-диатомитовой терригенной рудной формации.

Александровское проявление (III-2-3) представляет пластообразную залежь средней мощностью 5,2 м; мощность вскрыши – 4,3 м. Химический состав (вес. %): SiO₂ – 70,94; Al₂O₃ – 9,83; Fe₂O₃ – 4,36; CaO – 1,21; MgO – 1,07; п.п.п. – 9,83. Подсчитанные запасы категории В – 9 600 тыс. м³ в установленном порядке не утверждались.

Буреломное проявление (II-3-2) – пластообразная залежь, средняя мощность – 3,3 м, мощность вскрыши – от 2,5 до 11,2 м. Химический состав (вес. %): SiO₂ – 75,07; Al₂O₃ – 7,12; Fe₂O₃ – 9,95; CaO – 1,77; п.п.п. – 9,83. Запасы категории А – 2 278 тыс. м³ в установленном порядке не утверждались.

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ГЛИНЫ БЕНТОНИТОВЫЕ

В результате проведения поисковых работ на бентонитовые глины в качестве связующих материалов для производства железорудных окатышей в Алапаевском, Верхотурском и Новолялинском районах Свердловской области в 1995–2001 гг. на территории листа было выявлено два проявления – *Новолялинское* (II-3-1) и *Верхотурское*, включающее участки № 1 (III-3-1) и № 2 (III-4-1) [43]. Приурочены они к аргиллитоподобным глинам талицкой свиты, мощность которых изменяется от 17,5 до 35,3 м. Бентонитовые глины относятся к щелочноземельному типу с низкой емкостью обменного комплекса (преобладающие значения – 35–52 мг-экв/100 г). Преобладающими минералами являются монтмориллонит и монтмориллонит-хлорит, значительна примесь гидромусковита, мусковита и метагаллуазита (до 32 %). По реологическим показателям глины не отвечают требованиям ТУ для производства железорудных окатышей. По предварительным технологическим испытаниям, проведенным не в полном объеме, использование бентонитовых глин возможно только при активации их содой в количестве 5 % от массы глин. Бентонитовые глины обоих участков возможно использовать в качестве глинопорошков для производства буровых растворов низкой марки. Рудная формация – бентонитовая терригенная. Авторские прогнозные ресурсы бентонитовых глин составляют (млн т): Новолялинское – 5,3, *Верхотурское*, участок № 1 – 3, участок № 2 – 4 [43].

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

ПИТЬЕВЫЕ И ТЕХНИЧЕСКИЕ

На площади листа имеется 1 месторождение питьевой воды – *Неромское* (Ш-4-2), разведанное для водоснабжения г. Верхотурье [94]. Гидрогеологические особенности месторождения обусловлены его приуроченностью к водоносному горизонту зон трещиноватости гранитов верхисетского комплекса, обладающих малой трещиноватостью и водообильностью, за исключением редких маломощных зон тектонического генезиса. Водообильные горизонты представлены аллювиальными песчано-гравийными отложениями режевской террасы р. Тура, позднемеловыми трещиноватыми опоками и песчаниками, образующими ограниченные по площади водоносные горизонты. Воды месторождения гидрокарбонатные магниевые-кальциевые с минерализацией 0,3 г/дм³, утвержденные запасы по категории В – 2,59 тыс. м³/сут. Для обеспечения качества питьевых вод согласно ГОСТ 2874-82 требуется водоподготовка: фторирование, деманганация, обезжелезивание. Месторождение не освоено.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

На рассматриваемой территории проявлен довольно широкий круг полезных ископаемых – торф, железные, хромовые, медные, силикатно-никелевые руды, бокситы, рудное золото, россыпи золота и платиноидов, молибден, киноварь, но практическое значение имеют только россыпные месторождения, большая часть которых к настоящему времени отработана полностью или частично. Остальные перечисленные полезные ископаемые представлены только проявлениями и пунктами минерализации, генезис которых недостаточно изучен, и отнесение их к конкретным рудным формациям вызывает определенные трудности. Основными эпохами рудообразования являлись палеозойский и мезозойско-кайнозойский этапы геологического развития Уральской складчатой системы и примыкающего к ней западного фрагмента Западно-Сибирской платформы. Более $\frac{3}{4}$ площади листа перекрыто чехлом мезозойско-кайнозойских образований значительной мощности, что в условиях довольно слабой поисковой изученности палеозойского фундамента делает затруднительным проведение надежной прогнозной оценки.

Согласно схеме минерагенического районирования, представленной в ГК-1000/3 листа О-41 [6], территория листа О-41-VII принадлежит двум надпорядковым минерагеническим таксонам – **Урало-Новоземельскому минерагеническому поясу** и **Западно-Сибирской минерагенической провинции**.

Урало-Новоземельский минерагенический пояс представлен **Восточно-Тагильской никеленой железо-медно-золоторудной минерагенической зоной** (1 Au,Cu,Fe,(Ni)/O₂-C₁;MZ) и **Верхотурско-Новооренбургской асбестонной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоной** (2 Au,R,Cr,(asb)/PR₁-C₂;MZ) [16].

Западно-Сибирская провинция представлена **Серовско-Шумихинской угленосно-бокситоносной железорудной минерагенической зоной** (3 Fe,Al,УБ/Т₃-K₂).

Четвертичные образования, вмещающие россыпи золота и платины, принадлежат **Восточно-Уральской платино-золотоносной минерагенической зоне** (4 Au,Pt/P₃-Q) которая входит в состав **Уральской минерагенической провинции**.

МИНЕРАГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ И ЭТАПЫ

В соответствии с этапами геологического развития характеризуемой территории выделяется две минерагенические эпохи, которым отвечают определенные геодинамические обстановки с характерным набором геологических формаций, определяющих специализацию площади на те или иные виды полезных ископаемых.

Палеозойская минерагеническая эпоха. С ней связано основное рудообразование как в целом на Урале, так и в пределах данной территории, что также во многом определяет металлогению последующей минерагенической эпохи.

В *допозднеордовикский этап* в обстановке океанического спрединга сформировались гипербазиты серовского комплекса дунит-гарцбургитовой формации, содержащие хромитовую минерализацию хромитовой дунит-перидотитовой рудной формации. Наличие в породах комплекса никеля на более поздних этапах гипергенных преобразований привело к формированию силикатно-никелевых руд кобальт-никелевой кор выветривания ультрамафитовой рудной формации. С этим же комплексом связано и образование в пироксенитах титано-магнетитовых руд ванадий-титан-железородной габбро-пироксенит-дунитовой формации.

В *позднеордовикско-позднедевонский этап* над субдукционной зоной на меланократовом океаническом основании в Тагильской структурно-формационной мегазоне развивается энсиматическая островодужная система с образованием раннеостроводужных базальт-риолитовой вулканогенной формации (красноуральская свита) и базальт-андезит-дацитовый (павдинская

свита), развитой островной дуги базальт-трахитовой (туринская свита) и зрелой островной дуги вулканогенно-терригенно-карбонатной (краснотурьинская свита) осадочно-вулканогенных формаций. Эти островодужные образования сопровождалось комагматичными интрузивными раннесилурийской габбро-тоналит-плагиогранитовой (левинский комплекс) и ранне-среднедевонской габбро-диорит-гранитовой формациями (ауэрбаховский комплекс). В потенциально колчеданосной красноуральской свите медноколчеданное оруденение в пределах характеризуемой территории не установлено. С плагиогранитами и диоритами левинского комплекса связано гидротермальное оруденение малосульфидной золото-кварцевой формации, локализующееся в вулканогенных и осадочно-вулканогенных образованиях красноуральской и павдинской свит, а также и в магматических породах комплекса. Вместе с тем, на проявлении Талисман, где рудовмещающими являются вулканогенные породы павдинской свиты, рудогенерирующих интрузивных образований не отмечено. С диоритами ауэрбаховского комплекса связано оруденение железорудной скарновой, меднопорфировой и малосульфидной золото-кварцевой формаций, которое локализуется в осадочно-вулканогенных образованиях туринской и краснотурьинской свит. В эмсском веке за счет вертикальных подвижек часть блоков, содержащих вулканы туринской и павдинской свит, были выведены на поверхность, где подверглись латеритному корообразованию со сносом продуктов выветривания в морской бассейн с образованием залежей бокситов и аллитов терригенной красноцветной рудной формации в известняках краснотурьинской свиты, которая для этого типа оруденения является рудоносной. С позднеордовикско-позднедевонским этапом связано образование большинства проявлений железа, меди и золота железорудной скарновой, меднопорфировой и малосульфидной золото-кварцевой формаций, а также пунктов минерализации этих полезных ископаемых, область распространения которых выделена в Лобвинско-Лялинскую медно-золото-железорудную зону, часть которой находится за северной рамкой листа. С этим же этапом связано золотое оруденение проявления Талисман (IV-1-11).

Позднедевонско-среднекаменноугольный этап характеризуется развитием региона в режиме активной континентальной окраины без проявления вулканизма и накопления осадочных пород. Интрузивная деятельность выразилась в формировании безрудного для данного района ивдельского габбро-долеритового, западноверхисетского тоналит-плагиогранитового комплексов и рудогенерирующего верхисетского комплекса гранодиорит-гранитовой формации, с которым связаны молибденовая и золоторудная минерализации. Гранитоиды западноверхисетского и верхисетского комплексов послужили при последующих гипергенных процессах субстратом для формирования рудной формации каолиновой коры выветривания с проявлениями каолинов.

Позднекаменноугольно-пермский этап характеризует стадию формирования позднепалеозойского Уральского орогена, вещественные комплексы этого времени на площади отсутствуют. Он завершается формированием полимиктового серпентинитового меланжа (восточноуральский тектоногенный комплекс), в который были вовлечены и крупные блоки гранитов верхисетского комплекса.

Мезозойско-кайнозойская минерагеническая эпоха характеризует платформенный этап в развитии Уральского региона, в который сформировались россыпные месторождения на характеризуемой территории, а также целый комплекс проявлений полезных ископаемых гипергенного и осадочного типов различных рудных формаций.

В *раннемезозойский этап* в условиях пенеппенизации Уральской горной системы происходило развитие площадных кор выветривания, с которыми связаны проявления никеля кобальт-никелевой коры выветривания ультрамафитовой и каолина каолиновой коры выветривания рудных формаций. В вулканогенно-осадочных породах краснотурьинской свиты, на участках проявления эндогенной золоторудной минерализации формировалась золоторудная кора выветривания. С раннемезозойским этапом в Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоне связано никелевое оруденение, а в Восточно-Тагильской никеленосной железо-медно-золоторудной минерагенической зоне – золотое оруденение в Актайско-Талицком потенциальном золоторудном узле.

В *юрско-поздне меловой этап* в континентальных среднемеозойских эрозионных депрессиях накапливались терригенные аллювиальные и озерно-аллювиальные осадки рудоносных лангурской и мысовской свит, вмещающих месторождения формации золото-платинометалльных россыпей (в основном за пределами листа О-41-VII). К этим золотоносным отложениям приурочено Белореченское потенциальное платино-золотороссыпное поле. Мысовская свита вмещает также проявления железа бурожелезняковой терригенной формации.

В *поздне меловой-эоценовый этап* в результате морской трансгрессии и формирования сплошного чехла Западно-Сибирской платформы происходит отложение осадков глинистой

глауконитсодержащей и песчано-глинисто-кремнистой опоково-диатомитовой формаций – рудоносных продуктивных талицкой, серовской и ирбитской свит. В талицкой свите формируются проявления бентонитовых глин бентонитовой терригенной формации, в серовской и ирбитской – проявления абразивных трепелов спонголит-опоково-диатомитовой терригенной формации.

В *плиоцен-четвертичный этап* происходило окончательное формирование современной речной сети и образование аллювиальных и аллювиально-делювиальных золотоносных, золото-платинометалльных и платинометалльных россыпей и двух платино-золотороссыпных прогнозных полей: Ермаковского и Винновского. Золотоносные россыпи правых притоков р. Лобва входят в состав Краснотурьинского золотороссыпного узла, основная часть которого находится за северной рамкой листа. С этим же этапом связано образование торфяных залежей и кирпичных глин.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Выделение рудоконтролирующих факторов и поисковых признаков полезных ископаемых для характеризуемой территории вызывает определенные затруднения ввиду слабой изученности большинства выявленных в ее пределах рудопроявлений, количество которых по конкретному виду минерального сырья не превышает 3–4 единиц. Основная часть месторождений представлена торфом и золото-платинометалльными россыпями, образование которых связано с современным этапом формирования рельефа и речной сети. Основными металлотектами на характеризуемой площади являются геологические тела: ряд стратонов и магматических комплексов; соответственно и основное рудоконтролирующее значение имеют стратиграфический и магматический факторы. Формационные рудоконтролирующие факторы определяют вид полезного ископаемого конкретной рудной формации, с которой связана минерализация в большинстве выделенных металлотектах. Слабее проявлены структурно-тектонические, литолого-фациальные, метаморфо-метасоматические, гипергенные, геоморфологические рудоконтролирующие факторы в силу вышеуказанных особенностей данной территории. Локальные рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки полезных ископаемых проявлены крайне фрагментарно для большинства полезных ископаемых характеризуемой территории, опять же вследствие недостаточного количества объектов изучения и отсутствия специальных минералогических исследований.

С **серовским дунит-гарцбургитовым плутоническим комплексом** связаны проявления титаномагнетитовых руд, хромитовая и медная минерализации, а с корами выветривания по породам комплекса – проявления силикатных никелевых руд. Титаномагнетитовое оруденение локализовано в пироксенитах, которые не характерны для дунит-гарцбургитовой формации, к которой относится серовский комплекс, возможно являясь жильными образованиями в его составе. Как уже отмечалось ранее, предыдущими исследователями предполагается и метасоматическое происхождение их в зоне контакта серпентинитов и габбро левинского комплекса. Поэтому отнесение данного типа оруденения к ванадий-титан-железородной габбро-пироксенит-дунитовой рудной формации является условным, так же как и рудогенерирующая роль самого дунит-гарцбургитового комплекса. Какие-либо дополнительные рудоконтролирующие факторы и поисковые признаки этого типа оруденения фактически отсутствуют, кроме локальных повышений магнитного поля непосредственно в районе скважин, вскрывших рудные пироксениты, до 3 000–3 500 нТл. Наблюдаемое повышенное значение магнитного поля к востоку от выявленных проявлений пироксенитов до 5 000 нТл (при западном пологом падении контакта габбро и серпентинитов) обусловлено суммарной высокой магнитной восприимчивостью серпентинитов и рудных пироксенитов при уменьшении экранирующего влияния слабомагнитных габбро, перекрывающих пироксениты [75]. Для хромитового оруденения дунит-гарцбургитовая формация является типичной рудогенерирующей для Урало-Новоземельского минерагенического пояса, с которой связаны многочисленные месторождения хромовых руд Урала, выступая как основной рудоконтролирующий фактор. В качестве локального рудоконтролирующего фактора выступает петрографический – приуроченность хромитового оруденения в основном к дунитам. Применительно к конкретным массивам серпентинизированных ультрамафитов серовского комплекса, расположенным на характеризуемой территории, этот фактор играет отрицательную роль, в связи с резко подчиненным количеством аподунитовых серпентинитов в составе комплекса. Влияние процессов серпентинизации ультрамафитов на хромитовое оруденение, с возможным перераспределением хромшпинелидов и образованием новых рудных тел, слабо изучен и не может пока рассматриваться в качестве поискового признака.

Прямой поисковый признак хромитового оруденения – наличие скоплений хромшпинелидов в виде вкрапленных или массивных хромовых руд не выявлен. В имеющихся пунктах минерализации количество хромшпинелида в серпентинитах (до 3 %) соответствует количеству его как акцессорного минерала в ультрабазитах.

Для никелевого оруденения, представленного несколькими проявлениями, рудоконтролирующими факторами являются формационный, магматический и гипергенный. Проявления приурочены к серовскому ультрамафитовому магматическому комплексу дунит-гарцбургитовой формации, который является рудогенерирующим для никелевого оруденения. Благоприятным фактором является преобладающее развитие гарцбургитов в составе комплекса, так как никель преимущественно входит в состав пироксенов. В качестве рудовмещающей формации для никелевого оруденения служит линейно-площадная кора выветривания ультрамафитов, развитие которой связано с гипергенными процессами на раннемезозойском этапе развития региона. Проведенными поисковыми работами установлено наличие коры выветривания только в пределах Актайско-Туринского массива, что свидетельствует о негативной роли более поздних процессов, преимущественно связанных с размывом коры в результате нескольких морских трансгрессий мелового периода. Вместе с тем, распространение коры выветривания в Актайско-Туринском массиве носит «островной» характер, а по сравнению с другими массивами серовского комплекса, находящимися в пределах характеризуемой территории, данный массив является наиболее приподнятым структурным элементом на фоне современного эрозионного среза. Покровные мезозойские и кайнозойские отложения имеют фрагментарное распространение. Приведенные данные свидетельствуют, что сохранность части никеленосной коры выветривания в Актайско-Туринском массиве обусловлена несколькими причинами. Во-первых, это наличие отложений, залегающих на коре выветривания и предохранивших ее от размыва в результате меловых трансгрессий. Этими отложениями являются осадки лангурской и мысовской свит сохранившиеся в основании Актай-Талицкой эрозионно-структурной депрессии, которая в юрско-позднемеловой этап вероятно захватывала и Актайско-Туринский массив. Во-вторых, вывод в результате неотектонических движений значительной части массива на дневную поверхность предположительно происходил достаточно медленно, что не позволило эрозионным процессам уничтожить полностью кору выветривания, которая сохранилась как под отложениями фадюшинской, ганькинской, серовской и ирбитской свит, так и под делювиальными четвертичными образованиями. В-третьих, принадлежность коры выветривания к линейно-площадному типу и, как следствие, повышенная ее мощность в зонах развития линейной трещиноватости пород, что также способствовало сохранению коры выветривания от эрозии.

Красноуральский комплекс базальт-риолитовый вулканический (красноуральская свита) является рудопродуктивным для колчеданного медно-цинкового оруденения и рудовмещающим для золотого оруденения, относящегося к малосульфидной золото-кварцевой рудной формации. Для медно-цинкового оруденения основными рудоконтролирующими факторами являются формационный – принадлежность вулканитов комплекса к базальт-риолитовой формации и стратиграфический – накопление вулканогенных образований комплекса в составе красноуральской свиты. В пределах характеризуемой территории проявлений медно-цинкового колчеданного оруденения не выявлено. Условно к нему можно отнести Поздняковский пункт минерализации, представленный пиритной вкрапленностью в метасоматитах по вулканитам красноуральской свиты, залегающих в виде ксенолита (провеса кровли?) в плагиогранитах левинского комплекса. Других признаков колчеданного оруденения, таких как наличие мощных протяженных зон гидротермалитов серицит-кварцевого и серицит-хлорит-кварцевого состава с пиритной минерализацией, комплексных геохимических аномалий халькофильной ассоциации, локальных положительных гравиметрических аномалий и аномалий вызванной поляризации на площади распространения красноуральской свиты не выявлено. Кислые образования экструживно-лавовой природы в составе свиты имеют подчиненное развитие, что также является отрицательным признаком колчеданности. Большое количество интрузивных тел диоритов и плагиогранитов левинского комплекса, прорывающих вулканиты красноуральской свиты, свидетельствуют о значительном эрозионном срезе, что вероятно также отрицательно сказалось на рудоносности свиты в целом на характеризуемой территории.

Рудовмещающая роль красноуральской свиты для золотого оруденения проявлена неоднозначно. Лишь для Травянского проявления установлено развитие золотоносных кварцевых жил как в плагиогранитах левинского комплекса, так и в вулканитах красноуральской свиты. Проявление Олень и пункт минерализации Жила № 20, находящиеся среди вулканитов красноуральской свиты, приурочены к диоритам и кварцевым диоритам второй фазы левинского комплекса, представленных небольшими интрузивными телами, не отображающимися на карте в

виду их незначительных размеров. Таким образом, для золотого оруденения, пространственно локализованного среди вулканитов красноуральской свиты, рудоконтролирующим фактором является и магматический: обязательное присутствие диоритоидов или плагиогранитов левинского плутонического комплекса.

Павдинский комплекс базальт-андезит-дацитовый осадочно-вулканогенный является рудовмещающим для одного проявления (Талисман) и одного пункта минерализации (Южно-Мысовской) золотого оруденения малосульфидной золото-кварцевой формации. Единственным рудоконтролирующим фактором золотого оруденения выступает стратиграфический – принадлежность его к павдинской свите. Рудогенерирующие комплексы в пределах павдинской свиты не установлены; возможно, к ним относятся штоки субвулканических риодацитов и дацитов павдинского комплекса, которые в силу слабой обнаженности территории не были выявлены. Проявление Талисман также располагается в зоне тектонического нарушения, разделяющего павдинскую и туринскую свиты – Новотуринского взброса. Другие рудолокализирующие факторы и поисковые признаки золотого оруденения, связанного с павдинским комплексом, в пределах характеризуемой территории не установлены.

Левинский комплекс габбро-тоналит-плагиогранитовый плутонический является рудогенерирующим для золотого оруденения малосульфидной золото-кварцевой формации. Как уже отмечалось выше, в ряде случаев золотоносные кварцевые жилы локализуются непосредственно в тоналитах и плагиогранитах второй и третьей фаз левинского комплекса, что позволяет определить его в качестве магматического рудоконтролирующего фактора золотого оруденения. Еще одним рудоконтролирующим фактором, связанным с золотооруденением левинского комплекса, является структурно-тектонический, а именно преобладающее развитие интрузивных тел тоналитов и плагиогранитов в пределах Краснотурьинско-Поздняковского тектонического блока, ограниченного Гусевским взбросом и Поздняковско-Актайским взбросо-сдвигом, в строении которого принимают участие и вулканиты красноуральской свиты, и в котором локализовано большинство золоторудных проявлений района. Южно-Мысовской пункт минерализации находится непосредственно в зоне северного фрагмента Гусевского разлома, к которому за северной рамкой листа приурочена Мысовская группа золоторудных проявлений.

Туринский комплекс базальт-трахитовый осадочно-вулканогенный является рудовмещающим для проявлений и пунктов минерализации железорудной скарновой формации. Туринская свита, сложенная осадочно-вулканогенными образованиями комплекса, выступает как стратиграфический рудоконтролирующий фактор этого типа оруденения. Литолого-фациальный рудоконтролирующий фактор определяется особенностями геологического разреза образований, слагающих свиту: преобладанием в ее составе вулканогенно-осадочных и пирокластических пород при подчиненной роли в целом эффузивных и осадочных образований. Туфогенно-осадочные и вулканомиктовые песчаники и алевролиты явились благоприятной средой для скарнообразования с формированием магнетитового оруденения при внедрении в них интрузий ауэрбаховского габбро-диорит-гранитового комплекса. Структурно-тектонический рудоконтролирующий фактор проявлен в пространственной локализации скарново-магнетитового оруденения в пределах Караульского блока, сложенного преимущественно образованиями туринской свиты с преобладанием в ее разрезе (до 90 %) тонкопереслаивающихся, местами – нечетко ритмичнослоистых, вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых терригенных породы всех гранулометрических разностей. В этом же блоке сосредоточено большинство интрузивных тел ауэрбаховского комплекса. В качестве поисковых признаков железооруденения выделяются локальные положительные аномалии магнитного поля интенсивностью до 2 000 нТл (Питателевское проявление), участки развития эпидот-гранатовых и гранат-эпидотовых скарнов, содержащих магнетитовую и, в меньшей степени, сульфидную минерализацию.

Красноурьинская свита, принадлежащая к вулканогенно-терригенно-карбонатной формации, является рудовмещающей для проявлений бокситов бокситовой терригенной красноцветной формации, проявления меди предположительно меднопорфировой рудной формации и золоторудного пункта минерализации (стратиграфический рудоконтролирующий фактор). Литолого-фациальный рудоконтролирующий фактор играет важную роль в непосредственной локализации пластообразных залежей бокситов: подошва их залегает на светло-серых и серых органично-обломочных рифогенных известняках свиты, а на Актай-Талицком проявлении кровлей пласта являются темно-серые битуминозные известняки лимкинской свиты. Там же установлено, что смена светлых известняков на более темные в северном направлении привела к выклиниванию бокситового пласта. Прямым поисковым признаком является наличие аллитов и сиаллитов в известняках.

Для медного и золотого оруденения, локализованного в породах свиты, другим рудоконтролирующим фактором является магматический – наличие диоритов Караульского массива ауэр-

баховского плутонического комплекса.

Ауэрбаховский комплекс габбро-диорит-гранитовый плутонический является рудогенерирующим для железного, медного и золотого оруденения (магматический рудоконтролирующий фактор). С диоритоидами второй и гранитами третьей фаз комплекса связаны проявления и пункты минерализации железорудной скарновой формации. Проявление меди предположительно меднопорфировой рудной формации и пункт золоторудной минерализации локализуется в зоне экзоконтакта массива диоритов второй фазы. Какие-либо другие особенности комплекса, связанные с рудогенезом, на характеризующейся территории не отмечаются.

Западноверхисетский комплекс тоналит-плагногранитовый и верхисетский комплекс гранодиорит-гранитовый плутонические являются рудоматеринскими рудоконтролирующими формациями для проявлений каолинов в корах выветривания (формационный рудоконтролирующий фактор). В западноверхисетском комплексе к материнским породам относятся гранодиориты, а в верхисетском – лейкократовые граниты и жильные гранит-аплиты второй фазы. Отмечается избирательный характер локализации каолиновых кор выветривания, что связано, вероятно, с проявлением линейно-трещинных тектонических процессов, на что указывают удлиненный характер залежей и «гнейсовидность» вмещающих залежи пород (тектонический рудоконтролирующий фактор), что обусловило их сохранность при эрозионных процессах, и петрографическими особенностями материнских пород: минеральный состав (в основном, полевой шпат и кварц), мелкозернистая структура, что резко отличает их от слюдисто-кварцевых кристаллических сланцев, в которые внедрялись гранит-аплиты. В связи с недостаточной изученностью проявлений каолина, установить дополнительные поисковые признаки не представляется возможным.

Для золото-платинометалльных россыпей, связанных с осадками **лангурской и мысовской свит**, кроме стратиграфического основным рудоконтролирующим фактором является геоморфологический: приуроченность их к эрозионно-структурной депрессии, что, с одной стороны, послужило поступлением шлихового металла как с днища депрессий, так и с ее бортов, а с другой – обеспечило сохранность золотоносных осадков от размыва при последующих морских трансгрессиях.

Для осадочных бобово-конгломератовых железных руд мысовская свита является рудопродуктивной. Железные руды залегают преимущественно в основании свиты, поэтому в их сохранности от последующего размыва и сноса также важную роль принадлежит геоморфологическому фактору.

Для бентонитовых глин и трепелов рудоконтролирующими факторами являются стратиграфический и формационный. Формационный рудоконтролирующий фактор для бентонитовых глин определяется образованием их при накоплении осадков **талицкой свиты**, относящейся к песчано-глинистой геологической формации, среди которых преобладают гидрослюдисто-бейделлитовые глины, включающие и монтмориллонит, являющийся основным компонентом бентонитовых глин.

Серовская и ирбитская свиты, относятся к диатомит-содержащим геологическим формациям, в которых трепел является литологической разновидностью диатомитов. Рудоконтролирующие формации для бентонитовых глин и трепелов относятся к рудоносным продуктивным формациям, в составе которых присутствуют сингенетические полезные ископаемые.

Для россыпей золота и платины, связанных с четвертичными аллювиальными и аллювиально-делювиальными отложениями современной речной сети и логов, основным рудоконтролирующим фактором является геоморфологический. Подавляющая часть из них расположены в остаточных горах восточного склона Урала. Только нижние части некоторых россыпей, в том числе россыпи р. Ляля, находятся в пределах морской аккумулятивной равнины, а россыпь р. Тура – в пределах континентально-морской цокольной равнины. Этот же фактор, вероятно, в какой-то степени повлиял и на распределение золота и платиноидов в россыпях характеризующейся территории. Так в пределах Краснотурьинского золотороссыпного узла все россыпи являются только золотоносными, весовые содержания платиноидов в них практически отсутствуют. Южнее, за пределами узла, где речная сеть принадлежит рр. Ляля и Тура, платиноиды в составе металла россыпей играют уже существенную роль, следствием чего является широкое развитие золото-платинометалльных и платинометалльных россыпей при подчиненной роли золотоносных, хотя и в них нередко платиноиды составляют до 3 % весового металла. Частичным источником платиноидов здесь могли служить металлоносные осадки аллювиальных и озерно-аллювиальных отложений лангурской и мысовской свит, залегающих в основании Туринско-Талицкой депрессии, западная часть которой была размыва в результате общего поднятия региона в раннемиоценовое время новой сформированной речной сетью.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ

ЖЕЛЕЗО

Титаномагнетитовые проявления ванадий-титан-железородной габбро-пироксенит-дунитовой рудной формации на характеризуемой территории связаны с пироксенитами, входящими в состав серовского дунит-гарцбургитового комплекса, в котором они имеют ограниченное распространение, и, возможно, являются метасоматитами, образовавшимися в зоне контакта серпентинитов и габбро [75]. Поэтому этот рудноформационный тип в отношении выявления железородных месторождений оценивается отрицательно.

Железородная скарновая формация представлена на площади несколькими проявлениями, локализованными в вулканогенно-осадочных образованиях туринской свиты на контакте с диоритами ауэрбаховского комплекса, с которыми связано рудообразование в соседнем к северу Песчанско-Ауэрбаховском железородном узле. При этом вмещающими оруденение являются там вулканогенно-осадочные и карбонатные образования краснотурьинской свиты, которые контактово-метасоматическими процессами превращены в известковые скарны, преимущественно гранатовые, и эпидозиты. Зона скарнирования достигает первых километров по латерали и сотен метров по мощности. Ауэрбаховский комплекс представлен там крупным Ауэрбаховским массивом с большим количеством апофиз, в составе которого участвуют все три фазы: габбро, диориты, гранодиориты и граниты. С небольшими телами диоритов ауэрбаховского комплекса, широко развитых на территории листа О-41-I (и также представленных на листе О-41-VII), связаны лишь мелкие проявления скарново-магнетитовых руд, не имеющих промышленного значения, что подтверждается большими объемами проведенных поисковых работ [36]. В туринской свите, содержащей небольшие тела диоритов ауэрбаховского комплекса, там известно одно непромышленное месторождение скарново-магнетитовых руд. Учитывая приведенные данные, перспективы характеризуемой территории в отношении промышленного оруденения железородной скарновой формации оцениваются отрицательно.

Осадочный тип железных руд, представленный на площади двумя проявлениями, изучен крайне слабо, специальных поисковых работ на этот тип оруденения не проводилось. На самих проявлениях мощность бобово-конгломератовых железных руд не превышает 1 м, что обуславливает их непромышленный характер. Перспективы этого типа оруденения, с учетом его слабой изученности, оцениваются как «неопределенные».

Оценка прогнозных ресурсов железных руд на характеризуемой территории не проводилась.

МЕДЬ

Проявление и 2 пункта минерализации отличаются слабой изученностью, а отнесение оруденения проявления Лялинский рудник к меднопорфировой рудной формации является достаточно условным по ряду факторов, включающих характерный для меднопорфирового оруденения геохимический спектр. Рудоконтролирующие факторы медноколчеданного и медноскарнового типов оруденения на характеризуемой территории проведенными поисковыми работами прошлых лет не выявлены, оценка прогнозных ресурсов меди не проводилась.

В связи с вышеизложенным перспективы района на медь оцениваются отрицательно.

НИКЕЛЬ

Никелевое оруденение кобальт-никелевых кор выветривания ультрамафитовой рудной формации связано с серовским дунит-перидотитовым комплексом, представленным (с севера на юг) Вагранским, Лобвинским и Актайско-Туринским массивами. Первые два массива в значительной степени перекрыты кайнозойскими осадками значительной мощности (до 50 м). Проведенными поисковыми работами на никель в пределах массивов никеленосных кор выветривания ультрамафитов не выявлено. Более перспективным в отношении никеленосности является Актайско-Туринский массив, в пределах которого расположено Таловское проявление никеля. В 2000–2004 гг. на Актайской площади, куда входит Таловское проявление, были проведены поисковые работы, включающие электроразведку методом ВЭЗ и поисковое бурение. По результатам этих работ по проявлению были подсчитаны прогнозные ресурсы никеля категории P_1 – 20 тыс. т и P_2 – 140 тыс. т, которые апробированы протоколом ЦНИГРИ № 7 от 20.12.2011 г. Полностью Актайско-Туринский массив не опробовывался, но низкая сохранность кор выветривания (в основном это нижние горизонты) в его пределах и «островной» характер их распределения не могут оказать существенное влияние на его перспективную оцен-

ку.

АЛЮМИНИЙ

Поисковыми работами на бокситы, проведенными в 50–60-е годы прошлого столетия, были выявлены лишь проявления, не имеющие практической значимости из-за невысокого качества руд, невыдержанности оруденения по мощности и простиранию, ограниченных запасов бокситов. При проведении в геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [75] и ГДП-200 [36] новых данных о бокситоносности характеризуемой территории получено не было, оценка прогнозных ресурсов не проводилась. На основании этого перспективы территории на бокситы оцениваются отрицательно.

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

Основные перспективы района на золотое оруденение связываются с *Лобвинско-Лялинской медно-золото-железородной зоной* (1.0.1 Fe,Au,Cu/O₃-D₂), по которой ЦНИГРИ апробированы прогнозные ресурсы золота категории P₃ в количестве 62 т, отнесенные к золото-сульфидно-кварцевому геолого-промышленному типу. Поскольку часть зоны находится на листе О-41-1, поэтому с учетом пересчета площади в границах листа прогнозные ресурсы категории P₃ составляют 55 т. Все месторождения и проявления золота, известные в этой зоне (в том числе и за пределами листа), связаны с наличием интрузий левинского и ауэрбаховского комплексов, представленных диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами, прорывающих вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования красноуральской, туринской, краснотурьинской свит. Околорудные изменения вмещающих пород (окварцевание, хлоритизация, серицитизация, альбитизация) не создают мощных зон и проявлены лишь вблизи кварцевых жил. Сульфидная вкрапленность проявлена слабо и обычно не превышает 5 %.

По результатам поисковых работ, выполненных в 1997–2002 гг., на Травянской площади были оценены прогнозные ресурсы золота в количестве: категория P₁ – 3,8 т, категория P₂ – 4,67 т, средние содержания – 11,8 и 11,3 г/т соответственно. Глубина прогноза составила 150 м. Кроме того, были оценены прогнозные ресурсы окисленного золота в корах выветривания для подземного выщелачивания по категории P₂ в количестве 3,68 т при среднем содержании 1,5 г/т, глубина прогноза составила 12–19 м. Однако эти прогнозные ресурсы по Травянской площади не были приняты ЦНИГРИ и в настоящее время по Травянскому проявлению (II-1-9) числятся апробированные прогнозные ресурсы категории P₂ в количестве 3 т золота, отнесенные к золото-сульфидному геолого-промышленному типу. Вне Лобвинско-Лялинской медно-золото-железородной зоны имеется проявление Талисман (IV-1-11), которое находится в пределах залицензированной Глубокой площади. Золото в дезинтегрированных образованиях павдинской свиты, содержащих обломки жильного кварца, было установлено при разработке россыпи по р. Пехтыш. На Глубокой площади протоколом ЦНИГРИ апробированы прогнозные ресурсы золота по категории P₂ на участке Пехтыш в количестве 33 т, отнесенные к золото-сульфидно-кварцевому геолого-промышленному типу. В связи с отсутствием у авторов отчета конкретных данных, послуживших основанием для прогнозной оценки участка Пехтыш, эти прогнозные ресурсы условно отнесены к рудопроявлению Талисман.

При проведении поисковых работ на россыпные золото и платину на Актайской площади [63] поисковыми скважинами под отложениями лангурской свиты и верхнего мела были вскрыты коры выветривания, в которых единичными пробами определено золото в количестве до 0,02 г/т (полное опробование керн по корам выветривания не проводилось). Мощность коры выветривания достигает 40 м. В шлихах проб, отобранных из отложений лангурской свиты и верхнего мела, залегающих на образованиях коры выветривания, были обнаружены зерна кварца рудного облика, вплоть до кристаллического, а также золотины, претерпевшие гипергенные изменения, связанные с корообразованием: губчатое строение золотины, значительные вариации пробности золота в золотины. В золоте отмечаются примеси Cu, Te, Bi, Hg, Pt. Присутствие в отдельных пробах не корродированного низкопробного золота рудного облика показывает на слабую эродированность коренного источника. Разработанная авторами [63] прогнозно-поисковая модель «коренной источник–кора выветривания–россыпь» применительно к Актайской площади предполагает, что источником золота в отложениях лангурской и мысовской свит является остаточная кора выветривания вулканогенно-терригенных пород девонского возраста (краснотурьинская свита) и контактово-карстовая кора выветривания, залегающая в известняках этой же свиты. Золотооруденение в материнских породах остаточной коры вывет-

ривания связано с дайками и небольшими телами магматитов ауэрбаховского габбро-диорит-гранитового комплекса, и, возможно, ивдельского габбро-долеритового комплекса.

Повышенные содержания элементов-примесей (Cu, Zn, As, Hg, W, Pb) в агрегатах пирит-марказитового ряда, выделенных из тяжелой фракции шлихов, отобранных из обоих типов кор выветривания, а также присутствие в шлихах золотин рудного золота, по мнению авторов, указывают на золото-полисульфидно-кварцевый тип первичного оруденения.

Наличие рудной минерализации золото-полисульфидно-кварцевого типа в палеозойских образованиях, слагающих борта и днище Актай-Талицкой депрессии, развитие по ним коры выветривания, позволяют выделить в ее пределах потенциальную рудную формацию золотоносных кор выветривания и оценить прогнозные ресурсы золота.

Для количественной оценки золотоносных кор выветривания *Актайско-Талицкого потенциального золоторудного узла* (1.0.2 Au/T) использованы данные о золотоносности Долгомысовского золоторудного узла, расположенного в Невьянской минерагенической зоне Восточно-Уральской мегазоны, где с начала 2000-х годов разрабатывается Северо-Долгомысовское месторождение золотоносных кор выветривания. Вмещающие золото-сульфидно-кварцевое оруденение породы представлены вулканогенно-осадочными и осадочными (известковистые песчаники и известняки) образованиями, относящихся к шуралинской свите раннедевонского возраста. Вулканогенные породы относятся к базальт-андезит-дацитово-формации. Прорываются отложения свиты дайками и небольшими телами долеритов и диоритов. Характерной особенностью месторождения является нахождение его в зоне смятия, вследствие чего породы интенсивно рассланцованы и дислоцированы. Золотое оруденение связано с золото-сульфидно-кварцевой рудной формацией. Среди сульфидов отмечаются киноварь, теллуриды, мышьяковистый пирит. Кора выветривания полного профиля, мощность ее в среднем 50–60 м, но в карстовых воронках ее мощность достигает 130 м.

Запасы золота в коре выветривания, утвержденные ТКЗ Уралнедра, составляют: балансовые, категория С₁ – 185 кг, С_{ср} – 0,41 г/т, категория С₂ – 433 кг, С_{ср} – 0,63 г/т; забалансовые – 772 кг, С_{ср} – 0,51 г/т. К забалансовым отнесены запасы выше уровня грунтовых вод, так как месторождение разрабатывается способом подземного выщелачивания. За период опытно-промышленной отработки месторождения было извлечено 187 кг золота. Общие запасы на месторождении, с учетом отработанных – 1 477 кг.

Для количественной оценки прогнозируемого узла необходимо провести его сопоставление с избранным эталоном:

1. Золотоносные коры выветривания в сопоставляемых узлах образованы по вулканогенно-осадочным породам, принадлежащим базальт-андезит-дацитово-формации раннедевонской эпохи (соответственно, краснотурьинская и шуралинская свиты), а также по известковистым терригенным породам и известнякам (в последних образуются карстовые полости, в которых накапливался материал переотложенных кор выветривания и которые в эталонном узле также являются золотоносными). В прогнозируемом узле такие карстовые образования также присутствуют и в них выявлены знаки золота с признаками их преобразования в зоне гипергенеза.

2. Интрузивные образования, с которыми связано золотооруденение, в Долгомысовском узле представлены небольшими телами диоритов габбро-диорит-гранитовой и долеритов габбро-долеритовой формаций девонского возраста. В прогнозируемом Актайско-Талицком узле связь золотооруденения установлена только с диоритами габбро-диорит-гранитовой формации (ауэрбаховский комплекс) раннедевонского возраста.

3. Разрывная тектоника также широко проявлена в обоих узлах. В Долгомысовском узле оруденение располагается в зоне смятия. К востоку от Актайско-Талицкого прогнозируемого узла расположен глубинный Серовско-Маукский разлом, кроме того в пределах узла присутствует сеть меридиональных и субширотных разрывных нарушений.

4. В Долгомысовском рудном узле первичное оруденение представлено кварцевыми жилами, содержащими сульфиды и золото. Относится оно к золото-сульфидно-кварцевой рудной формации, в которой кроме сульфидов меди, железа имеются теллуриды, киноварь, мышьяковистый пирит. Аналогичный тип оруденения прогнозируется и в Актайско-Талицком узле. Здесь также известны находки киновари в шлихах, установлено наличие теллура в золоте.

5. Метасоматические изменения представлены в прогнозируемом узле и эталоне серицит-кварцевой с сульфидами и березит-лиственитовой формациями.

6. На Северо-Долгомысовском месторождении развита кора выветривания полного профиля, состоящая из трех зон: глинистой, гидратации и дезинтеграции. По мнению автора отчета [61], она относится к линейному типу, что противоречит ее четкой зональности – для линейных кор выветривания как раз характерно отсутствие четкой зональности. Наиболее вероятен линейно-площадной тип коры выветривания. В пределах Актайско-Талицкого узла присутствуют

площадные и линейные коры [63]. В полном профиле площадных кор выветривания вскрываются три зоны (снизу вверх): дезинтеграции (дресвяно-щебнистая), гидратированных промежуточных продуктов разложения (дресвяно-глинистая) и конечного разложения и преобладающего гидролиза (глинистая). За пределами Актай-Талицкой депрессии площадные коры выветривания имеют небольшую мощность, представлены дресвяно-щебнистым профилем. Кроме того, в корях выветривания Актай-Талицкой депрессии отмечаются процессы золоторудной аргиллизации [1].

7. В Долгомысовском рудном узле присутствуют 2 золоторудных месторождения и около 10 рудопроявлений, в то время как в прогнозируемом узле на настоящий момент известны лишь единичные проявления и пункты минерализации золота. О его высокой потенциальной золотоносности свидетельствуют только многочисленные россыпи золота, а также наличие золота в лангурской и мысовской свитах, формировавшихся преимущественно за счет размыва мезозойской коры выветривания.

Для расчета прогнозных ресурсов использованы следующие данные. Площадь Долгомысовского узла – 641 км². 80 % площади узла занимают массивы серпентинизированных гипербазитов серовского комплекса, в которых формировался другой тип кор выветривания – никеленосных. Запасы золота в золотоносных корях выветривания, вместе с отработанными, составляют 1 477 кг. Площадная продуктивность узла таким образом составит: $1\,477:(641 \times 20\%) = 11,52$ кг/км². Площадь Актайско-Талицкого прогнозируемого узла составляет 207 км². Коэффициент достоверности принимаем 0,5. Прогнозные ресурсы золота категории P₃ составят: $207 \times 0,01152 \times 0,5 = 1,2$ т при среднем содержании золота 0,55 г/т.

В Верхотурско-Новооренбургской асбестоносной хромово-редкометалльно-золоторудной минерагенической зоне известен один пункт минерализации Малый Актай, изученный крайне слабо, другие признаки золоторудного оруденения в пределах зоны не установлены, оценка прогнозных ресурсов не проводилась.

ЗОЛОТО И ПЛАТИНА РОССЫПНЫЕ

В районе, как уже указывалось выше, широко развиты россыпные месторождения золота и платины, связанные, в основном, с современным аллювием речной сети и пролювиально-делювиальными образованиями логов. Кроме того, на ряде россыпей установлена золотоносность и в более древних (юрских и меловых) отложениях, залегающих в пределах Актай-Талицкой депрессии. В ней размещается Туринско-Талицкое россыпное месторождение, часть запасов которого находятся в отложениях лангурской и мысовской свит. Район является одним из наиболее хорошо изученных в части россыпной золотоносности. В последнее время геологоразведочные работы стали охватывать и ранее отработанные старателями россыпи, особенно связанные с небольшими водотоками с целью выявления техногенных месторождений, в которых металл содержится как в оставленных (недоработанных) «целиках», так и в отвалах прежних разработок.

Целенаправленные поиски погребенных россыпей были проведены в 2012–2014 гг. на Актайской площади, захватывавшей часть Актай-Талицкой депрессии [63]. В результате проведенных работ были выделены перспективные участки и подсчитаны прогнозные ресурсы золота и платиноидов как в современных речных долинах, так и в древних погребенных образованиях юрско-мелового возраста.

Ниже приводится краткая характеристика прогнозируемых платино-золотороссыпных полей, выделенных по результатам поисковых работ на Актайской площади. Прогнозные ресурсы апробированы ЦНИГРИ протоколом № 8 от 24.11.2014 г.

В пределах *Краснотурьинского золотороссыпного узла* (4.0.1 Au/P₃-Q) выделены Ермаковское и Винновское платино-золотороссыпные потенциальные поля.

Ермаковское платино-золотороссыпное потенциальное поле (4.0.0.1 Au,Pt) представлено долинами трех рек, в которых проводились старательские разработки россыпей.

– Долина р. Ермаковка. Протяженность наиболее интенсивных старательских работ, приуроченных к ее среднему течению, составляет около 2 000 м. Долина нижнего течения старательскими работами не затронута. Однако отдельные пробы из керна скважин ручного бурения (495/4,2–4,3) выявили содержание золота/платины до 833/222 мг/м³. Эта часть долины на протяжении более 1 500 м исследована линиями скважин ручного бурения с шагом (200–250)×(40–80) м. 65 % промытых шлиховых проб содержат россыпной металл (золото/платина). Из общего количества проб в пределах прогнозного контура (46 проб), 23 шлиха показали содержание выше 50 мг/м³.

– Долина р. Винный. Россыпь приурочена к верхнему его течению, частично – к двум его

северным притокам (истокам). В долине р. Винный мускульным старательским способом обрабатывалась ложковая россыпь. В 2012–2014 гг. пробурено 5 линий скважин ручного бурения. Из керна скважин, отвалов выработок, а также из русловых отложений всего отобрано 52 шлиховые пробы. Следы старых старательских работ прослежены на протяжении около 1 400 м по основной долине и на отдельных участках – в долинах северных притоков. В контуре прогнозных ресурсов промыто 26 шлиховых проб, из которых 8 выявили содержание металла свыше 50 мг/м³.

– Долина р. Мурзинка. Следы старательских работ имеют протяженность около 1,5 км. Продуктивные отложения представлены аллювиально-делювиальными и аллювиальными образованиями плиоцен-четвертичного возраста. Шлиховое опробование отвалов старательских работ подтвердило наличие в них золота/платины с содержанием 90/170 мг/м³.

Апробированные прогнозные ресурсы категории P₂ составляют по прогнозируемому россыпному полю: золото – 730 кг, платиноиды – 192 кг.

Винновское платино-золотороссыпное потенциальное поле (4.0.0.2 Au,Pt) представлено долинами четырех водотоков: Полуденный Актай, Луковка, Гаевка и Винновка.

– Долина р. Полуденный Актай. Продуктивные на россыпное золото и МПГ отложения представлены аллювиальными плиоцен-четвертичными образованиями. Содержания металла в продуктивных отложениях практически на всех разведочных линиях колеблются от 278 до 429 мг/м³ на массу мощностью 3–10 м (архивные данные). Общая длина перспективного участка составляет 2 400 м. Апробированные прогнозные ресурсы золота категории P₁ составляют 457 кг при среднем содержании – 252 мг/м³.

– Верховье долины р. Винновка. Продуктивные отложения представлены мелкозалегающими плиоцен-четвертичными аллювиально-делювиальными образованиями, широко развитыми в западном борту депрессии. Ложковые образования с размывом залегают на единичных фрагментах ниже-среднемиоценовых отложений и более широко – на элювиально-делювиальных мезозойских образованиях. Апробированные прогнозные ресурсы категории P₁ составляют: золото – 594 кг, платиноиды – 158 кг, при среднем содержании на пласт золото/платина – 375/100 мг/м³.

– В долинах рр. Луковка и Гаевка промышленная золотоносность связана с ложковыми плиоцен-четвертичными аллювиально-делювиальными образованиями, залегающим на глубине до 7 м. Кроме того, на участке выявлены продуктивные отложения, представленные образованиями верхнего мела, залегающих в зоне закарстованных пород палеозойского фундамента. Глубина залегания продуктивного пласта очень изменчива и колеблется от 5 до 45 м, в среднем составляя около 20 м. Металл представлен, в основном, золотом, платина содержится в резко подчиненном количестве. Содержания золота/платины достигают 694/113 мг/м³. Суммарные апробированные прогнозные ресурсы золота категории P₁ составляют 1 051 кг, по категории P₂ – 2 152 кг; платиноидов по категориям P₁ – 158 и P₂ – 88 кг.

Белореченское потенциальное платино-золотороссыпное поле (3.0.0.1 Au,Pt/J-K) расположено в пределах Актай-Талицкой депрессии. Основные перспективы связаны с погребенными россыпями юрского возраста в аллювиальных образованиях лангурской свиты аллювиально-долинного геолого-промышленного типа, залегающими в зонах карстующихся пород домезозойского фундамента и в пределах развития нижнемезозойских кор выветривания, участками – на породах домезозойского фундамента. Частично, перспективы участка связаны с аллювиальными образованиями в составе мысовской свиты, залегающей с размывом на лангурской свите или непосредственно на нижнемезозойских корах выветривания в западном борту депрессии. Глубина залегания продуктивных отложений колеблется в широких пределах: от 7–11 до 35–38 м. Средняя мощность торфов – 19,9 м, средняя мощность пласта – 1,6 м. Апробированные прогнозные ресурсы категории P₂ составляют: золото – 12 740 кг, платиноиды – 692 кг, при среднем содержании на пласт золото/платина – 433/24 мг/м³.

УРАН

По результатам проведения работы по теме «Методическое обеспечение и сопровождение составления геолого-структурных, рудно-формационных основ прогнозных на уран разномасштабных карт, переоценка, учет и апробация прогнозных ресурсов урана категории P₃» (А. А. Пуговкин), был составлен Паспорт учета перспективного объекта № 6660231 «Турьинско-Ницинская потенциальная урановорудная область». Прогнозные ресурсы этого объекта по категории P₃ были оценены в 20 тыс. т урана. Крайняя северо-восточная часть этой потенциальной области проходит за восточной рамкой площади работ. Урановое оруденение связывается с юрско-меловыми речными палеодолинами, выполненными сероцветными отложениями

лангурской и синарской свит. В связи с отсутствием в северо-восточной части территории характеризованного района каких-либо фактических данных (структурные и параметрические скважины, сейсмические профили), позволяющих провести анализ ее на возможное наличие юрско-меловых палеодолин, оценка перспектив района на урановое сырье гидрогенного генезиса не проведена.

С. П. Еремеевым в рамках работ по оценке ресурсного потенциала Урала на промышленные месторождения урана был выделен Салдинский прогнозный участок на гидротермальное урановое оруденение, северная часть которого заходит в юго-восточную часть листа. По его мнению, Салдинский блок обладает слабой эндогенной ураноносностью и содержит всего два проявления уран-ториевой высокотемпературной минерализации (Светлозерское, Басьяновское) и одиночные радиометрические аномалии неясной природы [49], которые находятся к югу от листа О-41-VII. С. П. Еремеев отмечает, что при радиогеохимическом изучении в Салдинском блоке не выявлено специализированных на уран породных комплексов, Анализ распределения основных признаков эндогенной ураноносности на Салдинской площади показал, что перспективы ее на выявление промышленного уранового оруденения типа «несогласия» незначительны, а низкая оценка перспектив эндогенной ураноносности даже на уровне прогнозных ресурсов категории Р₃ не позволяет рекомендовать здесь дальнейших работ.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В связи с отсутствием в характеризованном районе потребности в данном виде сырья (отрабатывается только одно месторождение порфиритов и суглинков, учитываемое в качестве грунтов Территориальным балансом общераспространенных полезных ископаемых Свердловской области), его прогнозная оценка не проведена. Каолины и бентонитовые глины, авторские прогнозные ресурсы которых не апробированы в установленном порядке, из-за низкого качества не имеют промышленного значения и не могут служить объектом прогнозирования для данного района.

Подводя итоги прогнозной оценке площади листа О-41-VII, наиболее перспективными объектами для лицензирования с целью постановки на них поисково-оценочных работ представляются Ермаковское и Винновское платино-золотороссыпные поля.



ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В соответствии с гидрогеологическим районированием Урала [5], рекомендованным ВСЕГИНГЕО [18], на площади для дочетвертичных образований выделены 2 структуры первого порядка: **Уральская сложная гидрогеологическая складчатая область (I)** и **Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн (II)**. Первый приурочен к открытым выходам на дневную поверхность комплекса пород Уральской складчатой системы; второй – к мезозойско-кайнозойским отложениям Западно-Сибирской плиты. Граница между ними проходит по контакту палеозойских и мезозойско-кайнозойских морских толщ. Подземные воды рыхлых поровых образований приурочены к четвертичному водоносному комплексу, с которым связано Неромское месторождение подземных вод для нужд г. Верхотурье (табл. 1).

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ВОДОНОСНЫЙ КОМПЛЕКС

Подземные воды, связанные с четвертичными образованиями, распространены на площади всего листа и связаны с субаквальными генетическими типами.

Голоценовый палюстринный водоносный горизонт (plQ_n) распространен на междуречьях и поверхностях аккумулятивных террас долин рр. Лобва, Ляля, Тура и их притоков. Он представлен иловатыми глинами, суглинками, разнозернистыми песками, перекрытыми торфом. Мощность отложений колеблется от 2–10 до 10–15 м. Осадки насыщены водой на всю мощность. Коэффициент фильтрации торфов – 0,2–2,5 м/сут, илов и иловатых глин – 0,15–0,5 м/сут. Воды пресные, обогащенные гумидными кислотами. Водонасыщенные породы являются важным регулятором поверхностного и подземного стока, их минерализация не превышает 0,4 г/дм³.

Верхнеоплейстоценово-голоценовый аллювиальный водоносный горизонт (aQ_{III-n}), получивший развитие в долинах рр. Ляля, Тура, Лобва, Бол. Актая и других, представлен русловыми фациями аккумулятивных уфимской, исетской, камышловской, режевской надпойменных и пойменных террас. Фации сложены гравийными песками с галькой в верховьях рек и разнозернистыми песками – в среднем и нижнем течениях. Они формируют нижние слои террасовых разрезов, залегают на близких гипсометрических уровнях и их водоносные слои сопряжены между собой. Мощности русловых фаций – от долей метра до 15–20 м, при этом продуктивная мощность не превышает 45 % общей. Коэффициенты фильтрации аллювиальных образований с глинистой примесью изменяются от 0,2 до 10,5 м/сут, притоки воды в выработки – 0,1–1,0 дм³/с; в фациях, практически лишенных глинистой фракции, возрастают до 51 м/сут, а дебиты скважин – до 2 дм³/с. Питание водоносного горизонта осуществляется за счет разгрузки подземных вод подстилающих горизонтов, за счет инфильтрации атмосферных осадков, а в паводки – за счет поверхностных вод. Уровень подземных вод аллювиального горизонта свободный и располагается на отметках уреза воды в руслах рек. Минерализация воды обычно не превышает 0,14–0,30 г/дм³, а химический состав соответствует составу подстилающих пород и речных вод. Подземные воды, расположенные в границах населенных пунктов, подвержены бытовому загрязнению (появление хлоридов, сульфатов, нитратов).

УРАЛЬСКАЯ СЛОЖНАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Уральская сложная гидрогеологическая складчатая область первого порядка располагается в пределах орографически выраженного Уральского горно-складчатого сооружения. Западная часть площади располагается в пределах Тагило-Магнитогорской гидрогеологической складчатой области второго порядка.

Схема гидрогеологической стратификации

Стратиграфические подразделения						Состав пород	Гидрогеологические подразделения
Эрагема	Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита		
Кайнозойский водоносный этаж							
Четвертичный водоносный комплекс							
Кайнозойская	Четвертичная	Голоцен		Горбуновский		Ил, торф	Палюстринный водоносный горизонт
		Неоплейстоцен	Верхнее звено	Стрелецкий–горбуновский		Пески гравийные и разномерные с галькой, супеси, суглинки	Аллювиальный водоносный горизонт
Западно-Сибирский сложный артезианский бассейн							
Иртышско-Обский артезианский бассейн							
Кайнозойская	Неоген	Миоцен–плиоцен	Аквитан–пьяченций	Абросимовский–кустанайский	Наурзумская, светлинская, кустанайская	Глины, пески с галькой и гравием	Водоупорный горизонт
	Палеоген	Эоцен	Ипр–лютеций	Люлинворский	Ирбитская	Диатомиты, глинистые диатомиты	Ирбитский относительно водоупорный горизонт
		Палеоцен	Танет		Серовская	Опоки, песчаники	Серовский опоковый водоносный горизонт
		Дат–танет	Талицкий	Талицкая	Глины, пески, алевролиты	Талицкий водоупорный горизонт	
Мезозойская	Мел	Верхний	Сеноман–маастрихт	Уватский–ганькинский	Мысовская–ганькинская	Песчаники с прослоями песков, глин, опок, диатомитов	Верхнемеловой водоносный горизонт
	Юра	Средний–верхний			Лангурская	Кварцевые галечники, пески и глины	Юрский водоносный горизонт
		Нижний	Тоар				

Стратиграфические подразделения						Состав пород	Гидрогеологические подразделения
Эрагема	Система	Отдел	Ярус	Горизонт	Свита		
Уральская сложная гидрогеологическая складчатая область							
Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область							
Палеозойская	Карбон	Нижний–средний					Водоносная зона трещиноватости палеозойских интрузивных пород среднего и кислого состава (граниты, гранодиориты, диориты верхисетского, западнорхисетского, ауэрбаховского и левинского комплексов)
		Девон	Средний–верхний	Живет–фран	Высотинский–бродовский	Лимкинская	
	Нижний		Прагиний–эмс	Вижайский–тальтийский	Краснотурьинская		
		Лохков	Сарайнинский–саумский	Туринская	Базальты, андезибазальты, андезиты, трахиандезиты, трахиты и их туфы, туффиты, туфопесчаники, туфоконгломераты с пластами известняков		
	Силур	Пржидольский		Североуральский		Павдинская	
		Венлокский	Шейнвуд	Павдинский			
		Лландоверрийский	Аэрон–телич		Красноуральская		
	Ордовик	Верхний	Хирнант	Кырьинский		Серовский комплекс	
		Средний			Гарцбургиты, дуниты, серпентиниты		

Основными коллекторами подземных вод в ней являются трещиноватые породы коренного субстрата. Мощность зоны региональной трещиноватости составляет в среднем 30–100 м. Минимальные значения (20–30 м) присущи корам выветривания интрузивных пород; максимальные (60–100 м) – карбонатным породам; средние (40–60 м) – эффузивно-осадочным и метаморфическим. Помимо трещин выветривания, широким развитием пользуются локальные линейные трещинные зоны высокой проницаемости и водоотдачи, связанные с проявлениями дизъюнктивной тектоники и контактам различных пород. Подземные воды региональной трещиноватости обычно гидравлически взаимосвязаны, имеют безнапорный характер и образуют небольшие бассейны с интенсивным водообменом. В вертикальном разрезе фильтрационные свойства пород зоны выветривания неоднородны. По характеру их изменения зона разделяется на три части. В верхней части (10–20 м), где широко представлены глины или суглинки элювиальной коры выветривания, водопроницаемые свойства очень низки. Особенно широко коры выветривания распространены на площади Зауральского пенеплена. Средняя часть эрозионной зоны отличается наиболее активной степенью трещиноватости и высокой пористостью (от 1 до 7 %). В нижней части размеры трещин весьма незначительны и водоотдача пород практически отсутствует.

ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКАЯ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

Питание подземных вод Тагило-Магнитогорского бассейна второго порядка сезонное, за счет инфильтрации атмосферных осадков в теплый период года. Зеркало ее вод в сглаженной форме повторяет основные элементы рельефа. На склонах и уплощенных водораздельных пространствах уровни воды залегают на глубинах 5–20 м, на локальных возвышенностях – до 30–50 м. Разгрузка вод преимущественно вдоль долин рек, а также приурочена к локальным трещинным зонам. Дебиты родников, в зависимости от величины водосборной площади, варьируют от долей до десятков литров в секунду. В целом, эксплуатационные ресурсы водоносных зон трещиноватости связаны преимущественно с крупными карбонатными массивами нижнего и среднего палеозоя и тектонически активными зонами разломов, на которых возможна организация водозаборов с дебитом 100–1 000 л/с. На остальных водоносных зонах трещиноватости возможен каптаж подземных вод по отдельным кустам скважин с дебитами от 10 до 30 л/с.

Водоносная зона трещиноватости среднепалеозойских терригенно-карбонатных образований (PZ₂) занимает центральную полосу палеозойского комплекса пород лимкинской, красноуральской и туринской свит верхнего силура–низы верхнего девона. Водовмещающими породами являются известняки с пачками и прослоями известково-глинистых сланцев, полимиктовых песчаников, туффитов, туфов и линзовидных прослоев лав андезитов. Наиболее водообменными являются известняки, воды в которых концентрируются в пределах синклинальных, реже антиклинальных структур в виде отдельно разобщенных либо взаимосвязанных между собой водоносных горизонтов меридионального и субмеридионального простирания. Трещиновато-карстовая зона составляет мощности 50–80 м, достигая в зонах тектонических нарушений 70–150 м. С поверхности карбонатные породы осложнены проявлениями карста в виде воронок. Карстовым процессам подвержены все карбонатные массивы, но степень их проявления неравномерна. Характерной особенностью древних карстовых депрессий является высокая трещиноватость бортовых частей и слабая водонасыщенность днищ. Погребенные карстово-трещинные воды в депрессиях обладают напором, соответствующего мощности экранирующего покрова. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков и разгрузки сопряженных вод из других горизонтов. Циркуляция происходит по сложному лабиринту карстовых пустот и трещин, коэффициент фильтрации в которых варьирует от 2–5 до 30 м/сут. Карст развит на глубину 75–130 м. Дебиты непостоянные – 1,1–13,8 л/с, реже – 22 л/с. За пределами карстующихся зон водообильность известняков резко падает и удельные дебиты снижаются до 0,5 л/с. В долинах рек и ручьев дебиты источников составляют 1,2–4 л/с, реже – 3,5–10 л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные, гидрокарбонатно-кальциево-магниевые [81]. Вредные примеси представлены небольшим количеством фтора, меди, свинца, фенола и урана.

Водоносная зона трещиноватости палеозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований (PZ) связана с распространением вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований красноуральской, павдинской и туринской свит, простирающихся в меридиональном направлении в западной открытой части листа. Свиты сложены базальтами, андезибазальтами, андезитами, трахиандезитами, трахитами и их туфами, туффитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами с пластами известняков. Водоносная зона трещиноватости прослеживается до

глубины 30–150 м при преобладании 40–60 м. Подземные воды локализуются в зоне повышенной дезинтеграции на контактах различных петрографических разностей пород, в зонах тектонических нарушений. Помимо трещин выветривания, широким распространением здесь пользуются локальные линейные трещинные зоны аномально высокой проницаемости, связанные с проявлениями дизъюнктивной тектоники, внедрением интрузий, контактами карстующихся пород с некарстующимися. Открытая трещиноватость в этих зонах прослеживается вглубь на многие сотни метров. По водоотдаче перечисленные выше зоны отличаются друг от друга. Водопотоки в скважины, вскрывшие кору выветривания интрузивных и глубокометаморфизованных пород, составляют сотые и десятые доли $\text{дм}^3/\text{с}$, редко – до $1,0 \text{ дм}^3/\text{с}$, то же для карбонатных пород – $1,0\text{--}5,0 \text{ дм}^3/\text{с}$, метаморфических и вулканогенных – $0,3\text{--}1,0 \text{ дм}^3/\text{с}$. В локальных трещинных зонах водопотоки в скважины в 5–10 раз превышают фоновые значения.

Питание подземных вод происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков. Расчлененность дневной поверхности на западе территории обеспечивает хорошие условия дренирования водоносных зон речной сетью; разгрузка вод субаквальная или в виде родников. Режим грунтовых вод полностью отражает условия их питания. Самый низкий уровень воды наблюдается в конце зимнего периода (март–апрель), высший – в конце июня. Избыточная увлажненность, условия дренирования при преобладающем силикатном составе водовмещающих пород обусловили формирование мягких, слабо кислых или слабо щелочных ($\text{pH}=5,8\text{--}7,8$) преимущественно гидрокарбонатных вод с минерализацией от 0,1 до $0,3 \text{ г/дм}^3$ [81]. По катионному составу доминируют магниевые-кальциевые воды. Распространены они на площади распространения карбонатных, осадочно-вулканогенных, метаморфических комплексов, а также интрузивных пород основного-среднего состава. Сульфидная минерализация пород Тагильской мегазоны обусловила развитие сульфатно-гидрокарбонатных вод с минерализацией не выше $0,08 \text{ г/дм}^3$. Микроэлементы в подземных водах присутствуют достаточно широко, особенно на площади вулканогенно-осадочных пород Тагильской мегазоны. Спектральным анализом сухих остатков вод в них обнаружены Cu, Zn, Ti, Ni, Bi, Ag, Pb, Co, Cr. Содержание их крайне незначительно, на один–два порядка ниже нормируемых ГОСТом для питьевых вод.

Водоносная зона трещиноватости палеозойских интрузивных пород среднего и кислого состава (γPZ) связана с верхисетским, западноверхисетским, ауэрбаховским и левинским комплексами гранитов, гранодиоритов и диоритов. Региональная зона выветривания не превышает 15–20 м и зеркало подземных вод в сглаженной форме повторяет современный рельеф. Водоносность зоны крайне неравномерна: в центральных частях массив практически безводен; по периферии в приконтактных частях с другими породами водоносность возрастает до $0,2\text{--}0,3 \text{ л/с}$; в центре массивов скважины безводны. Минерализация вод находится в пределах $0,08\text{--}0,5 \text{ г/л}$; по составу преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Типичным примером водоносной зоны трещиноватости интрузивных пород кислого состава связанных с верхисетским гранитным комплексом является Неромское месторождение подземных вод (Ш-4-2), находящееся в устье р. Неромка в пределах г. Верхотурье. Воды месторождения гидрокарбонатные кальциево-магниевые. Минерализация – $0,3 \text{ г/дм}^3$. Утвержденные запасы категории В – 2,59 тыс. $\text{м}^3/\text{сут}$. Хотя город Верхотурье остро нуждается в питьевой воде, но в настоящее время месторождение законсервировано, т. к. для эксплуатации требуется водоподготовка вследствие загрязнения верхнего верхнелепестово-голоценового аллювиального водоносного горизонта, приуроченного к исетской (третьей надпойменной) террасе.

Водоносная зона трещиноватости среднеордовикских ультраосновных пород (ΣO_2) связана с гарцбургитами, дунитами и серпентинитами серовского комплекса, образующими в рельефе значительные возвышенности субмеридионального простирания с ограниченными бассейнами питания трещинных грунтовых вод. Породы весьма устойчивы к процессам выветривания и мощности трещиноватой зоны не превышают 10–15 м. В центральных частях массивы практически безводны: в окраинных расход родников варьирует от 0,01 до $0,2\text{--}0,3 \text{ л/с}$. Дебиты скважин, вскрывшие выветрелые трещиноватые серпентиниты, не превышают $1,5\text{--}2,5 \text{ л/с}$. Наибольшая обводненность приурочена к периферийным зонам разломов, обновленных неотектоникой. Грунтово-трещинные и трещинно-жильные воды имеют минерализацию $0,1\text{--}0,5 \text{ г/л}$ и лишь на отдельных массивах встречаются ультрапресные воды. По химическому составу они гидрокарбонатные магниевые или гидрокарбонатные магниевые-кальциевые. Высокие показатели магния обусловлены большим содержанием его окиси в коренных породах. Из примесей отмечается фтор – до $0,04\text{--}0,11 \text{ мг/л}$.

ЗАПАДНО-СИБИРСКИЙ СЛОЖНЫЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Пластовые водоносные и водоупорные горизонты в Зауралье приурочены к морским субго-

ризонально залегающим образованиям, реже – к континентальным субаквальным образованиям. Ресурсы порово-пластовых вод Западно-Сибирского сложного артезианского бассейна первого порядка связаны преимущественно с опоковым горизонтом эоцена и верхнего палеоцена, мощность обводненной толщи которого составляет 3–4 м. Опоковый горизонт имеет большое практическое значение для хозяйственно-питьевого водоснабжения. На придолинных участках некоторые водозаборы имеют производительность до 50–100 л/с. Площадь большей частью находится в пределах Иртышско-Обского артезианского бассейна второго порядка.

ИРТЫШСКО-ОБСКИЙ АРТЕЗИАНСКИЙ БАССЕЙН

Неогеновый относительно водоупорный горизонт (N) приурочен к слабопроницаемым локально распространенным аллювиально-озерным, озерно-болотным, ложковым отложениям наурзумской, светлинской и кустанайской свит. Литологически представлен глинами, разнотельными глинистыми песками с галькой и гравием. Мощность существенно глинистых отложений изменяется от 4 до 6 м, у песчаных пачек она составляет в среднем 4 м, редко достигая 15 м. В связи с неоднородностью литологического состава отложений подземные воды не образуют постоянного горизонта; устойчивой обводненностью обладают распространенные в депрессиях галечники и глинистые пески, через которые происходит инфильтрация атмосферных осадков в нижележащие горизонты. Глубина залегания подземных вод – до 7,5 м. Данные о водообильности толщ немногочисленны: дебит родников редко достигает 0,2 дм³/с, а притоки в скважины – 0,1 дм³/с. Минерализация вод равна 0,04–0,43 г/дм³. Практического значения воды не имеют.

Эоценовый (ирбитский) относительно водоупорный горизонт (P₂ir) имеет широкое распространение в Зауралье. Локально развит в пределах эрозионно-структурных депрессий. Его формирует ирбитская свита, сложенная диатомитами и глинистыми диатомитами. Общая мощность достигает более 20 м. Ирбитская свита служит экраном для напорного серовского горизонта. Величина проницаемости диатомитов оценивается в пределах 10⁻⁴–10⁻² м/сут.

Верхнепалеоценовый опоковый (серовский) водоносный горизонт (P₁sr) приурочен к морским образованиям серовской свиты, которая сложена преимущественно кремнистыми и глинистыми опоками. В западной части кремнистые опоки серовской свиты иногда замещаются кварцево-глауконитовыми песчаниками с опоковым цементом, на которых залегают кремнистые серые опоки, содержащие включения песчаного материала. По мере погружения кровли серовской свиты на восток в составе опоковой толщи широкое распространение получают глинистые разности при подчиненном значении кремнистых. Мощность изменяется от 10 до 35 м. Переход серовской свиты к вышележащим отложениям постепенный, в виде переслаивания опок с диатомитами и диатомитовыми глинами ирбитской свиты. В восточном направлении, с появлением в гидрогеологическом разрезе слабопроницаемых (коэффициенты фильтрации – 0,01–0,09 м/сут) диатомитов и диатомитовых глин ирбитской водоупорной свиты, опоковый горизонт приобретает напорный режим. Водообильность опокового горизонта крайне неравномерна. Удельные дебиты измеряются от тысячных долей до 26,0 л/с при преобладающих 1,0–4,0 л/с. Повышенная водоносность опок наблюдается над зонами региональных глубинных разломов. Химический состав подземных вод преимущественно гидрокарбонатный. Минерализация не превышает 1 г/л. По мере роста минерализации наблюдается появление микрокомпонентов, в первую очередь бора и брома, концентрация которых при минерализации более 1 г/л значительно превышает ПДК, установленные для питьевых вод [81].

Нижнепалеоценовый (талицкий) водоупорный горизонт (P₁tl) распространен в отложениях талицкой свиты, представленный глинами с прослоями песков и алевролитов. Наблюдениями установлено практически полное отсутствие подземного стока с площадей, сложенных талицкими отложениями [81]. На отсутствие проницаемости толщи указывает гидрокарбонатный состав подземных вод, вскрытых в ее кровле колодцами, с суммой солей, равной 1,25 г/дм³. В восточной части территории отложения раннепалеогенового относительно водоупорного (талицкого) горизонта мощностью 20–30 м перекрывают водовмещающие породы верхнемелового водоносного горизонта.

Верхнемеловой водоносный горизонт (K₂) приурочен к камышловской, фадюшинской и ганькинской свитам и узкой полосой (1–3 км) прослеживается в меридиональном направлении в центральной части листа, примыкая на западе к коренным породам палеозоя. Среди водоносных верхнемеловых пород преимущественно развиты кварц-глауконитовые песчаники с прослоями песков, реже – глин, опок, диатомитов. Отложения горизонта залегают на мезозойских глинистых корах выветривания или непосредственно на палеозойских породах, а их мощность изменяется от 10–20 до 55 м. Горизонт характеризуется высокой водообильностью со средним

дебитом родников 0,3 дм³/с, реже – до 3 м³/с. В скважинах водопритоки составляют 1,2–16 дм³/с. Глубина залегания уровня подземных вод изменяется от 2,2 до 27 м; напоры достигают 55 м на участках погружения водовмещающих пород под толщу талицких глин. Питание горизонта происходит на участках его выхода на поверхность или через покров отложений неогена и квартера. Минерализация подземных вод не превышает 0,5 г/дм³; увеличение суммы солей отмечается по мере погружения позднемелового горизонта под толщу талицких глин. Наиболее перспективными для целей водоснабжения участками в пределах развития толщи являются южная часть депрессии в долине р. Лата, район пос. Лобва, долина р. Неромка. Суммарные естественные ресурсы верхнемелового водоносного горизонта, подсчитанные по модулю подземного стока, оцениваются в размере 354 дм³/с. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциево-магниевые с минерализацией 0,2–0,5 г/л и общей жесткостью 0,2–5,9 мгм/экв. Из микроэлементов присутствует фтор (0,07–0,25 мг/л) [81]. Питание водоносного горизонта происходит за счет атмосферных осадков.

Юрский водоносный горизонт (Jln) распространен фрагментарно в западной части площади. Он связан с лангурской свитой, сложенной кварцевыми галечниками, песками и каолинистыми глинами, выстилающими днище древних депрессий. Мощность его достигает 20 м. Глубина залегания подземных вод увеличивается в направлении к р. Тура от 1,5 до 27 м. Коэффициент фильтрации достигает 40–50 м/сут в гравийно-галечных отложениях и уменьшается по мере увеличения содержания глинистого материала. Подземные воды гидравлически связаны со смежными горизонтами, через которые и осуществляется их питание. На участках, где породы горизонта залегают на известняках с низким положением уровня подземных вод, они находятся в зоне аэрации и воды не содержат. Химический состав вод преимущественно гидрокарбонатный кальциевый и натриево-кальциево-магниевый с минерализацией 0,15–0,16 г/л.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Территория листа находится в пределах двух ландшафтных зон: бореальной гумидной и горной (среднеуральской) [41]. По совокупности геоморфолого-ландшафтных критериев выделяются следующие подразделения: остаточные горы восточного склона Северного Урала (1); континентально-морская цокольная равнина Зауралья (2); континентально-морская аккумулятивная равнина Зауралья (3); поверхность врезания речных долин преимущественно эрозионная (4); техногенно-измененные (5) и техногенно-образованные (6) ландшафты.

Природные ландшафты преимущественно таежные болотные, лесные, горные, луговые, сохранившиеся на удалении от городских и промышленных территорий и испытывающие минимальное техногенное воздействие.

Район остаточных гор восточного склона Северного Урала (холмисто-увалистая зона) занимает узкую (5–10 км) полосу в западной наиболее расчлененной части площади и имеет абсолютные отметки 220–260 м с отдельными сопками до 298 м (г. Караульская сопка). В структурном отношении район приурочен к Восточно-Тагильской структурно-формационной зоне, сложенной вулканогенными и вулканогенно-осадочными формациями среднего палеозоя, прорванными интрузиями разнообразного состава. Отложения мезозоя развиты локально в южной части зоны и представлены континентальными образованиями лангурской свиты. Мезозойская Ивдельско-Тагильская депрессия слабо выражена в рельефе, карбонатные породы, развитые в ее пределах, закарстованы. Континентальные неогеновые отложения светлинской и кустанайской свит встречаются в виде небольших изолированных участков. За неотектонический этап произошло поднятие территории на 150–200 м. Среди рыхлых пород широко представлены элювиальные, элювиально-делювиальные и делювиальные суглинки и глины со щебнем подстилающих коренных пород. Речные долины V- и каньонообразные с крутыми склонами, в бортах которых нередко выходят скальные породы. Из геодинамических процессов преобладают плоскостной смыв, донная и боковая эрозия. Растительные сообщества лесные – светлохвойные и сосново-лиственные массивы и вторичные смешанные с густым травяным покровом. Почвы лесные подзолистые, дерново-подзолистые, на участках переувлажнения – болотно-глеевые. Геодинамическая устойчивость ландшафтов высокая, геохимическая – высокая и средняя.

Цокольная равнина Зауралья занимает всю юго-восточную часть и центральный сектор на севере площади и имеет абсолютные отметки 90–170 м. Она субгоризонтальная с заболоченными понижениями, со слабым уклоном на восток. Равнина сформирована отложениями мезозоя и кайнозоя; палеозойские породы встречаются в редких обнажениях по берегам рек. Рыхлые образования представлены покровными лёссовидными суглинками и палюстрием. Новейшие поднятия не превышают 70–90 м. Речные долины расширяются, с полого-вогнутыми и террасированными склонами, с широким развитием аккумулятивных камышловской и режевской террас позднего неоплейстоцена. Почвы подзолистые и торфяно-подзолисто-глеевые; фитоценозы лесные, светлохвойные. Геодинамическая и геохимическая устойчивость средняя.

Аккумулятивная равнина Зауралья представлена заболоченной пологоволнистой равниной, слабо наклоненной на восток, северо-восток. Район характеризуется накоплением морских и континентальных толщ, которые сформировали верхнемеловую и палеогеновую аккумулятивные поверхности. Реки меандрируют с широкими хорошо выработанными и террасированными долинами. Абсолютные отметки в долинах рек – 70–9 м, на водоразделе рек Большой Актай и Ляля – 120–140 м. В течение неоген-четвертичного этапа район испытал поднятие; амплитуда поднятия – 120–150 м. Почвы сильноподзолистые, болотно-глеевые, болотно-торфяные. Растительный покров представлен темнохвойными и березово-сосновыми лесами. Геодинамическая устойчивость ландшафтов средняя, геохимическая – малоустойчивая.

Речные долины имеют преимущественно широтное направление. Основными реками района являются р. Тура на юге и р. Ляля с притоком – р. Лобва на севере, из прочих можно отметить

р. Большой Актай. Долины их в верхнем течении узкие, V-образные, ассиметричные с крутыми склонами, с выходами скальных пород в бортах, с узкими цокольными террасами; в нижнем течении долины расширяются, склоны становятся террасированными с комплексом исетской, камышловской, режевской и пойменных террас. Аллювий сложен полимиктовыми галечниками, в верхнем течении с редкими валунами, гравийными и разнозернистыми песками с линзами серых алевитистых глин и суглинками. Высокие террасы перекрыты делювиальными покровными суглинками. Площадки террас нередко заболоченные. В пределах равнины речная сеть разряжена, долины широкие (до 2,0–2,5 км), врез неглубокий, русла меандрирующие. Почвы подзолистые, луговые и луго-болотно-глеевые. Фитоценозы лесные – разреженные светловойные массивы и кустарниковые – на поймах. Геодинамическая устойчивость слабая, геохимическая – средняя. Значительная часть площади, преимущественно ее восточная область, заболочена. Распространены переходные и верховые болота, характер питания которых является определяющим для растительного покрова. Питание верховых болот в пределах остаточных гор осуществляется за счет атмосферных осадков, поэтому они почти безлесны. Древесная растительность представлена редкими угнетенными соснами, кустарниковая – багульниковым болотным и карликовой березой. Для травяно-кустарникового яруса характерны осоки, пушица, клюква, голубика, морошка. Сплошной моховой покров состоит из сфагновых мхов, образующих к центру болот кочки. Геодинамическая и геохимическая устойчивость болотных ландшафтов слабая.

Техногенно-измененные ландшафты формируются в промышленных зонах городов и рабочих поселков, пронизанных сетью линейных коммуникаций: железной дорогой ст. Гороблагодатская–Серов и автомагистралью сообщения Екатеринбург–Серов, трубопроводами, линиями электропередач. Основные населенные пункты – г. Новая Ляля (12 тыс. жителей), г. Верхотурье (8,9 тыс. жителей), пос. Лобва (8,9 тыс. жителей), в которых действовали предприятия химической и деревообрабатывающей промышленности, сельского хозяйства, свалки твердых и жидких промышленных и бытовых отходов. Города и поселки связаны между собой асфальтированными и улучшенными грунтовыми дорогами. Железнодорожная ветка Екатеринбург–Серов соединяет их с другими городами области. Многочисленные мелкие населенные пункты прекратили свое существование, оставив после себя незначительные по размерам и масштабам загрязнения свалки бытовых отходов.

Техногенно-образованные ландшафты представляют собой площади карьеров и их отвалов, отстойников и дражных полигонов. Более или менее значимых месторождений полезных ископаемых в районе не выявлено, соответственно нет и карьеров для их добычи. Некоторым исключением является ур. Талисман, где старательскими отработками охвачены борта долины р. Мал. Налим в районе его устья. Крупнейшим дражным полигоном является долина р. Тура, перепаханная драгами от западной рамки площади до бывшей д. Ванюшино. На некоторых участках долина р. Тура изуродована дражными отвалами до 2,0–2,5 км в стороны от ее русла.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ТЕХНОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ

Геодинамические процессы, проявленные на площади, подразделяются на эндо- и экзогенные. К первым относятся зоны тектонических разломов, омоложенные в неотектонический этап. Крупные региональные разломы субмеридионального простирания прослежены в западной части площади, в пределах которой проводятся границы ландшафтных областей отпрепарированного пенеплена и зоны перехода от пенеплена к аккумулятивной Западно-Сибирской равнине. Менее значимые разломы приурочены преимущественно к зонам контактов геологических структур и литологически разнородных горных пород. Они имеют субмеридиональные и диагональные простирания. Омоложенные зоны разломов образуют геоактивные патогенные зоны, отрицательно влияющие на жизнедеятельность человека.

Среди экзогенных процессов преобладают плоскостной смыв, в долинах рек – процессы глубинной и боковой эрозии; на карбонатных породах – карст.

Эродированность почв в Верхотурском районе составляет 10–25 %, в Новолялинском районе – 25–50 %, на остальных территориях не превышает 10 %. Почвы, породы чехла, в целом ландшафты геологической среды хорошо дренированы, а состав природных вод опреснен. По особенностям водной миграции лесные горные и таежные ландшафты района относятся преимущественно к классу кислых и кислых глеевых. Осеннее увлажнение почв составляет 110–135 %.

Реки района (Тура, Ляля и др.) практически чистые. Исключение составляют заболоченные участки водосборных площадей, откуда реки выносят растворенные и нерастворимые органические вещества, а также участки переброски трубопроводов и другой техногенной нагрузки,

где повышается мутность и уровень содержания взвесей в воде, приводящих к нарушению экосистемы водотока.

Техногенные процессы, связанные с хозяйственной деятельностью человека, оказывают негативное влияние на экологическое состояние природной среды. В настоящее время часть предприятий района прекратили свою деятельность, что несколько уменьшило техногенную нагрузку на окружающую среду (Лобвинский гидролизный завод закрыт более 11 лет, Лобвинский лесопромышленный комбинат – более 7 лет назад, областное государственное унитарное предприятие Молочно-мясной совхоз «Лобвинский» прекратило существование с 2008 г.), тем не менее, техногенные ландшафты характеризуются существенными нарушениями природных зон. Естественный режим рек изменен созданием прудов (р. Ляля и р. Лобва вблизи г. Новая Ляля и пос. Лобва), водохранилищ для целей водоснабжения (р. Тура вблизи г. Верхотурье).

Наибольший вклад в техногенную нагрузку на все компоненты геологической среды (ГС) вносит химическая отрасль – Новолялинский целлюлозно-бумажный комбинат (ЦБК). Отрицательное влияние на гидросферу бассейна р. Тура оказывают сточные воды горнодобывающих и обогатительных предприятий, расположенных за пределами района. Непосредственно в пределах водосборных бассейнов, на берегах рек Ляля и Лобва остаются накопления иловых полей и отвалов лигнина Лобвинского гидролизного завода (в пос. Лобва); а шламонакопитель Новолялинского ЦБК содержит около 40 т отходов.

Отрицательную роль играют промышленные и бытовые отходы производства, составляющие, по данным Государственного доклада о состоянии и об охране окружающей среды Свердловской области [14], по Новолялинскому ГО – 484,69 тыс. т (в т.ч. 1,92 тыс. т – коммунальные), по Верхотурскому ГО – 10,46 тыс. т (из них 8,26 тыс. т – коммунальные), сточными водами загрязняются реки Тура, Ляля и Лобва. Сброс сточных вод в р. Тура в ГО Верхотурье составляет 0,09 млн м³ (в т.ч. 0,07 млн м³ – загрязненные); в р. Ляля в Новолялинском ГО в 2017 г. было сброшено 6,34 млн м³ (6,28 млн м³ – загрязненные) сточных вод. Основной объем сброса осуществляет ООО «ГД «Новолялинского целлюлозно-бумажного комбината» – 5,3 млн м³, масса загрязняющих веществ – 1,99 тыс. т. По качеству вода рек относится к 3 и 4 классам и оценивается по степени загрязненности от «очень загрязненной» до «очень грязной». В створе в 5,1 км ниже города Новая Ляля, в черте д. Салтаново, 2,3 км ниже впадения р. Отва, у автодорожного моста на р. Ляля в течение 2017 г. отмечались превышения содержания летучих фенолов от 0,055 до 0,133 мг/л и взвешенных веществ – до 41,2 мг/л. Причина загрязнения – сброс сточных вод, виновник загрязнения не установлен. Нормативную очистку сточных вод района обеспечивают очистные сооружения предприятий: биологическая очистка – ООО «Газпромтрансгаз Югорск», АО «Транснефть-Сибирь»; механическая очистка – МУП «Водоканал города Новая Ляля».

Большой экологический вред приносят выбросы загрязняющих веществ в атмосферу. Объем выбросов в 2017 г. по Новолялинскому ГО составлял 14,5 тыс. т (+4,2 тыс. т к уровню 2016 г.); по ГО Верхотурье – 0,1 тыс. т. Основной вклад в загрязнение атмосферы вносит Нижнетуринское ЛПУ МГ ООО «Газпромтрансгаз Югорск» ПАО «Газпром», площадка «Лялинская».

Из прочих элементов техногенного воздействия можно отметить сельскохозяйственное освоение площадей (незначительно, в масштабе схемы показаны животноводческие комплексы и фермы) и проводившиеся на протяжении многих лет лесоразработки на склонах увалов и межгорных депрессий.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ И РАДИАЦИОННЫЙ ФАКТОРЫ

На геохимическую обстановку района оказывают влияние как природные, так и техногенные факторы. Определяющим природным фактором является химический состав материнских пород и миграционная способность элементов под воздействием экзогенных природных процессов. В гумусовых горизонтах почво-грунтов вершин и склонов происходит накопление Ва, Рb, Be, Ni. Во всех разновидностях геохимических ландшафтов либо накапливаются, либо рассеиваются Ti, Mn, Ni. Медь, цинк и кобальт составляют группу рассеянных элементов. На территории господствует поверхностно-почвенно-грунтовый тип сопряжения геохимических ландшафтов с активным водообменом.

Гидрохимический состав поверхностных вод района преимущественно гидрокарбонатный кальциево-магниевый, в зоне развития вулканогенно-осадочных и интрузивных пород он становится гидрокарбонатным сульфатно-кальциевым и гидрокарбонатным сульфатно-кальциево-магниевым. Минерализация изменяется в пределах 200–250 мг/л. Подземные воды района характеризуются низкой минерализацией, грунты – промытостью. На площади действуют водозаборы подземных вод, множество колодцев (Схема гидрогеологического районирования). Во-

доснабжение населенных пунктов осуществляется из единичных скважин и колодцев; в г. Новая Ляля действует водопровод. Природное несоответствие качества подземных вод на водозаборах хозяйственно-питьевого назначения отмечено в пределах Новолялинский ГО по Fe, NH₄, ГО Верхотурский – Fe, Mn, NH₄, жесткость общая. При централизованном водоснабжении данные несоответствия устраняются на станциях водоподготовки.

Геохимическое загрязнение природной среды оценивается по суммарному содержанию химических элементов тяжелых металлов (Zc), выявленному в почвах и донных осадках малых рек и притоков. При оценке геохимического загрязнения района использовались материалы ЦМГХП УГОМЭ по проекту «Подготовка опережающих геофизической, геохимической и дистанционной основ листа О-41 Госгеолкарты-1000/3» по обработке данных гидролитохимической съемки, в ходе которых проведено опробование в масштабе 1 : 1 000 000 донных отложений и поверхностных вод территории листа О-41 [91]. Пробы проанализированы полуквантитативным спектральным анализом (ПКСА) на 37 компонентов, в том числе на: Ni, Co, Cr, Mn, V, Ti, Cu, Zn, Pb, Ag, As, Hg, Sb, Bi, Mo, Ba, Sr, Sn, Be, Nb.

При пересчете результатов ПКСА по отношению к региональному геофону получены значения кларков концентраций (КК) элементов и суммарного показателя загрязнения (Zc). Участки природного и техногенного загрязнения почв показаны на ЭГС локальными аномалиями и точками значений Zc. Точки с характерными значениями Zc выражены «формулами» его состава. Большинство этих значений отражает природный характер аномалий. Ассоциация Cr, Ni, Co выявляет геохимическую связь с породами основного состава; почвам, развитым на вулканогенно-осадочном комплексе пород, присущи повышенные концентрации Cu, Pb, Ag, Mn.

Радиационная обстановка оценена при радиологических исследованиях района и в настоящий момент не представляется опасной. Величина максимальной экспозиционной дозы (МЭД) на единичных участках природных ландшафтов превышает 15 мкР/ч [48]. Концентрация радона в грунтах, приуроченных к гранитоидам, не превышает 40 Бк/м³, а локальные аномалии в подземных водах зон трещиноватости гранитоидов, обнаженных по берегам рек, не превышают 120 Бк/дм³, реже – 200 Бк/дм³.

По данным наблюдений последних лет [14] территории Новолялинского ГО и ГО Верхотурский отнесены к территориям с повышенными суммарными индивидуальными нагрузками от природных источников, то есть превышающими 5 мЗв/год.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОПАСНОСТИ

При оценке экологических условий геологической среды учтены состояние почво-грунтов, экзогенных и эндогенных процессов, участков загрязнения поверхностных и подземных вод, радиоактивности, техногенной нагрузки на компоненты ГС [41]. Эколого-геологическая обстановка оценена по 4 градациям (благоприятная, удовлетворительная, напряженная, кризисная); построена схема оценки эколого-геологической опасности.

Оценка изменений геологической среды показала высокую степень техногенной нагрузки на природные ландшафты вблизи предприятий химической промышленности, в зоне линейных объектов техногенной нагрузки (трубопроводов). В результате работы Новолялинского ЦБК в реки и водоемы поступают миллионы кубометров сточных вод, на территории городов и поселков складываются промышленные и бытовые отходы. Естественные ландшафты нарушаются созданием техногенных форм рельефа: карьеров, отвалов, ставших источниками загрязнения почв, донных отложений, природных вод, атмосферы.

В результате оценки устойчивости ГС по пяти критериям выделены следующие оцененные зоны территории: с благоприятной обстановкой площади, удовлетворительной, напряженной критической. Наиболее неблагоприятна в экологическом отношении часть района с интенсивной техногенной нагрузкой в пределах промышленных предприятий г. Новая Ляля и пос. Лобва.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с современными требованиями составлен комплект Госгеолкарты-200/2 с цифровыми моделями и объяснительной запиской листа О-41-VII (Верхотурье). На территории листа приведены в соответствие с актуализированной «Легендой...» полученные к настоящему времени данные о геологии, тектонической эволюции и минерагении. Выполнено обобщение материалов по полезным ископаемым, установлены основные закономерности их размещения, выделен Актайско-Талицкий золоторудный узел перспективный. Осуществлена экологическая оценка территории, даны рекомендации по улучшению состояния окружающей среды.

В ходе работ на основе новых фаунистических находок и переинтерпретации ранее известных, а также на основе петрографических и петрохимических данных уточнены границы и объемы красноуральской, павдинской, туринской, краснотурьинской и лимкинской свит.

Доказана необоснованность выделения блоков именованной свиты, т. к. полимиктовые конгломераты с фауной лудловского возраста в обломках известняков являются базальным горизонтом туринской свиты, аналогично таковым на смежном к северу листе О-41-I.

Впервые на площади выделены образования лимкинской свиты в составе высотинского и бродовского горизонтов, составляющие непрерывный разрез от известняков до терригенных пород. Конодонты бродовского горизонта появляются в известняках с макрофауной высотинского горизонта.

Уточнено строение Верхотурско-Салдинского мегаблока (антиклинория), в котором выделены два принципиально отличающихся друг от друга структурно-тектонических комплекса: автохтонный (комплекс основания) и аллохтонный (покровный комплекс). Комплекс основания сложен раннепротерозойскими метаморфическими породами салдинского СВК амфиболит-гнейсовой формации (бродовский подкомплекс). Покровный комплекс представлен своеобразной ассоциацией гетерогенных пород, включающей в себя слюдисто-полевошпат-кварцевые апотерригенные сланцы, амфиболовые и кварц-полевошпат-амфиболовые сланцы, линзы мраморов, зоны бластомилонитов, серпентинитовых тектонических брекчий и тальк-карбонатных пород. Учитывая гетерогенный состав, но единую структурно-тектоническую позицию (подошва аллохтона), сложное линзовидно-чешуйчато-складчатое псевдомоноклинальное строение, присутствие бластомилонитов и апосерпентинитовых тектонитов (тектонических брекчий и разлистанных тальк-карбонатных пород), высокую степень дислоцированности на уровне высших тектонофаций и ряд других особенностей, эта ассоциация рассматривается авторами в рамках единого восточно-уральского тектоногенного комплекса. Отдельные компоненты этой ассоциации в разных вариациях были описаны предшественниками в составе емехского подкомплекса салдинского метаморфического СВК, буксинской толщи (PR₁), серовского плутонического комплекса (O₂), ромахинской терригенно-карбонатной толщи (O₃-S₁). Эти интенсивно дислоцированные и вторично расслоенные до бластомилонитов образования описаны также на смежной территории листа О-41-XIII в аллохтонном комплексе Салдинского мегаблока, где слагают Емехскую и Нивинскую тектонические пластины и серию покровов, обладающих сложной чешуйчато-складчатой внутренней структурой.

Выявлены основные закономерности размещения полезных ископаемых: дана оценка прогнозных ресурсов на никель, золото коренное и россыпное, платину россыпную, торф.

Уточнено минерагеническое районирование и приведено в соответствии со Схемой минерагенического районирования, представленной в ГК-1000/3 листа О-41 – Екатеринбург. В пределах Восточно-Тагильской никеленосной железо-медно-золоторудной минерагенической зоны, характеризующейся развитием в ее пределах колчеданосной познеордовикско-раннесилурийской базальт-риолитовой вулканогенной формации (красноуральская свита), непрерывной раннесилурийской базальт-андезит-дацитовая вулканогенной формации (павдинская свита), базальт-трахитовой (туринская свита) и вулканогенно-терригенно-карбонатной (краснотурьинская свита) осадочно-вулканогенных формаций, а также небольших массивов габбро-тоналит-

плагиогранитной формации (левинский комплекс) и габбро-диорит-гранитовой формации (ауэрбаховский комплекс), выделена Лобвинско-Лялинская медно-золото-железородная зона, в которой расположены ранее разрабатываемые мелкие месторождения и проявления золота, меди и железа. Южнее Лобвинско-Лялинской зоны выделен Актайско-Талицкий потенциальный золоторудный узел, включающий Актай-Талицкую депрессию.

Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона выделена в центральной части листа и пространственно совмещается с Серовско-Маукским гипербазитовым поясом, породы которого прорываются более поздними гранитоидами западноверхисетского комплекса тоналит-плагиогранитового.

Западно-Сибирская минерагеническая провинция, охватывающая область распространения юрско-четвертичных отложений Приуральской структурно-фациальной зоны, включает в себя Серовско-Шумихинскую угленосно-бокситоносную железородную минерагеническую зону, которая содержит Белореченское потенциальное платино-золотороссыпное поле.

Россыпные золото-платиновые месторождения района размещаются в пределах Уральской минерагенической провинции, включающей Восточно-Уральскую платино-золотоносную минерагеническую зону, восточная граница которой проходит через пос. Лобва, г. Новая Ляля и к западу от г. Верхотурье. В ней выделяется переходящий с листа О-41-І Краснотурьинский золотороссыпной узел, южная граница которого проходит по р. Ляля – по появлению в золотороссыпных россыпях платины в промышленных количествах. В результате проведенных работ Краснотурьинский золото-медно-железородный узел, выделенный на площади листа предшественниками, исключен из минерагенического районирования в связи с удаленностью, отсутствием скарнов, крупных многофазных массивов и месторождений, характерных для этого узла.

Проведены изотопно-геохронологические исследования практически всех плутонических комплексов. Отобраны 12 проб, 7 из них результативны. В связи с интенсивными изменениями диоритов левинского комплекса охарактеризовать их абсолютный возраст не удалось. Наиболее достоверные результаты получены по гранитоидам и амфиболитам верхисетского – 2 методами и восточно-уральского тектоногенного комплексов. Ауэрбаховский и западноверхисетский комплексы охарактеризованы только одним из методов.

В ходе картосоставительских работ уточнено структурно-фациальное районирование площади (границы районов); уточнены возраст и генезис четвертичных образований. В частности, на карте предшественников были большие поля делювиальной макарушкинской свиты среднего неоплейстоцена. В ходе ревизионных работ по документации предшественников было установлено, что объемы этой свиты завышены. На новой карте четвертичных образований этот делювий картируется в виде небольших, изолированных пятен. При пересмотре документации предшественников удалось разделить осадки нижнего и среднего звена. Уточнены аллювиальные комплексы террас по рекам. Ложковые образования (делювий и аллювий) представлены в большем объеме, чем у предшественников. С ними связано большое количество россыпей.

Вместе с тем остаются нерешенными некоторые вопросы, что обусловлено, прежде всего, сложностью геологического строения и геодинамической эволюции района, положением его в тектонически напряженной области сочленения Тагильской и Восточно-Уральской мегазон.

В связи со слабой поисковой изученностью и обнаженностью территории листа, особенно его восточной половины, когда не вскрыты контакты интрузивных массивов, сопровождаемые рудными метасоматическими изменениями, остаются нерешенными вопросы локализации полезных ископаемых. Есть отрывочные сведения о фрагментах беризитизации на контактах гранитоидов западноверхисетского и верхисетского комплексов, а в последнем случае с пунктами минерализации на молибден и золото, но без постановки буровых работ невозможно оценить характер и степень минерализации. Учитывая крайне слабую разбуренность территории (большой частью мелкометражными скважинами) даже на более открытой части, для решения задач по поискам новых рудных объектов необходимо изучение глубинного строения территории листа с применением структурного бурения. По двум скважинам, пробуренным в 1953 году, не представляется возможным оценить оруденение в районе Лялинских рудников и других местах. На проявлении золотого оруденения «Талисман» бурения не производилось вообще, а все сведения о нем получены из ретроспективных источников.

В блоке баз данных отсутствуют геохимическая, геофизическая и дистанционные основы, поскольку при выполнении ГДП-200 в 2002 году данные основы в соответствии с методическими указаниями на тот момент не требовались, база данных имела совершенно другой вид, а при выполнении картосоставительских работ подготовка основ не предусматривалась.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Азовскова О. Б.* Проявления низкотемпературного метасоматоза в золотоносных рыхлых образованиях MZ и KZ. Актайская площадь (Средний Урал) // Россыпи и месторождения кор выветривания. – Пермь, 2015. С. 4–5.
2. *Бачманов Д. М. и др.* Неотектоника Урала (проблемы и решения) // Геотектоника. № 5, 2001.
3. *Берлянд Н. Г.* Глубинное строение и эволюция литосферы Урала. – СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.
4. *Бороздина Г. Н., Иванов К. С., Богоявленская В. М.* Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 2010. 153 с.
5. *Гидрогеология СССР. Т. XIV. Урал.* – М.: Недра, 1972. 648 с.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист О-41 (Екатеринбург). Объяснительная записка. – ОГФ ВСЕГЕИ, 2009. 376 с.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-ХIII. Объяснительная записка / Григорьев А. Г., Ярош В. А., Петров Г. А. и др. – Екатеринбург, 2000. 288 с.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХVIII. Объяснительная записка / Петров Г. А., Григорьев А. Г. и др. – Екатеринбург, 2000.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-ХII. Объяснительная записка / Десятниченко Л. И. и др. – Екатеринбург, 2002.
10. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-I. Объяснительная записка / Бороздина Г. Н., Глушков А. Н., Кошевой Ю. Н. и др. – СПб: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017.
11. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-41-I. Объяснительная записка / Лисов Н. С., Коровин Н. Ф. – Свердловск, 1974. 173 с.
12. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист О-41-VII. Объяснительная записка / Заборовский Е. Г., Зворская С. А. – Свердловск, 1985. 140 с.
13. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2018 г. Вып. 1. Уральский федеральный округ. – М., 2018.
14. Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды Свердловской области в 2017 г. – Екатеринбург, 2018.
15. *Грабежев А. И., Ронкин Ю. Л., Пучков В. Н. и др.* Краснотурьинское медно-скарновое рудное поле (Северный Урал): U-Pb возраст рудоконтролирующих диоритов и их место в схеме металлогении региона // Доклады АН. Т. 456, № 4, 2014. С. 1–5.
16. *Жданов А. В., Водолазская В. П., Ковригина Е. К. и др.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты 1000/3 (актуализированная версия). – ОГФ ВСЕГЕИ, 2009.
17. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строение Урала. Дисс. на соиск. уч. степ. д. г.-м. н. в форме научного доклада. – Екатеринбург, 1998. 252 с.
18. Карта гидрогеологического районирования территории РФ масштаба 1 : 2 500 000 / Островский Л. А., Конюхова Т. А., Пугач С. Л. и др. – М., 2011.
19. Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка / Лидер В. А., Генералов П. П. и др. – Свердловск, 1966. 226 с.
20. *Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. – М.: Недра, 1974. 200 с.
21. *Лидер В. А.* Четвертичные отложения Урала. – М.: Недра, 1976. 144 с.
22. *Паталаха Е. И.* Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя. – М.: Наука, 1985. 168 с.
23. *Паталаха Е. И., Слепых Ю. Ф.* Пересекающаяся складчатость. – М.: Недра, 1974. 118 с.
24. *Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
25. *Сигов А. П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. – М.: Недра, 1969. 296 с.
26. *Сукачев В. Н., Поплавская Г. И.* Очерк озер и растительности Среднего Урала в течение голоцена по данным изучения сапропелевых отложений // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода СССР. № 8, 1946. С. 5–37.
27. *Феритатер Г. Б., Краснобаев А. А., Беа Ф. и др.* Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // В сб.: Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование / Отв. ред. Н. П. Юшкин, В. Н. Сазонов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 89–120.

28. *Шукина Е. Н.* Четвертичные отложения Среднего Урала // Тр. ГИН АН СССР. Геологическая серия. Вып. 94, № 29, 1948. 84 с.
29. *Ramsay J. G.* Folding and fracturing of rocks. – N. Y.: McGraw Hill, 1967. 568 p.
30. *Weiss L. E.* Geometry of superposed folding. Bull. Geol. Soc. Amer. Vol. 70, № 1, 1959. P. 91–106.

Фондовая

31. *Алешин Б. М., Фадеичев А. Ф., Раду А. К. и др.* Геологический отчет о результатах поисковых работ на бокситы, проведенных в 1958–1964 гг. в пределах Актай-Талицкой синклинали в Нижне-Туринском и Верхотурском районах Свердловской области. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1965. № 029538.
32. *Алешин Б. М., Полянский И. Г., Семерун А. К. и др.* Туринско-Талицкая золото-платиновая россыпь на Среднем Урале (Геологический отчет с подсчетом запасов по состоянию на 01.10.1968 г.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1968. № 031382.
33. Баланс запасов полезных ископаемых РФ на 1 января 2001 г. Торф (месторождения больше 10 га). Свердловская область. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2001. № 46074.
34. *Бирючева В. Я., Суслов Д. Л., Фадеичева И. Ф. и др.* Отчет по подготовке геохимической и геофизической основы масштаба 1 : 50 000 по Павдинской площади в пределах листов О-40-36-Б, Г; О-40-48-Б, Г (з. п.); О-41-25-А, В; О-41-37-А. Опережающие работы, проведенные Павдинской ГСП в период 1989–1995 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1995. № 041421.
35. *Бородина К. Г., Самкова Л. А.* Изучение никеленосных кор выветривания серпентинитовых массивов Северного и Среднего Урала с целью оценки их промышленной перспективы (Отчет группы силикатного никеля Уральской партии о проведении работ за 1975–1978 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1978. № 35664.
36. *Бороздина Г. Н., Глушков А. Н. и др.* Выполнение геологосъемочных работ в пределах листа О-41-1 (Серовская площадь) // Проведение в 2017 году региональных геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на группу листов в пределах Уральского и Приволжского ФО (Отчет по контракту с ФГБУ «ВСЕГЕИ» № 15-2/16-5 за 2017 г.). 2017.
37. *Варганов С. Г., Клешина Ф. В.* Составление карты разведанности россыпей золота и платины по району деятельности Исовского прииска в масштабе 1 : 25 000. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1982. № 37370.
38. *Воеводин А. А.* Отчет о поисково-разведочных работах на трепел в Ново-Лялинском районе. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1931.
39. *Волков В. А., Готтман А. А., Эпштейн И. В.* Отчет о детальной разведке южного фланга (участок Южный) Воронцовского месторождения за 2003–2008 гг. – Санкт-Петербург, 2008. ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу». № 45357.
40. *Гильманов Н. В., Можегов В. В., Семянников Е. А.* Отчет о результатах комплексных геофизических работ на Актайско-Талицкой поисковой площади в Ново-Лялинском районе за 1976–1979 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1979. № 036082.
41. *Глазырина Н. С.* Составление геолого-экологической карты масштаба 1 : 500 000 (Свердловская и Курганская области). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1998. № 41809.
42. *Глушков А. Н., Григорьев А. Г. и др.* Отчет Красноуральской ГСП по групповому геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Красноуральской площади в пределах листов О-40-60-В, Г; О-40-72-А, Б; О-41-49-А, В; О-41-61-А, проведенному в 1979–1984 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1984. № 038159.
43. *Демьянов А. Н.* Информационный геологический отчет о результатах поисковых работ на бентонитовые глины в качестве связующих материалов для производства железорудных окатышей в Алапаевском, Верхотурском и Новолялинском районах Свердловской области в 1995–2001 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2001. № 42596.
44. *Дереш В. В., Никишев Ю. А.* Отчет о результатах гравиметровой съемки, проведенной Северной гравиметровой партией на территории топотрапей О-40-ХII (в. п.) и О-41-VII в 1961–1962 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1962. № 027454.
45. *Десятниченко Л. И., Глушков А. Н., Коваленко Г. Ф. и др.* Геологическое картирование масштаба 1 : 25 000 по опорному комплексному геолого-геофизическому профилю вкост структуры Тагильского прогиба через Уральскую сверхглубокую скважину (СГ-4) (Отчет партии СГ-4 за 1985–1990 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1990. № 040735.
46. *Десятниченко Л. И. и др.* Геологическое доизучение Павдинской площади масштаба 1 : 200 000 (ГДП-200). Листы О-40-ХII и О-41-VII (Отчет Североуральской ГСП за 1997–2002 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2002. № 42871.
47. *Дианова Т. В.* Геологическое строение и полезные ископаемые зеленокаменной полосы бывшей Павдинской дачи (Отчет Павдинской поисково-съемочной партии за 1950–1951 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1953. № 020010.
48. *Евстигнеев А. В.* Систематизация материалов радиоэкологических исследований на территории Свердловской и Курганской областей. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1999. № 42181.
49. *Еремеев С. П.* Оценка ресурсного потенциала Урала на промышленные месторождения урана с богатыми комплексными рудами в зонах структурно-стратиграфических несогласий и в других геологических обстановках (Отчет о результатах работ за 2005–2007 гг. по Государственному контракту № 3/05 от 15.05.2005 г.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2007. № 45108.

50. Заборовский Е. Г., Закожурников В. П., Фролов Н. К. Отчет о результатах АФГК масштаба 1 : 50 000 Латинской площади (листы О-41-25-А, Б, В, Г), проведенного Тугулымским отрядом в 1977–1979 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1979. № 035971.
51. Имбро Н. Ю. Объяснительная записка к магнитной карте листа О-41-VII. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1961. № 035971.
52. Каретин Ю. С., Иванова А. Г. Изучение условий локализации медноколчеданных месторождений в вулканических структурах Среднего Урала. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1981. № 36767.
53. Каретин Ю. С., Ананьева Е. М., Каретина Л. Т. и др. Объяснительная записка к структурно-формационной карте магматических образований Тагильского мегасинклинория масштаба 1 : 200 000 (Отчет Шемурского отряда партии Региональной геологии и партии Региональной геофизики, выполненный в 1976–1979 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1979. № 035827.
54. Козин Б. П. и др. Отчет тематической партии по геолого-геофизическому пересечению Урала. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1966. № 029813.
55. Козин Б. П., Зенков И. И., Безунов В. В. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 трапеций О-40-48-Г (в. п.), О-41-37-В (з. п.). (Отчет Нижне-Туринского ГСО по работам 1965–1966 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1967. № 030640.
56. Козин Б. П. и др. Отчет Свердловского отряда о результатах геологического изучения инженерных сооружений (газо- и нефтепроводов, автодорог, линий метро и др.), проведенных в 1988–1990 гг. на территории Свердловской и части Пермской областей. Листы О-40-VI, XII, XVIII, X, IV; О-41-I, VII, XIII, XIX. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1990. № 40837.
57. Коскин С. Ю., Десятниченко Л. И. и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной на Красноуральской площади в Свердловской области в 1978–1981 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1981. № 036909.
58. Лидер В. А., Сухоруков А. М., Глазырина Н. С. и др. Четвертичные отложения Урала // Сводный отчет по теме: Составление комплекса карт четвертичных отложений Урала. Изучение опорных разрезов и обнажений неогеновых и четвертичных отложений. Составление схемы стратиграфии с детальным обоснованием за 1960–1967 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1967. № 30643.
59. Лисов Н. С., Коровин Н. Ф. и др. Материалы к геологической карте СССР масштаба 1 : 200 000. Лист О-41-I (Отчет Серовского геологосъемочного отряда по работам 1959–1960 и 1963–1965 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1966. № 29815.
60. Лисов Н. С., Глушков А. Н., Парфенов В. В. и др. Отчет Серовской геологосъемочной партии по групповому геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Серовской площади в пределах листов О-41-1-А (в. п.), О-41-1-Б (з. п.), О-41-1-В, О-41-1-Г (з. п.), О-41-13-А, О-41-13-Б (с. з. четверть), О-41-13-В, проведенному в 1974–1978 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1978. № 35567.
61. Мамин Н. А. Отчет о результатах разведочных работ на Северо-Долгомысовском месторождении золотоносных кор выветривания за период 2007–2016 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.2016 г. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2016. № 46701.
62. Марченко А. И., Баишта К. Г., Горбачев В. И. Отчет по опытно-методической работе: Проведение геолого-структурного исследования околоскважинного пространства для увязки с разрезом Уральской СГ-4. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1999.
63. Михайлов А. П., Агibalов О. А. Поисковые работы на россыпное золото и платину на Актайской площади (Свердловская область). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2014. № 46287.
64. Москалев А. М., Карман Л. П., Ромат Г. П. Лобвинская группа золотоносных россыпей на Северном Урале (Отчет о детальной разведке россыпей Белужная, рек Мысовая, Кедровая, Питателевка, Крутая Лата и их притоков в Новолялинском районе Свердловской области с подсчетом запасов на 01.11.1983 г.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1983. № 037753.
65. Москалев А. М. Отчет по поисково-оценочным работам на Южно-Лобвинской группе золотоносных россыпей в 1990–2000 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2000. № 37370.
66. Мухина В. П., Мезенцева В. Ф. Геологическая карта Урала в масштабе 1 : 100 000, восточная половина листа О-41-37 и западная половина листа О-41-38 (Отчет о работе Верхотурской геологосъемочной партии по работам 1951 г.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1952. № 019939.
67. Назаров А. И. и др. Отчет о результатах геофизических работ, проведенных на Верхне-Туринском профиле в Красноуральском, Кушвинском районах Свердловской области и Горнозаводском районе Пермской области в 1978–1979 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1979. № 036112.
68. Нацик П. Т. Отчет о поисках каолинов в Нижне-Салдинском, Кушвинском, Исовском и Верхотурском районах. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1939. № 019018.
69. Низовой А. П., Гатаулина Г. Я., Красулина Н. А. Туринско-Талицкое золото-платиновое россыпное месторождение на Среднем Урале (Геологический отчет с подсчетом запасов по состоянию на 01.02.1981 г.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1981. № 36837.
70. Никифорова К. В. Кайнозойские отложения восточного склона Среднего Урала в районе широтного течения р. Тура (Отчет геоморфологического отряда Исовской партии за 1942 г.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1942. № 013518.
71. Новокрещенова И. С. Отчет о поисковых работах на рудное золото на Травянской площади в пределах Латинско-Лялинского узла в Ново-Лялинском районе за 1997–2002 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2003. № 43420.
72. Ошев С. П. Отчет о результатах гравиметровой съемки, проведенной Лобвинской партией в 1961 г. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1962. № 025556.

73. Павликов А. Я. Подсчет запасов по участкам Лобвинской группы золотоносных россыпей Крутая Лата (верховья), Крутая Лата (низовья), Питателева Лата (Новолялинский район). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2015. № 46401.
74. Паришин Р. В., Поносов С. А. Отчет о результатах работ Лялинской поисково-разведочной партии за 1956–1957 гг. на Травянском золоторудном месторождении и на россыпи золота р. Ляля. – Фонды треста «Уралзолото», 1959. ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу».
75. Петров Б. Н., Заборовский Е. Г. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-41-37-А (в. п.), Б, В (в. п.), Г (Отчет Актайского отряда о геологосъемочных работах, проведенных в 1965–1970 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1970. № 032166.
76. Петров Г. А., Григорьев А. Г., Зубков А. И. и др. Геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 и подготовка к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) листов О-40-ХVIII и О-41-ХIII Среднеуральской серии (Салдинская площадь) (Отчет Салдинской ГСП за 1993–2001 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2001. № 42540.
77. Плюснин К. П. Структурно-тектоническая карта Урала масштаба 1 : 1 000 000. Объяснительная записка. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1993. № 41270.
78. Плюснин К. П. и др. Объяснительная записка к тектонической карте южной части Тагильского синклинория и смежных структурных зон (Отчет Тагильской тематической партии за 1964–1966 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1966. № 29809.
79. Рабинович С. Д. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы О-41-25-В (ю. п.), Г; О-41-37-Б (Отчет о работе Лялинской ГСП за 1940 и 1941 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1945. № 019208.
80. Рыбалка А. В. и др. Информационный отчет по работам на Пилот-профиле методом ОГТ в районе СГ-4, выполненных в рамках проекта «Уралиды» международной программы Европроба. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1999. № 41889.
81. Селезнев В. С., Емельянов Г. Н. и др. Гидрогеологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Лист О-41-VII (Новая Ляля) (Отчет Лялинского отряда по результатам работ 1974–1976 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1976.
82. Сергиевский В. М. Отчет по геологическому исследованию в пределах планшета № 37 геологической съемки Урала масштаба 1 : 200 000 в 1-й Вагранской даче в 1929–1930 гг. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1931. № 10526.
83. Сигов А. П., Ромашова В. И. Эрозионный срез Урала с позднего палеозоя, раннего мезозоя и за кайнозой // Определение величины эрозионного среза Урала в позднем палеозое, мезозое и кайнозое за 1978–1981 гг. – Свердловск, 1981. ФБУ ТФГИ по Уральскому федеральному округу. № 36879.
84. Смирнова Т. А. Отчет о геологосъемочно-поисковых работах в районе Актайско-Талицкого месторождения боксита. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1942. № 023027.
85. Соболев Е. А. Отчет Павдинской ГРП за 1948 г. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1949. № 19536.
86. Соболев И. Д. и др. Геологическая карта Северного, Среднего и восточной части Южного Урала масштаба 1 : 200 000. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1966. № 30715.
87. Сюткина Р. А. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 листов О-41-49-А (з. п.), О-41-37-В (з. п.) (Отчет о работе Исовской ГСП за 1957 г.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1959. № 023910.
88. Таразанов Ф. Г., Новокрещенева И. С. и др. Информационный отчет о результатах незавершенных поисковых работ на Актайской площади (Таловский участок) Свердловской области за 2000–2004 гг. – Рудничный, 2007. ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу». № 045045.
89. Уфимцев В. А., Чурсин А. В. и др. Отчет по аэрогеофизической съемке, выполненной на Среднем Урале в 1964 г. Аэрогеофизической партией. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1965. № 028802.
90. Чайко Ю. В., Низовой А. П., Гатаулина Г. Я. и др. Золотоносная россыпь Большая Глубокая–Пехтыш на Среднем Урале (Геологический отчет с подсчетом запасов по состоянию на 01.07.1978 г.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1978. № 35711.
91. Чувиллин В. А. Гидролитохимическая съемка масштаба 1 : 1 000 000 по стоку малых рек и озер (Уральский регион) (Отчет партии № 75 по Геологическому заданию № 75-44 за 1990–1996 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1996. № 41643.
92. Шалагинов В. В., Калугина Р. Д. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 (Отчет Лобвинской ГСП за 1960–1961 гг.). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1962. № 027614.
93. Шалагинов В. В. и др. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второе издание). – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1998.
94. Широков М. Ю. Отчет о поисково-разведочных работах для водоснабжения г. Верхотурье. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 1995. № 041586.
95. Шуб В. С., Сигов А. П. Геоморфологическая карта масштаба 1 : 500 000. – Свердловск, 1970. ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу».
96. Юрлов М. Ю. Отчет по оценке суглинков и интрузивных пород месторождения № 2 на территории Нижнетуринского ГО Свердловской области по состоянию на 01.01.2012 г. – ФБУ «ТФГИ по Уральскому федеральному округу», 2012.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа О-41-VII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Ранг объекта, состояние эксплуатации	№ по списку использованной литературы
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото</i>					
I-1	3	р. Северная	Р	РМ/О	[64, 65]
I-1	5	р. Кедровая	Р	РС/О	[64, 65]
I-1	9	р. Питателева Лата	Р	РМ/Э	[73]
I-1	10	руч. Родничный	Р	РМ/З	[65]
I-1	11	р. Ольховка	Р	РМ/О	[37]
I-1	12	р. Ольховская	Р	РМ/О	[37]
I-1	13	р. Кругая Лата с притоком Иловатая	Р	РС/Э	[73]
II-1	2	р. Латунка (Малая Лата)	Р	РМ/О	[37, 65]
II-1	7	р. Половинная	Р	РМ/О	[34]
II-1	8	р. Каменка с притоками рр. Березовая и Путишна	Р	РМ/О	[34]
II-1	10	р. Травянка	Р	РМ/О	[37]
II-1	17	р. Чумкосная	Р	РМ/О	[37]
III-1	5	р. Исток	Р	РМ/О	[37]
III-1	6	Лог Боярщинский	Р	РМ/О	[37]
III-1	7	р. Большой Актай	Р	РС/О	[37]
III-1	16	Писанная	Р	РМ/О	[37]
IV-1	10	р. Ельничная	Р	РМ/О	[37]
IV-1	14	Некур	Р	РМ/З	[90]
IV-1	16	рр. Пехтыш, Бол. Глубокая	Р	РС/З	[90]
IV-1	17	р. Малая Глубокая	Р	РМ/О	[90]
<i>Золото, платина</i>					
III-1	2	р. Мурзинка	Р	РМ/О	[37]
III-1	13	р. Полуденный Актай	Р	РС/З	[37]
IV-1	4	р. Мраморная	Р	РМ/Р	[37]
IV-1	5	Туринско-Талицкая	Р	РС/З	[37, 69]
IV-1	7	Туринская II (от устья р. Ис до устья р. Мраморная)	Р	РК/О	[37]
IV-1	8	Туринская III (от устья р. Мраморная до устья р. Черная)	Р	РС/О	[37]
IV-1	12	Михайловский участок (левый увал р. Большая Талица)	Р	РМ/Э	[37]
IV-1	13	р. Большая Глубокая	Р	РМ/З	[90]
IV-1	15	р. Большая Талица	Р	РС/О	[37]
<i>Платина</i>					
II-1	14	р. Ляля	Р	РМ	[37]
III-1	12	Лог Бобрик	Р	РМ/О	[34]
IV-1	6	р. Ляленка	Р	РМ/О	[37]
IV-1	19	Тагильская	Р	РМ/О	[37]
IV-2	7	р. Тура (от устья р. Черная до г. Верхотурье)	Р	РС/З	[37]
IV-2	9	Перевозная Боровина	Р	РМ/З	[37]
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Магматические породы</i>					
<i>Порфирит</i>					
IV-1	18	№2	К	МС/Э	[96]
ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ И ЛЕЧЕБНЫЕ ГРЯЗИ					
Питьевые и технические					
III-4	2	Неромское	К	ММ/З	[94]

Примечания. Коренные месторождения: МС – среднее, ММ – малое. Россыпные месторождения: РК – крупное, РС – среднее, РМ – малое. Промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь)): Э – эксплуатируемое; О – отработанное (выработанное); З – законсервировано (ранее обрабатывалось, запасы отработаны частично); Р – находящееся в разведке или доразведке (имеются подсчитанные оперативные запасы); без знаков освоенности – разведанные и неосвоенные, находящиеся в резерве.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образованний листа О-41-VII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Ранг объекта, состояние эксплуатации	№ по списку использованной литературы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Твердые горючие ископаемые					
<i>Торф</i>					
I-2	4	Лобвинское №21	К	МК/З	[13, 46]
II-2	5	Сухое №32	К	ММ/З	[13, 46]
II-2	7	Кочневское №33	К	МС/З	[13, 46]
III-4	3	Отванское №95	К	МК/З	[13, 46]
III-4	4	Поповское №1374	К	ММ/З	[13, 46]
III-4	5	За Узкоколейкой №1359	К	ММ/З	[13, 46]
III-4	7	Мешино №1360	К	ММ/З	[13, 46]
IV-1	20	Токмыш №113	К	МК/З	[13, 46]
IV-2	11	Коридор №114	К	МК/З	[13, 46]
IV-3	4	Косылманское II №115	К	МК/З	[13, 46]
IV-4	1	Косылманское I №116	К	МК/З	[13, 46]
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Строительные материалы					
<i>Глинистые породы</i>					
<i>Глины кирпичные</i>					
I-3	1	Лобвинское	К	ММ/З	[46]
III-4	6	Верхотурское	К	ММ/З	[46]

Примечания. Коренные месторождения: МК – крупное, МС – среднее, ММ – малое. Промышленная освоенность месторождений (дается после знака / (дробь)): 3 – законсервировано (ранее отрабатывалось, запасы отработаны частично).

Список проявлений (П) и пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), вторичных геохимических ореолов (ВГХО) и потоков (ВГХП), показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа О-41-VII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-1	1	Мысовской	[92]	ПМ. Прослой бурого железняка мощностью 0,2 м в туфобрекчиях, шурф 1424
I-1	4	Мухлынинское	[92]	П. Прослой мощностью до 0,3 м бобово-конгломератовых железных руд в мысовской свите. Общая мощность горизонта - до 1,0 м
I-1	7	Северо-Питателевское	[56]	П. Обломки бурых железняков, магнетит-мартитовых руд, гранат-эпидотовых скарнов в отвалах трассы газопровода
I-1	8	Питателевское	[92]	П. Глыбы магнетита, бурых железняков, магнетит-мартитовых руд и скарнов в отвалах затопленного карьера. Сведений о разработке руд не сохранилось. Промышленных залежей магнетитовых руд на глубине до 300 м по геофизическим данным не ожидается
I-1	14	Поселок №2	[47]	ПМ. Глыбы магнетита, эпидотовых и гранатовых скарнов в отвалах старых выработок
II-1	1	Малая Лата	[92]	П. Бобово-конгломератовые руды мощностью 1,0 м на глубине 40,0 м на переотложенной мезозойской коре выветривания, перекрыты глауконит-кварцевыми песчаниками
II-1	3	Ключи	[92]	ПМ. Бурый железняк ячеистого строения на контакте известняков краснотурьинской свиты и диоритов ауэрбаховского комплекса
II-1	6	Толокнянское	[92]	П. Вкрапленность магнетита, гематита, маггемита, мушкетовита и пирита в туфах туринской свиты и диоритах ауэрбаховского комплекса, глыбы магнетита до 0,4 м
II-2	1	Савиновское	[75]	П. Вкрапленность титаномагнетита в пироксените
III-2	1	Средне-Савиновское	[75]	П. Вкрапленность титаномагнетита в пироксените
III-2	2	Южно-Савиновское	[75]	П. Вкрапленность титаномагнетита в пироксените
<i>Хром</i>				
IV-2	1	д. Талая	[75]	ПМ. Вкрапленность хромита в серпентинитах (до 3%)
IV-2	6	д. Карелино	[75]	ПМ. Вкрапленность хромита в серпентинитах (до 3%)
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-2	1	Коптяковский	[46]	ПМ. Вкрапленность халькопирита и малахита в тальк-карбонатных породах по серпентинитам. В секущих диоритовых порфиритах - пленки самородной меди
II-1	4	Поздняковский	[46, 92]	ПМ. Зона вкрапленности пирита размером 50x100 м в метасоматитах по породам левинского комплекса. Аномальных концентраций меди и золота не обнаружено
II-1	15	Лог, впадающий в р. Ляля с истоками в пределах Караульского массива	[34]	ВГХП. В донных отложениях выявлен вторичный поток рассеяния Cu, Zn, Pb, Ag, As, Mo

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-1	16	Лялинский рудник	[34, 46, 92]	П. В 1725-1727 гг. шахтой и штольнями обработаны «жилы медного колчедана» и кварцевые жилы с пиритом и самородной медью. Мощность жил - 1-5 см, в раздувах - до 20 см. Содержание меди - от 0,34-1,0 до 16,7%, золота в сульфидах - до 2,5 г/т. Оруденение приурочено к экзоконтакту Караульского массива и локализовано в метасоматитах по вулканогенно-обломочным породам краснотурьинской свиты с дайками кварцевых диорит-порфиров ауэрбаховского комплекса
<i>Никель</i>				
III-2	4	Полуденное	[75]	П. Коры выветривания серпентинитов на участке 3х1,2 км в шурфах. Содержание никеля - 0,33-0,85%, кобальта - до 0,042%
III-2	9	Таловское	[88]	П. 13 рудных тел силикатных никелевых руд в коре выветривания серпентинитов средней мощностью 3,2 м. Среднее содержание никеля - 1,11%
IV-2	3	Боровское	[75]	П. На участке площадью 4,5 км ² в 9 скважинах (из 10) установлены коры выветривания серпентинитов с содержанием никеля - 0,47-2,32% и кобальта - до 0,088%
IV-2	5	Вологинское	[35, 75]	П. В площадных (1,5 км ²) и линейных (1000х40 м) корах выветривания. Содержание никеля - до 1,3%, кобальта - до 0,068% в единичных пробах. Мощность площадных кор выветривания - 3-5 м, линейных - до 10 м
<i>Алюминий</i>				
III-1	15	Винновское	[31, 84]	П. Несколько залежей боксита в известняках. Длина - до 230 м, мощность - до 4-5 м. Содержание Al ₂ O ₃ - 39,01-57,74%; кремневый модуль - 2,0-11,0%; Fe ₂ O ₃ - 11,56-30,0%. Авторские запасы - 25 тыс. т руды. Сложные условия залегания
IV-1	1	№83	[31]	П. Мощность рудного горизонта - 10,4 м, протяженность по падению - 160 м, по простиранию - 400 м. Качество бокситов высокое: Al ₂ O ₃ - 57,19-58,73%; SiO ₂ - 6,77-8,06%; Fe ₂ O ₃ - 4,62-6,91%; S - 0,02-0,07%. Ориентировочные запасы - 2,2 млн т
IV-1	3	Актай-Талицкое	[31]	П. Залежь бокситов низкого качества в известняках. Авторские запасы - 5,0 млн т руды
IV-1	9	Талицкое	[84]	П. В долине р. Талица от пос. Михайловский до устья - обломки бокситов до 0,2 м. В коренном залегании, в 2 км севернее пос. Михайловский среди глинистых и глинисто-хлоритовых сланцев встречен прослой зеленого мелкобобового боксита мощностью 15 см. Содержание Al ₂ O ₃ - 51,34%, SiO ₂ - 12,38%, Fe ₂ O ₃ - 20,87%
<i>Молибден</i>				
II-1	12	Лялинский рудник	[34]	ВГХО. Геохимическая аномалия по вторичным ореолам рассеяния размером 3х2,7 км выделена в основном по меди, содержания которой в почве составляет от 0,012 до 0,1%. Кроме того, содержится спектр следующих химических элементов: Mo, Zn, As и Ba
IV-3	2	р. Тура	[66]	ПМ. Вкрапленность молибденита в зоне контакта пегматитовой жилы с гранитом
IV-3	3	Косолманка	[75]	ПМ. Вкрапленность молибденита в лейкократовых гранитах
<i>Ртуть</i>				
II-1	11	Травянский	[74]	ПМ. Вкрапленность киновари в карбонатном цементе брекчий
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-1	2	Южно-Мысовский	[92]	ПМ. Жильный кварц с пиритом, халькопиритом, галенитом в отвалах старых выработок. Золото в пирите в виде частиц овальной формы размером до 0,2 мм. В 700 м на юго-запад в альбитизиро-

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				ванных, хлоритизированных туфопесчаниках скв. 1528 спектроскопией установлено содержание золота - 1,5 г/т
I-1	6	Олень	[34, 82]	П. Кварцевая жила с золоторудной минерализацией в кварцевых диоритах. Окисленная зона отработана при высоком содержании металла. Сведений о добыче не сохранилось
II-1	5	Жила №20	[74]	ПМ. Кварцевая жила мощностью 0,3-1,5 м в диоритах прослежена по простиранию на 180 м. Содержание золота по 13 пробам - до 1,0 г/т
II-1	9	Травянокое	[34, 71, 74]	П. Кварцевые жилы в вулканогенных породах. Золото в рудах мелкое размером 0,1-1,0 мм, средние содержания - 1-4 г/т с крайне неравномерным распределением. Редко встречаются «рудные столбы» с содержаниями до 100 г/т, которые обрабатывались небольшими шахтами. Редко встречаются самородки размером до 10 мм. Содержание сульфидов в рудах - до 5%, в основном пирит. Выявленные в рудных зонах метасоматиты имеют низкую золотоносность и не представляют практического интереса. Прогнозные ресурсы по категории P ₂ - 3 т при среднем содержании 1,5 г/т, отнесенные к малосульфидному золото-кварцевому типу
II-1	13	Лялинский	[92]	ПМ. Кварцевая жила с кинварью и золотом среди измененных андезитов. Содержание - до 3,3 г/т
III-1	8	Скважина 3000	[63]	ПМ. Скважиной на гл. 29 м вскрыты коры выветривания с весовыми содержаниями золота (0,55 и 1,64 г/т) в пределах Белореченского поискового участка
III-1	11	Скважина 4019	[63]	ПМ. Скважиной на гл. 18 м вскрыты коры выветривания с весовыми содержаниями золота (0,4 г/т) в пределах Белореченского поискового участка
III-2	6	Скважина 3165	[63]	ПМ. Скважиной на гл. 44 м вскрыты коры выветривания с весовыми содержаниями золота (0,78 г/т) в пределах Белореченского поискового участка
III-2	10	Малый Актай	[75]	ПМ. Кварцевые прожилки с пиритом в березитизированных породах. В одной пробе из керна картировочной скважины с глубины 44,0 м по результатам спектрального анализа содержание золота - 10 г/т, пробирный анализ этой же пробы - следы (золото и серебро)
IV-1	11	Талисман	[46]	П. Кварцевые жилы и прожилки в вулканогенных породах с содержанием золота 1,0-5,0 г/т
<i>Золото, платина</i>				
II-1	18	р. Ермаковка	[63]	ШП. Самородное золото и платина с весовыми содержаниями: золото - от 0,06 до 1,1 г/м ³ , платина - от 0,033 до 0,3 г/м ³
III-1	1	р. Мурзинка	[63]	ШП. Самородное золото и платина с весовыми содержаниями: золото - от 0,09 до 1,03 г/м ³ , платина - от знаков до 0,03 г/м ³
III-1	3	Южный приток р. Мурзинка	[63]	ШП. Самородное золото и платина с весовыми содержаниями: золото - от 0,03 до 0,12 г/м ³ , платина - от 0,03 до 0,12 г/м ³
III-1	4	Безымянный ручей южнее р. Мурзинка	[63]	ШП. Самородное золото и платина с весовыми содержаниями: золото - от 0,06 до 0,09 г/м ³ , платина - от знаков до 0,17 г/м ³
III-1	9	Скважина 3127	[63]	ПМ. Скважиной на гл. 43 м вскрыты аллювиальные образования лангурской свиты с весовыми содержаниями золота (1,3 г/м ³) и платины в пределах Белореченского поискового участка

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола, потока	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
III-1	10	Скважина 4019	[63]	ПМ. Скважиной на гл. 16 м вскрыты аллювиальные образования мысовской свиты с весовыми содержаниями золота (0,7 г/м ³) и платины в пределах Белореченского поискового участка
III-1	14	р. Полуденный Актай, выше устья р. Луковка	[63]	ШП. Самородное золото и платина с весовыми содержаниями: золото - от знаков до 0,05 г/м ³ , платина - от знаков до 0,09 г/м ³ в пределах аллювиальных образований камышловской террасы
III-2	5	Скважина 3151	[63]	ПМ. Скважиной на гл. 39 м вскрыты аллювиальные образования лангурской свиты с весовыми содержаниями золота (0,4 г/м ³) и платины (0,057 г/м ³) в пределах Белореченского поискового участка
III-2	7	Скважина 3165	[63]	ПМ. Скважиной на гл. 41 м вскрыты аллювиальные образования лангурской свиты с весовыми содержаниями золота (0,65 г/м ³) и платины в пределах Белореченского поискового участка
III-2	8	Скважина 3175	[63]	ПМ. Скважиной на гл. 47 м вскрыты аллювиальные образования лангурской свиты с весовыми содержаниями золота (1,68 г/м ³) и платины в пределах Белореченского поискового участка
IV-1	2	руч. Винновский	[63]	ШП. Самородное золото и платина с весовыми содержаниями: золото - от 0,53 до 0,62 г/м ³ , платина - от 0,04 до 0,2 г/м ³
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Керамическое и огнеупорное сырье				
<i>Каолин</i>				
IV-2	2	Малоактайское	[75]	П. Кора выветривания гидротермально измененных пород в виде каолиновой глины. Запасы - 11 млн т
IV-2	4	Шведовское	[75]	П. Каолины в гранитогнейсах среди кварц-биотитовых сланцев. Запасы - до 100 тыс. т
IV-2	8	Налимское	[68]	П. Каолины в гранитогнейсах. Содержание Al ₂ O ₃ - 34,0-38,6%. Запасы по кат. С ₂ - 180 тыс. т
IV-2	10	Ванюшинское	[68]	П. Каолины в выветрелых жилах гранит-аплитов. Не имеет промышленной ценности
IV-3	1	Путимцевское	[68]	П. Каолины в элювии гранитогнейсов и гранит-аплитов. Содержание Al ₂ O ₃ - 37-38%. Запасы - 100 тыс. т
Абразивные материалы				
<i>Трепел</i>				
II-3	2	Буреломное	[38]	П. Трепелы в диатомитах серовской и ирбитской свит. Запасы - 2278 тыс. м ³
III-2	3	Александровское	[38]	П. Трепелы в диатомитах серовской и ирбитской свит. Запасы - 9600 тыс. м ³
Прочие ископаемые				
<i>Глины бентонитовые</i>				
II-3	1	Новолялинское	[43]	П. Бентонитовые глины для производства буровых растворов. Авторские прогнозные ресурсы по категории Р ₁ - 5,3 млн т
III-3	1	Верхотурское (участок №1)	[43]	П. Бентонитовые глины для производства буровых растворов. Авторские прогнозные ресурсы по категории Р ₁ - 3 млн т
III-4	1	Верхотурское (участок №2)	[43]	П. Бентонитовые глины для производства буровых растворов. Авторские прогнозные ресурсы по категории Р ₁ - 4 млн т

Список проявлений (II) полезных ископаемых, показанных на карте четвертичных образований листа О-41-VII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	№ на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления	№ по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые				
<i>Торф</i>				
I-1	15	Мало-Латинское №20	[46]	П. Тип низовой. Пойма р. Крутая Лата. Ресурсы P ₁ - 10851 тыс. т
I-2	2	Паршино №19	[46]	П. Тип верховой и низовой. Левобережная надпойменная терраса р. Лобва. Ресурсы P ₁ - 234 тыс. т
I-2	3	Питателевское №18	[46]	П. Тип смешанный и низовой. Склон и частично левобережная пойма р. Лата. Ресурсы P ₁ - 3325 тыс. т
I-3	2	Петькино №24	[46]	П. Тип смешанный и низовой. Левобережная и надпойменная терраса р. Лобва. Ресурсы P ₁ - 5064 тыс. т
I-4	1	Павловское	[46]	П. Тип верховой, смешанный, переходный и низовой. Водораздел рр. Сосьва и Ляля. Ресурсы P ₁ - 1960 тыс. т
I-4	2	Кондинское II №1340	[46]	П. Тип переходный и низовой. Водораздел рр. Сосьва и Ляля. Ресурсы P ₁ - 543 тыс. т
I-4	3	Кондинское I	[46]	П. Тип низовой. Водораздел рр. Сосьва и Ляля. Ресурсы P ₁ - 1016 тыс. т
II-1	19	Березовое №26	[46]	П. Тип низовой. Пойма рр. Каменка и Березовка. Ресурсы P ₁ - 5424 тыс. т
II-1	20	Латушинское №31	[46]	П. Тип переходный и низовой. Левобережный склон р. Ляля. Ресурсы P ₁ - 925 тыс. т
II-2	2	Лапаевское №27	[46]	П. Тип переходный и смешанный. Водораздел рр. Лобва и Ляля. Ресурсы P ₁ - 6571 тыс. т
II-2	3	Бессоновское №1315	[46]	П. Тип верховой, переходный, смешанный и низовой. Водораздел рр. Лобва и Ляля. Ресурсы P ₁ - 6405 тыс. т
II-2	4	Злыгостево №1316	[46]	П. Тип переходный. Правобережный склон р. Ляля. Ресурсы P ₁ - 1230 тыс. т
II-2	6	Мурзилка №1317	[46]	П. Тип переходный и низовой. Правобережный склон р. Ляля. Ресурсы P ₁ - 535 тыс. т
II-3	3	Чашевитое №25	[46]	П. Тип верховой. Левобережная надпойменная терраса р. Лобва. Ресурсы P ₁ - 3224 тыс. т
II-3	4	Бухряковское №22	[46]	П. Тип верховой, переходный и низовой. Правобережная надпойменная терраса р. Лобва. Ресурсы P ₁ - 9763 тыс. т
II-3	5	Владимирское №23	[46]	П. Тип верховой. Правобережная надпойменная терраса р. Лобва. Ресурсы P ₁ - 3807 тыс. т
II-3	6	Черное №28	[46]	П. Тип верховой и переходный. Водораздел рр. Ляля и Лобва. Ресурсы P ₁ - 2531 тыс. т
II-3	7	Семейкино №29	[46]	П. Тип верховой, переходный и низовой. Левобережный склон р. Ляля. Ресурсы P ₁ - 2787 тыс. т
II-4	1	Красноярское	[46]	П. Тип верховой. Правобережный склоне р. Ляля. Ресурсы P ₁ - 3135 тыс. т
III-1	17	Черное I №34	[46]	П. Тип верховой и низинный. Пойма р. Черная. Ресурсы P ₁ - 5269 тыс. т
III-3	2	Чистое №35	[46]	П. Тип верховой и переходный. Водораздел рр. Ляля и Лобва. Ресурсы P ₁ - 2531 тыс. т
III-3	3	Салтановское №94	[46]	П. Тип верховой, низинный и переходный. Водораздел ручьев Казенный и Мостовой. Ресурсы P ₁ - 3025 тыс. т
IV-1	21	Вогульское №1356	[46]	П. Тип верховой. Водораздел рр. Тура и Большая Талица. Ресурсы P ₁ - 1730 тыс. т

**Общая оценка минерально-сырьевого потенциала минерагенических подразделений, месторождений и проявлений полезных ископаемых листа О-41-VII
Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000**

Индекс объекта	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы категории (А, В и С)				Прогнозируемые ресурсы (Р)			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)	Источник данных
				А	В	C ₁	C ₂	P ₁	P ₂	P ₃				
1	Восточно-Тагильская никеленосная железо-медно-золоторудная минерагеническая зона													
1.0.1	Лобвинско-Лялинская медно-золото-железородная зона	Au	т							55**	55	496	0,12	Пр. ЦНИГРИ №7 27.01.2012 г.
II-1-9	Травянское	Au	т						3		3			Пр. ЦНИГРИ №7 27.03.2012 г.
1.0.2	Актайско-Талицкий потенциальный золоторудный узел	Au	т							1,2	1,2	207	0,006	Паспорт
Объекты ПИ вне рудных зон/узлов:														
III-1-15	Винновское	Al	тыс. т				25*				25*			[46]
IV-1-1	Проявление №83	Al	тыс. т				2200*				2200*			[46]
IV-1-3	Актай-Талицкое	Al	тыс. т				5000*				5000*			[46]
IV-1-11	Талисман	Au	т						33		33			Пр. ЦНИГРИ №15 01.03.2016 г.
IV-1-18	Месторождение №2	Порфирит	тыс. м ³				2004				2004			[96]
2	Верхотурско-Новооренбургская асбестоносная хромово-редкометалльно-золоторудная минерагеническая зона													
III-2-9	Таловское	Ni	тыс. т					20	140		160			Пр. ЦНИГРИ № 20.12.2011 г.
3	Серовско-Шумихинская угленосно-бокситоносная железорудная минерагеническая зона													
3.0.0.1	Белореченское потенциальное платино-золотороссыпное поле	Au	т						12,74		12,74			[63]
		Pt	т						0,692		0,692			
4	Восточно-Уральская платино-золотоносная минерагеническая зона													

Индекс объекта	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы категории (А, В и С)				Прогнозируемые ресурсы (Р)			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)	Источник данных
				А	В	С ₁	С ₂	Р ₁	Р ₂	Р ₃				
4.0.1	Краснотурьинский золотороссышной узел	Au	т								0,196	435	0,0004	
I-1-9	р. Питателева Лата	Au	т			0,017	0,069				0,086			[12]
I-1-10	руч. Родничный	Au	т				0,019				0,019			[12]
I-1-13	р. Крутая Лата с притоком Иловатая	Au	т			0,091					0,091			[12]
Объекты ПИ вне золотороссышных узлов/полей														
4.0.0.1	Ермаковское платино-золотороссышное потенциальное поле	Au	т								0,73			[63]
		Pt	т							0,192	0,192			
4.0.0.2	Винновское платино-золотороссышное потенциальное поле	Au	т					1,051	2,152		3,203			[63]
		Pt	т					0,158	0,088		0,246			
IV-1-5	Туринско-Галицкая	Au	т			0,19	0,086				0,276			[12]
		Pt	т			0,446	0,016				0,562			
IV-1-12	Михайловский участок (левый увал р. Бол. Галица)	Au	т			0,012					0,012			[12]
		Pt	т			0,025					0,025			
IV-1-13	р. Большая Глубокая	Au	т			0,004					0,004			[12]
		Pt	т			0,005					0,005			
IV-1-16	рр. Пехтыш, Бол. Глубокая	Au	т			0,304					0,304			[12]
IV-2-7	р. Тура (от устья р. Черная до г. Верхотурье)	Pt	т		0,24	1,04	0,16				1,44			[12]
IV-2-9	Перевозная Боровина	Pt	т		0,079	0,108					0,187			[12]
5	Западно-Сибирская СФцО													
II-3-1	Новолялинское	Глины бент.	млн т					5,3*			5,3*			[43]
III-3-1	Верхотурское (участок №1)	Глины бент.	млн т					3*			3*			[43]
III-4-1	Верхотурское (участок №2)	Глины бент.	млн т					4*			4*			[43]
II-3-2	Буреломное	Трепел	тыс. м ³	2278*							2278*			[46]
III-2-3	Александровское	Трепел	тыс. м ³		9600*						9600*			[46]
IV-2-8	Налимское	Каолин	тыс. т				180*				180*			[68]
IV-2-2	Малоактайское	Каолин	тыс. т				11000*				11000*			[75]
IV-2-4	Шведовское	Каолин	тыс. т				100*				100*			[75]
IV-3-1	Путимцевское	Каолин	тыс. т				100*				100*			[68]
I-3-1	Лобвинское	Глины кирпичные	тыс. м ³	16	16	64					96			[46]
III-4-6	Верхотурское	Глины кирпичные	тыс. м ³		7	222					229			[46]

Индекс объекта	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы категории (А, В и С)				Прогнозируемые ресурсы (Р)			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)	Источник данных
				А	В	С ₁	С ₂	Р ₁	Р ₂	Р ₃				
III-4-5	За Узкоколейкой №1359	Торф	тыс. т	63							63			[46]
IV-4-1	Касылманское I №116	Торф	тыс. т	23628							23628			[46]
IV-3-4	Косылманское II №115	Торф	тыс. т	14561							14561			
II-4-1	Красноярское	Торф	тыс. т					3135			3135			[46]
I-4-2	Кондинское II №1340	Торф	тыс. т					543			543			
I-4-3	Кондинское I	Торф	тыс. т					1016			1016			
III-4-3	Отванское №95	Торф	тыс. т	1541		9055					10596			
I-4-1	Павловское	Торф	тыс. т					1960			1960			
III-4-4	Поповское №1374	Торф	тыс. т		98						98			[46]
III-3-3	Салтановское №94	Торф	тыс. т					3025			3025			[46]
II-3-3	Чашевитое №25	Торф	тыс. т					3224			3224			[46]
III-3-2	Чистое №35	Торф	тыс. т					1521			1521			[46]
6	Уральская СФцЗ													
II-1-19	Березовое №26	Торф	тыс. т					5424			5424			[46]
II-2-3	Бессоновское №1315	Торф	тыс. т					6405			6405			[46]
II-3-4	Бухряковское №22	Торф	тыс. т					9763			9763			[46]
IV-1-21	Вогульское №1356	Торф	тыс. т					1730			1730			[46]
II-3-5	Владимировское №23	Торф	тыс. т					3807			3807			[46]
II-2-4	Злыгостево №1316	Торф	тыс. т					1230			1230			[46]
IV-2-11	Коридор №114	Торф	тыс. т	10196							10196			[46]
II-2-7	Кочневское №33	Торф	тыс. т	506							506			[46]
II-2-2	Лапаевское №27	Торф	тыс. т					6571			6571			[46]
II-1-20	Латушинское №31	Торф	тыс. т					925			925			[46]
I-2-4	Лобвинское №21	Торф	тыс. т	1946							1946			[46]
I-1-15	Мало-Латинское №20	Торф	тыс. т					10851			10851			[46]
II-2-6	Мурзилка №1317	Торф	тыс. т					535			535			[46]
I-2-2	Паршино №19	Торф	тыс. т					234			234			[46]
I-2-3	Питателевское №18	Торф	тыс. т					3325			3325			[46]
I-3-2	Петькино №24	Торф	тыс. т					5064			5064			[46]
II-3-7	Семейкино №29	Торф	тыс. т					2787			2787			[46]
II-2-5	Сухое №32	Торф	тыс. т	133							133			[46]
IV-1-20	Токмыш №113	Торф	тыс. т		2743						2743			[46]
III-1-17	Черное I №34	Торф	тыс. т					5269			5269			[46]
II-3-6	Черное №28	Торф	тыс. т					2531			2531			

Окончание прил. 5

Индекс объекта	Название, ранг подразделения	Вид ПИ	Ед. изм.	Запасы категории (А, В и С)				Прогнозируемые ресурсы (Р)			Сумма запасов и ресурсов	Площадь (S), км ²	Удельная продуктивность (запасы+ресурсы/S)	Источник данных
				А	В	С ₁	С ₂	Р ₁	Р ₂	Р ₃				
7	Иртышско-Обский артезианский бассейн													
Ш-4-2	Неромское	Питьевые воды	тыс. м ³ /сут		2,59						2,59			[94]

П р и л о ж е н и е : * – авторские запасы и прогнозные ресурсы; ** – прогнозные ресурсы скорректированы с учетом площади узла в границах данного листа.

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Твердые горючие ископаемые	Торф, тыс. т	23 объекта	P ₁	80875
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цветные металлы	Ni, тыс. т	1 рудопроявление в ранге рудного поля	P ₁	20
			P ₂	140
Благородные металлы	Au (коренное), т	1 рудная зона, 1 потенциальный узел и 2 рудопроявления в ранге рудного поля	P ₂	36
			P ₃	56,2
	Au (россыпное), т	3 россыпных потенциальных поля	P ₁	1,051
			P ₂	15,622
Pt (россыпная), т	3 россыпных потенциальных поля	P ₁	0,158	
		P ₂	0,972	
НЕРУДНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Прочие ископаемые	Глины бентонитовые, млн т	3 объекта	P ₁	12,3

Таблица впервые выделенных или переоцененных в ходе составления листа Госгеолкарты 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
		до начала работ	по результатам работ		
1	<i>Золото</i> Актайско-Талицкий потенциальный золоторудный узел (1.0.2)	0	Р ₃ - 1,2 т	+1,2 т	Специализированные поиски масштаба 1 : 25 000–1 : 10 000, геофизические и буровые работы

Список опорных обнажений, буровых скважин и горных выработок, показанных на геологической карте

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Источник информации, авторский № объекта
I-1	1	Скважина вскрывает флишеидный разрез павдинской свиты с эдафогенными образованиями в основании	КС, 2201
I-1	2	Скважина вскрывает флишеидный разрез павдинской свиты с эдафогенными образованиями в основании	КС, 2202
I-1	3	Скважина вскрывает флишеидный разрез павдинской свиты с эдафогенными образованиями в основании	КС, 2002
I-1	4	Опорное обнажение туринской свиты по правому борту р. Кедровка в виде непрерывных скальных выходов, сложенных полимиктовыми конгломератами с прослоями кремнистых алевролитов до алевропесчаников в верхней части, туфопесчаниками	КС, 1009
I-1	5	Опорное обнажение красноуральской свиты на правом берегу р. Кедровка. Скальные выходы подушечных лав дацитов, туфов умеренно кислого состава и гиалокластов. В межподушечном пространстве - линзовидные прослои яшмоидов	КС, 1008
I-1	6	Скважина вскрывает флишеидный разрез павдинской свиты с эдафогенными образованиями в основании разреза	КС, 11401
I-1	7	Скважина вскрывает разрез серовской свиты с переслаивающимися опоками и диатомитами, на забое - породы красноуральской свиты	[92], 2
I-1	8	Скважина вскрывает разрез серовской свиты с переслаивающимися опоками и диатомитами, на забое - породы красноуральской свиты	[92], 3
I-4	9	Скважина в верховьях р. Конда, левого притока р. Ляля. Вскрыт разрез серовской, талицкой, фадюшинской и ганькинской свит. На забое - кварцевые диориты первой фазы верхисетского комплекса	[12], 8
I-4	10	Скважина в верховьях р. Крутая, левого притока р. Ляля. Вскрыт разрез талицкой, фадюшинской и ганькинской свит. На забое - кварцевые диориты первой фазы верхисетского комплекса	[12], 29
I-3	11	Скважина в верховьях р. Крутая, левого притока р. Ляля. Вскрыт разрез талицкой, фадюшинской и ганькинской свит. На забое - граниты второй фазы верхисетского комплекса	[12], 4
I-3	12	Скважина на левом берегу р. Ляля. Вскрыт разрез талицкой, фадюшинской и ганькинской свит. На забое - граниты второй фазы верхисетского комплекса	[12], 10
II-1	13	Скважина на правом берегу р. Латушка. Вскрыт разрез фадюшинской и ганькинской свит. На забое - диориты второй фазы ауэрбаховского комплекса	[92], 45
II-1	14	Скважина вскрывает разрез серовской, фадюшинской и ганькинской свит. На забое - спилитовидные базальты красноуральской свиты	[92], 52
II-1	15	Опорное обнажение «Каменная плотина» на правом берегу р. Ляля. Скальные выходы красноуральской свиты сложены андезибазальтами и андезитами, их туфами с межпотоковыми прослоями яшмоидов	КС, 502
II-1	16	Опорное обнажение «камень Дыроватый» по правому берегу р. Ляля. Скальные выходы краснотурьинской свиты. В основании разреза - базальные конгломераты, выше переслаивающиеся туфопесчаники и туфоалевролиты с прослоями кремнистых алевролитов. Слоистая пачка прорвана диоритами второй фазы ауэрбаховского комплекса	КС, 504
III-2	17	Скважина на правом берегу р. Мурзинка. Вскрыт разрез светлинской и камышловской свит с фауной коньяк-сантона. На забое - туфы краснотурьинской свиты	[75], 17
III-2	18	Скважина в районе д. Полуденная. Вскрыт разрез ирбитской, серовской, фадюшинской, ганькинской свит, лангурской свит. На забое - терригенные породы туринской свиты	[75], 5
III-1	19	Скважина вскрывает разрез фадюшинской, ганькинской свит и камышловской свит. На забое - известняки краснотурьинской свиты	[12], 637
III-1	20	Скважина вскрывает разрез ирбитской, серовской свит, фадюшинской и ганькинской свит. В диатомитах ирбитской свиты - диатомеи верхнего эоцена, на забое - породы краснотурьинской свиты	[75], К-633
III-1	21	Скважина вскрывает разрез ирбитской, серовской свит, фадюшинской, ганькинской и камышловской свит. На забое - известняки краснотурьинской свиты	[12], 630
III-2	22	Скважина на левобережье р. Малый Актай. Вскрыт разрез серовской свиты, фадюшинской и ганькинской свит. На забое - кварцевые диориты первой фазы западновихисетского комплекса	[12], 86

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Источник информации, авторский № объекта
III-1	23	Скважина в верховьях р. Гаевка. Вскрыт разрез камышловской свиты, кора выветривания, на забое - переслаивающиеся песчаники и гравелиты с прослоями кремнистых алевролитов, брекчии лимкинской свиты	[63], 3016
III-1	24	Скважина в верховьях р. Гаевка. Вскрыт разрез фадюшинской, ганькинской, камышловской свит, кора выветривания, на забое - известняки лимкинской свиты	[63], 3040
III-4	25	Скважина вскрывает разрез талицкой, фадюшинской и ганькинской свит. На забое - граниты второй фазы верхисетского комплекса	[12], 30
III-2	26	Скважина к югу от д. Полуденная, правый борт р. Полуденный Актай. Вскрыт разрез фадюшинской и ганькинской свит со спорами и пылью компанмаастрихта, лангурской свиты и кора выветривания на забое	[63], 3167
III-1	27	Скважина в правом борту р. Луковка. Вскрыт разрез камышловской и лангурской свит со спорами и пылью аален-байоса средней юры и корой выветривания на забое	[63], 4017
III-1	28	Скважина в левобережье р. Луковка, левого притока р. Полуденный Актай. Вскрыт разрез наурзумской, камышловской свит, кора выветривания, на забое - переслаивающиеся песчаники и гравелиты с прослоями кремнистых алевролитов, брекчии лимкинской свиты	[63], 4044
III-1	29	Скважина в левобережье р. Луковка. Вскрыт разрез наурзумской, камышловской свит, кора выветривания, на забое - переслаивающиеся песчаники и гравелиты с прослоями кремнистых алевролитов, брекчии лимкинской свиты	[63], 4048
III-1	30	Скважина в левобережье р. Луковка. Вскрыт разрез камышловской свиты, кора выветривания и на забое - известняки лимкинской свиты	[63], 4058
III-1	31	Скважина в правобережье р. Полуденный Актай. Вскрыт разрез камышловской и лангурской свит со спорами и пылью аален-байоса средней юры и корой выветривания на забое	[63], 4099
III-1	32	Скважина в правобережье р. Полуденный Актай. Вскрыт разрез фадюшинской, ганькинской, камышловской и лангурской свит со спорами и пылью плинсбах нижней юры и корой выветривания на забое	[63], 4163
III-1	33	Скважина в верховьях р. Винновка, правого притока р. Полуденный Актай. Вскрыт разрез камышловской, лангурской свит и известняки лимкинской свиты	[31], А-708
IV-2	34	Скважиной вскрыт разрез ирбитской, серовской свит, фадюшинской и ганькинской свит, кора выветривания серпентинитов и на забое серпентиниты серовского комплекса. В диатомитах ирбитской свиты - комплекс диатомей верхнего эоцена	[75], С-106
IV-1	35	Опорное обнажение павдинской свиты по левому берегу р. Тура, выше устья р. Талица. Скальные выходы подушечных андезибазальтов с подчиненным развитием межпотоковой гиалокластике и линзовидными прослоями кремнистых алевролитов	КС, 1504

Принятые сокращения: КС – картосоставительские работы 2018–2019 гг.

Список опорных обнажений, буровых скважин и горных выработок, показанных на геологической карте четвертичных образований

Индекс клетки	№ на карте	Характеристика объекта	Источник информации, авторский № объекта
I-1	1	Скважина вскрывает техноген верхнего отдела голоцена до 1,6 м, лимний и палюстрий горбуновской свиты голоцена до 7,8 м, породы палеогена до 32 м	[92], с5
I-2	2	Опорное обнажение вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего звена до 1,5 м, аллювий исетской террасы до 4 м, ниже - породы палеогена	[79], опорное обнажение
II-2	3	Скважина вскрывает лимний и палюстрий горбуновской свиты голоцена до 5 м, лимноаллювий уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена до 12 м, лимний падунских слоев эоплейстоцена до 14 м, ниже залегают породы палеогена	[50], с207
II-1	4	Скважина вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего звена до 1,5 м, аллювий исетской террасы среднего неоплейстоцена до 7 м, породы верхнего мела (фадюшинская и ганькинская свиты) до 36,4 м	[92], с69
III-2	5	Скважина вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего неоплейстоцена до 1 м, лимноаллювий уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена до 12,9 м, аллювий батуринской свиты нижнего неоплейстоцена до 22,5 м, породы палеогена до 40,7 м, породы верхнего мела до 45,8 м, породы силура до 48,8 м	[75], ск90
III-2	6	Скважина вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего звена до 2 м, делювий макарушкинской свиты среднего неоплейстоцена до 7 м, породы палеогена до 25 м, верхнего мела до 35,4 м, коры выветривания до 47,3 м, породы палеозоя до 48,2 м	[75], ск96
III-2	7	Скважина вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего звена до 3,2 м, лимний уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена более 16 м	[75], ск75
III-2	8	Скважина вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего неоплейстоцена до 2,2 м, аллювий исетской террасы североуральского надгоризонта среднего неоплейстоцена до 11,9 м, ниже залегают породы палеогена	[75], ск72
III-2	9	Шурф вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего неоплейстоцена до 1,8 м, ниже залегают коренные породы	[75], ш15
III-2	10	Скважина вскрывает палюстрий горбуновского горизонта голоцена до 4 м, лимний уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена до 19,1 м, аллювий батуринской свиты нижнего неоплейстоцена до 19,5 м, ниже залегают породы палеогена	[75], ск85
III-1	11	Скважина вскрывает лимний и палюстрий горбуновской свиты голоцена до 5 м, лимноаллювий уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена до 11,7 м, аллювий батуринской свиты нижнего неоплейстоцена до 13,8 м, ниже залегают породы верхнего мела	[63], ск4131
III-1	12	Скважина вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего звена до 2 м, аллювий камышловской террасы более 3,4 м	[63], с251
IV-2	13	Скважина вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего звена до 1 м, лимний уйско-убоганской свиты среднего неоплейстоцена до 8,8 м, породы верхнего мела до 19 м, породы юры до 51 м, палеозойские породы до 52,1 м	[75], ск230
IV-2	14	Шурф вскрывает делювий североуральского надгоризонта верхнего звена до 1,3 м, аллювий уфимской террасы среднего неоплейстоцена до 8,8 м, ниже залегают палеозойские породы	[75], ш1

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов, показанных на геологической карте дочетвертичных образований листа О-41-VII

Индекс клетки	№ на карте	Наименование геологического подразделения	Материал для определения	Метод определения	Возраст, млн лет	Географическая привязка		Источник информации, авторский № объекта
						X (м)	Y (м)	
II-1	1	Ауэрбаховский комплекс, вторая фаза	Цирконы из кварцевого диорита	U-Pb (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»; SHRIMP-II)	390±3	6550758	0339025	КС, 2502
III-3	2	Верхисетский комплекс, первая фаза	Монофракции амфибола, плагиоклаза и валовая проба из кварцевого диорита	Rb-Sr (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»)	369,5±5,8	6531815	0364074	КС, 134-1
III-3	3	Восточно-уральский комплекс тектоногенный	Цирконы из плагиогнейса	U-Pb (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»; SHRIMP-II)	307,7±5	6531815	0364074	КС, 134-5
III-4	4	Восточно-уральский комплекс тектоногенный	Цирконы из амфиболита	U-Pb (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»; SHRIMP-II)	365±2	6528927	0373660	КС, 1021-2
III-4	5	Верхисетский комплекс, первая фаза	Монофракции амфибола, плагиоклаза и валовая проба из тоналита	Rb-Sr (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»)	308,9±1,8	6528406	0374709	КС, 1020
IV-2	6	Западноверхисетский комплекс	Монофракции амфибола, плагиоклаза и валовая проба из плагиогранита	Rb-Sr метод (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»)	325±68	6516655	0347144	КС, 125
IV-3	7	Восточно-уральский комплекс тектоногенный	Монофракции амфибола, плагиоклаза и валовая проба из амфиболита	Sm-Nd	364±50	6516255	0357207	КС, 128-2
IV-3	8	Верхисетский комплекс, вторая фаза	Цирконы из плагиогранита	U-Pb (ЦИИ ФГБУ «ВСЕГЕИ»; SHRIMP-II)	312±5	6516226	0357346	КС, 131

Принятые сокращения: КС – картосоставительские работы 2018–2019 гг.

Петрохимическая и геохимическая характеристика магматических образований

Комплекс, свита	Красноуральская свита						
	№ п/п	1	2	3	4	5	6
Порода	Базальт афировый	Спилит	Дацит	Риодацит	Плагио- риодацит	Плагио- риодацит	Риодацит
№ пробы	501-1	502-4	1008-1	1007-3	503-2	1501	74
SiO ₂	52,00	52,60	69,00	70,00	71,60	72,90	76,00
TiO ₂	1,30	1,35	0,79	0,76	0,39	0,42	0,27
Al ₂ O ₃	16,00	15,70	13,90	13,90	14,40	13,10	12,30
Fe ₂ O ₃	3,04	3,68	1,72	1,21	0,93	0,93	0,58
FeO	5,62	6,53	2,39	2,46	2,11	1,47	1,33
MnO	0,14	0,17	0,06	0,06	0,07	0,05	0,05
MgO	8,43	6,17	1,39	1,00	1,92	0,93	1,41
CaO	3,56	2,69	2,64	1,46	0,51	1,52	1,07
Na ₂ O	4,6	5,1	6,1	5,4	5,9	7,0	4,2
K ₂ O	0,058	0,120	0,460	2,330	0,670	0,160	1,200
P ₂ O ₅	0,14	0,16	0,19	0,24	0,08	0,09	<0,05
п.п.п.	4,65	5,20	1,21	1,19	1,58	0,95	1,69
Сумма	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,60	100,00
Микроэлементы, в г/т							
La	4,2	4,82	10,5	10,5	8,55	5,13	8
Ce	11,3	12,7	27,7	28,1	22,6	14,3	21,8
Pr	1,77	1,97	4,08	4,14	3,34	2,15	3,24
Nd	9,15	10,1	19	19,2	16,1	10,2	15,4
Sm	2,82	3,05	4,7	4,84	4,5	2,83	4,1
Eu	0,95	1,07	1,2	1,22	1,22	0,84	0,98
Gd	3,33	3,49	4,18	4,4	4,89	2,83	4,6
Tb	0,61	0,62	0,61	0,65	0,87	0,43	0,8
Dy	3,95	4,04	3,51	3,63	5,57	2,56	5,34
Ho	0,82	0,85	0,7	0,71	1,16	0,52	1,16
Er	2,43	2,47	1,92	1,96	3,41	1,44	3,49
Tm	0,35	0,36	0,29	0,28	0,5	0,21	0,53
Yb	2,4	2,24	1,85	1,87	3,52	1,41	3,53
Lu	0,33	0,35	0,28	0,29	0,51	0,21	0,54
V	236	300	121	133	9,97	43,1	30,6
Cr	129	15,1	76,6	47,4	26,6	57	79,6
Ni	55,1	12,8	10,1	4,48	4,18	19,7	5,43
Rb	<2	<2	3,23	10	6,16	<2	9,99
Sr	83,3	79,6	377	123	94,9	98,6	232
Y	22,2	22,5	19,1	19,4	33,2	14,5	31,9
Zr	78,3	69,5	154	161	166	111	151
Nb	2,99	2,38	1,7	1,86	4,28	1,56	4,61
Ba	21,8	31,5	98,7	117	62,6	11,6	116
Hf	2,1	1,84	4,16	4,39	4,62	2,98	4,13
Ta	0,21	0,17	0,13	0,12	0,29	0,11	0,31
Pb	2,16	2,96	4,4	3,14	2,16	1,79	1,95
Th	0,5	0,45	1,62	1,56	1,34	0,87	1,26
U	0,22	0,18	0,47	0,48	0,36	0,21	0,38

Красноуральский субвулканический комплекс		Павдинская свита				
8	9	10	11	12	13	14
Андезибазальт субвулканический	Плагиориодацит	Андезибазальт миндалекаменный	Андезибазальт	Андезит	Андезит	Риодацит
502-3	1502-1	63	1504-2	3080*	3079Б*	65
56,20	71,50	51,30	54,10	58,71	62,72	71,80
1,25	0,41	0,62	0,75	0,53	0,57	0,42
16,00	13,80	17,60	16,60	16,65	14,79	13,90
3,10	1,16	2,61	2,26	2,43	2,47	1,20
5,48	2,04	5,76	4,77	3,38	3,09	1,83
0,20	0,04	0,12	0,10	0,10	0,10	0,05
5,74	1,85	6,25	7,06	4,85	3,96	0,91
1,88	0,37	3,85	4,90	3,55	1,53	1,77
5,0	7,0	4,0	5,2	3,7	5,1	6,1
0,330	0,120	0,250	0,490	0,860	1,100	0,400
0,16	0,09	0,09	0,15	0,10	0,10	0,09
4,44	1,18	7,13	3,26	3,70	2,59	1,45
100,00	99,80	100,00	100,00	98,60	98,11	100,00
Микроэлементы, в г/т						
5,3	7,23	2,36	8,08	6,3	5,9	6,69
13,6	18,9	6,2	21,8	15,6	15,5	16,6
2,04	2,81	0,91	3,15	2,23	2,27	2,33
10,3	12,6	4,74	15	9,9	10	10,4
2,89	3,44	1,33	3,87	2,43	2,59	2,59
0,96	0,81	0,54	0,84	0,73	0,74	0,71
3,34	3,66	1,42	3,49	2,44	2,58	2,52
0,55	0,64	0,24	0,5	0,35	0,37	0,39
3,54	4,35	1,48	2,89	2,09	2,36	2,43
0,72	0,98	0,29	0,56	0,41	0,48	0,49
2,14	2,94	0,82	1,58	1,1	1,34	1,48
0,31	0,46	0,12	0,23	0,15	0,19	0,23
2,02	3,18	0,76	1,51	1,01	1,34	1,48
0,3	0,48	0,11	0,23	0,15	0,22	0,23
226	20,8	191	160			85,9
19,2	23,5	76,6	240			19,9
14,3	2,2	25,1	114			8,23
3,97	<2	2,95	4,41			5,08
124	58,2	218	250			298
20,1	26,9	7,43	16,2			14,4
83,9	179	36,5	131			102
3,54	4,85	0,56	1,34			1,69
34,2	13,1	50,4	53,7			148
2,25	4,66	1,16	3,76			3,08
0,22	0,34	<0,1	<0,1			0,12
5,19	<1,0	<1,0	1,48			1,92
0,68	1,14	0,34	1,26			1,12
0,19	0,33	0,12	0,53			0,39

* Анализы заимствованы из [46].

Туринская свита				Туринский субвулканический комплекс				
15	16	17	18	19	20	21	22	23
Трахи- базальт	Трахианде- зибазальт	Трахи- андезит	Трахи- андезит	Трахианде- зибазальт	Трахианде- зибазальт	Трахианде- зибазальт	Трахианде- зит (монцо- диорит)	Монцодио- рит-порфи- рит
1010-1	115-1	78	98074/37	98079/23,5	9-1	1501-1	37	47
49,50	53,20	57,40	58,30	50,30	51,30	55,30	58,90	65,60
0,81	0,76	0,91	0,88	1,07	0,82	0,71	0,86	0,91
16,30	17,30	16,90	17,10	18,30	15,70	17,20	16,90	15,80
4,81	2,76	2,96	2,59	4,14	2,89	3,84	4,66	3,65
4,91	4,42	3,16	3,30	5,55	6,32	4,07	2,53	2,39
0,21	0,20	0,19	0,10	0,19	0,19	0,11	0,17	0,07
4,99	3,44	1,72	2,55	5,03	4,05	3,72	1,59	0,89
7,91	6,78	2,98	2,50	6,15	6,16	6,02	2,05	1,02
3,6	3,7	6,9	4,8	4,0	5,5	3,5	5,7	8,1
3,150	3,880	3,110	5,170	2,050	0,260	2,720	4,520	0,220
0,34	0,65	0,45	0,46	0,12	0,21	0,51	0,46	0,23
2,45	2,39	2,82	1,89	2,61	6,11	2,08	1,58	1,10
99,50	100,00	99,80	99,90	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Микроэлементы, в г/т								
21,5	29,3	34,6	34,2	3,73	9,53	22	34,8	13,5
42,4	59,8	71,9	71,7	9,12	20,7	42,4	69	30,6
5,21	7,5	9,02	9,1	1,4	2,85	5,09	9,17	4,53
21,9	32,1	38,1	39,3	7,27	13,2	20,5	38,6	20,6
4,97	6,83	8,32	8,73	2,48	3,31	4,49	8,37	4,8
1,35	1,91	2,2	2,37	0,89	0,99	1,25	2,28	1,28
4,22	6,05	7,21	7,37	3,11	3,24	3,93	7,38	4,49
0,59	0,83	0,99	1,03	0,56	0,51	0,56	1,03	0,66
3,31	4,67	5,47	5,75	3,77	3,22	3,15	5,62	3,74
0,65	0,89	1,03	1,07	0,81	0,67	0,59	1,06	0,74
1,79	2,53	2,99	2,89	2,38	1,96	1,77	2,98	2,2
0,27	0,36	0,43	0,43	0,36	0,29	0,27	0,44	0,31
1,68	2,41	2,84	2,86	2,43	1,85	1,62	2,77	2,12
0,27	0,35	0,41	0,44	0,35	0,27	0,27	0,42	0,31
280	162	131	135	283	258	172	124	169
71,8	90,8	16,6	15,2	81,7	36,1	30,1	35,2	77,4
33,3	15,4	77	2,01	34,8	16,8	15,1	3,99	7,49
40,5	54,9	36,1	48,4	37,9	3,65	30,5	59,4	2,27
638	863	411	530	1070	204	597	409	99,2
17,7	26,2	29,6	30,7	23,3	18,9	17,1	30,1	21
69,1	96,7	120	123	59,1	55	82,4	109	170
3,79	5,37	6,29	6,4	1,71	2,15	3,66	5,65	1,96
558	519	598	1190	625	281	329	714	34
1,81	2,64	3,25	3,23	1,6	1,58	2,27	3,08	4,78
0,17	0,29	0,3	0,28	0,12	0,12	0,19	0,25	0,14
4,89	2,76	11,8	4,03	1,81	4,67	4,58	9,37	2,16
4,24	4,87	6,17	6,24	0,77	1,87	4,4	6,04	1,76
1,05	1,42	1,83	1,46	0,36	0,6	1,21	1,67	0,52

Серовский комплекс	Левинский комплекс				Ауэрбаховский комплекс				
	24	25	26	27	28	29	30	31	32
Сerpентинит карбонатизированный	Диорит порфировидный	Диорит кварцсодержащий	Диорит кварцевый	Лейкоплагиогранит	Диорит-порфирит	Кварцевый диорит-порфирит	Диорит кварцевый порфировидный	Гранит-порфир	
1003	1006	70	1503-5	68	98081/77,8	2502	85	508-3	
36,00	57,60	57,70	62,1	75,1	60,2	63,2	65,2	74,1	
0,09	0,41	0,70	0,41	0,34	0,52	0,46	0,87	0,21	
1,16	16,90	18,60	17,1	13,7	16,7	17,4	15	13,7	
5,88	1,04	3,76	2,24	0,34	1,86	1,89	3,06	<0,3	
1,90	4,91	3,09	2,39	1,76	3,65	2,46	2,81	1,33	
0,15	0,17	0,17	0,13	0,024	0,13	0,075	0,061	0,018	
33,70	4,60	2,81	1,92	1,09	3,57	2,29	1,35	0,89	
4,60	7,65	6,17	5,64	0,63	4,24	5	3,54	0,22	
0,05	3,34	4,19	3,33	5,59	4,71	5,11	5,57	4,05	
0,085	1,27	0,64	1,09	0,44	1,21	0,36	0,26	4,11	
0,03	0,14	0,11	0,096	0,058	0,083	0,095	0,2	0,055	
15,90	1,51	1,98	3,73	1,17	2,93	1,58	1,68	0,98	
99,70	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	99,90	100,00	
Микроэлементы, в г/т									
1,43	10,5	5,39	5,02	5,86	4,98	5,59	11,8	23,4	
3,22	19,7	12,1	10,6	14,1	10,5	13,2	29,4	38,1	
0,43	2,42	1,76	1,5	1,99	1,42	1,85	4,18	3,57	
1,86	9,53	8,54	6,69	8,54	6,48	7,92	19,2	11,8	
0,41	2,13	2,37	1,76	2,12	1,69	2,13	4,42	1,99	
0,12	0,66	0,83	0,58	0,82	0,61	0,7	1,21	0,44	
0,37	2,09	2,75	1,97	2,09	2,12	2,38	3,97	1,56	
0,057	0,33	0,48	0,34	0,32	0,38	0,39	0,6	0,24	
0,38	2,03	3,31	2,19	2,13	2,41	2,64	3,55	1,36	
0,068	0,44	0,71	0,47	0,48	0,54	0,54	0,7	0,27	
0,2	1,28	2,17	1,47	1,53	1,61	1,64	2,04	0,84	
0,026	0,21	0,33	0,23	0,24	0,24	0,25	0,3	0,14	
0,17	1,42	2,2	1,58	1,79	1,74	1,84	1,96	1,03	
0,025	0,24	0,33	0,24	0,3	0,28	0,28	0,3	0,15	
18,9	153	124	70,7	27,7	129	87,1	209	16,9	
3240	167	17,7	6,55	12,1	48	20,5	15,9	17,3	
1640	49,7	5,34	3,03	3,47	25,9	6,31	8,66	10,2	
2,22	24,1	9,33	24,9	4,42	24,9	5,53	3,7	81,1	
73,2	593	368	320	135	363	359	296	167	
2,04	12,8	20,6	13,6	13,9	15,4	16,1	19,9	8,82	
10,8	82,2	60,8	62,3	195	71,1	70,5	164	144	
0,82	1,96	2,79	2,04	1,27	2,02	2,6	2,06	8,45	
24,8	617	162	287	44,1	271	159	42,8	620	
0,21	1,85	1,67	1,75	4,89	1,77	2,11	4,51	3,65	
<0,1	0,14	0,17	0,14	0,12	0,17	0,18	0,17	0,98	
<1,0	3,93	3,37	6,17	<1,0	3,67	3,34	1,6	15,9	
0,14	3,71	1,15	1,31	1,1	1,08	1,79	1,77	20,1	
0,11	1,17	0,34	0,53	0,25	0,57	0,7	0,53	3,02	

Западноверхисетский комплекс			Верхисетский комплекс				Бродовский подкомплекс
33	34	35	36	37	38	39	40
Кварцевый диорит	Тоналит	Плагио-гранит	Кварцевый диорит	Тоналит	Гранит пор-фиroidный	Гранит пегма-тоидный	Амфиболит эпидотовый
126	125	1023	1020	134-3	131	132	1021-2
62,9	63,1	69,8	60,4	65,4	72,7	74,3	50,3
0,42	0,4	0,16	0,71	0,89	0,25	0,085	1,17
17,5	18,3	17,1	17,1	16,3	14,5	14,1	19,6
2,57	1,76	0,48	1,93	2,13	<0,3	<0,3	3,56
1,9	2,46	1,05	3,51	2,67	1,61	0,98	4,07
0,13	0,11	0,046	0,093	0,045	0,056	0,035	0,22
1,62	1,58	0,79	3,5	1,65	0,86	0,36	3,38
5,35	6,08	4,47	5,72	3,52	1,29	1,25	12,7
4,22	4,17	4,59	4,5	5,28	3,56	3,91	3,22
1,4	1,07	0,99	1,44	1,24	4,02	4,13	0,5
0,19	0,19	<0,05	0,23	0,26	0,094	<0,05	0,25
1,23	0,84	0,53	0,5	0,42	1,04	0,84	0,91
99,70	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Микроэлементы, в г/т							
15,4	12,8	5,39	18,3	26,3	28,1	15,4	12,3
28,3	26	10,4	39,4	53,1	46	28,4	27,8
3,28	2,86	1,23	4,94	6,26	4,89	3,22	3,87
13	11,1	4,56	20,4	24,6	17,1	11,5	17,4
2,5	2,25	0,78	3,97	4,98	3,07	2,4	4,29
0,77	0,77	0,31	1,05	1,5	0,71	0,35	1,32
2,02	1,98	0,69	3,11	4,47	2,61	2,13	4,12
0,29	0,29	0,1	0,41	0,69	0,4	0,36	0,67
1,77	1,78	0,62	2,32	4,27	2,46	2,26	4,09
0,35	0,36	0,13	0,43	0,89	0,48	0,45	0,84
0,99	1,04	0,38	1,27	2,56	1,42	1,32	2,34
0,15	0,17	0,06	0,19	0,39	0,22	0,21	0,35
1,01	1,05	0,38	1,19	2,71	1,51	1,4	2,34
0,16	0,16	0,066	0,17	0,42	0,23	0,22	0,35
60,8	64,8	10,4	126	95,4	21,5	9,04	239
62,4	65,4	36,3	106	34,1	23	19,2	24
5,88	4,57	3,04	48	5,84	5,14	4,59	14,5
22,2	19,6	20,4	27,1	22,5	111	123	4,21
712	769	874	705	385	224	134	896
10,4	10,4	3,99	13	25,4	15,6	15	23,2
88,5	95,6	94,3	249	209	144	52,5	78,5
4,28	3,56	3,8	4,58	12,3	10,4	12,1	3,21
835	675	274	485	444	615	339	116
2,23	2,41	2,32	5,59	4,73	3,67	1,87	2,34
0,23	0,18	0,21	0,21	0,92	1,05	2	0,21
13,8	12	5,7	7,48	10,1	18,2	22,7	4,88
4,62	3,07	0,73	1,7	10,7	17	9,64	1,92
0,88	0,42	0,43	0,46	2,6	4,86	2,12	0,82

Восточно-уральский тектоногенный комплекс					
41	42	43	44	45	46
Амфиболит	Бластомилонит (гнейс)	Амфиболит	Бластомилонит (гнейс)	Сланец (бластомилонит)	Бластомилонит
2005	2004-1	128-2	2004-2	1023-1	1022
46,4	49,7	50,1	50,6	46,9	53,5
1,74	0,72	0,83	0,75	1,78	1,18
18,8	15,3	19,3	18,3	13,9	15,4
2,39	2,69	2,45	1,84	3,06	3,71
9,13	7,44	7,51	6,18	9,48	5,97
0,2	0,2	0,2	0,16	0,2	0,19
4,28	8,58	4,56	6,16	8,41	5,4
11,6	8,46	8,96	9,63	11,8	9,77
3,1	2,75	3,93	3,16	2,26	2,83
0,73	1,86	0,73	1,62	0,38	0,53
0,22	0,32	0,22	0,23	0,14	0,098
0,61	1,22	0,66	0,86	0,74	0,9
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Микроэлементы, в г/т					
5,25	10,4	6,55	9,13	3,44	3,92
14,6	21,7	16,7	19,7	10,6	10,7
2,26	2,96	2,57	2,68	1,89	1,72
11,5	13,1	12,4	11,8	9,88	9,05
3,52	3,35	3,39	2,9	3,67	2,98
1,4	0,98	1,08	0,94	1,22	0,99
4,39	3,15	3,17	2,9	4,76	3,53
0,75	0,45	0,5	0,42	0,83	0,62
4,71	2,68	3,21	2,75	5,53	3,97
0,94	0,53	0,64	0,54	1,2	0,84
2,71	1,58	1,87	1,58	3,42	2,41
0,38	0,22	0,28	0,23	0,53	0,36
2,49	1,45	1,84	1,55	3,35	2,39
0,36	0,2	0,27	0,23	0,49	0,35
191	292	261	273	345	278
292	240	22,4	171	181	77,9
75,4	140	9,61	63,5	71,1	38,1
6,47	32,6	7,18	39,7	3,37	8,31
801	260	600	403	158	383
27,3	14,9	17,8	15	32,7	22,6
101	43,1	56,3	46,7	77,9	66
3,79	2,22	2,28	2,47	2,77	2,15
116	347	177	307	38	65,1
2,38	1,27	1,51	1,28	2,14	1,85
0,28	0,11	<0,1	0,14	0,18	0,15
3,87	3,38	4,32	3,74	3,16	3,94
0,35	2,54	0,37	2,06	0,16	0,43
0,29	1,05	0,19	0,64	<0,1	0,15

Каталог памятников природы на листе О-41-VII

№ на схеме	Вид памятника	Краткая характеристика
1	Геоморфологический (общегеологический)	Скалы «Каменная плотина» - живописные скалы на правом берегу р. Ляля, при разрушении которых русло реки засыпается крупноглыбовым материалом в виде плотины и образует труднопроходимые для лодок прижимы. Находится на правом берегу р. Ляля, выше устья р. Чумкосная
2	Геоморфологический (общегеологический)	Скалы «Кликун-Камень» находятся в г. Верхотурье, на берегу р. Тура, общей площадью 5 га, образован в 1983 году в целях обеспечения надлежащей охраны уникальных прибрежных камней оригинальной формы на речном берегу и занимает 68 квартал Верхотурского лесничества Верхотурского лесхоза. На территории природного памятника возвышается утес, расположенный по левому берегу р. Тура. Удивительный козырек объекта нависает над руслом и как будто зовет на помощь, видимо поэтому, в народе именно эту скалу прозвали «Кликуном»
3	Геоморфологический (общегеологический)	Прибрежные скалы на левом берегу р. Тура «Камень Дыроватый» в Верхотурском округе, в окрестностях д. Карелина. Живописные скалы высотой 20-30 м с системой карстовых пещер, густо поросшие лесом

Список пунктов, для которых имеются определения палеонтологических находок, спор и пыльцы, показанных на карте четвертичных образований

№ п/п	Индекс клетки	Описание	Возраст	Источник информации, авторский № объекта
1	I-2	Споры и пыльца	$\alpha^r III$	[46]
2	II-1	Споры и пыльца	$\alpha^k III$	[92], обн. 2182
3	II-1	Споры и пыльца	$\alpha^k III$	[92], обн. 2185
4	II-2	Крупные позвоночные (зуб мамонта близкий к ранней форме)	$\alpha^k III$	[63], у д. Савиново на р. Ляля
5	IV-1	Крупные позвоночные (кости лесной лошади)	$\alpha^u III$	[75], р. Тура (руч. Русинка у д. Карелино)

Список пунктов, для которых имеются определения флоры и фауны на листе О-41-VII

№ п/п	Описание	Возраст	Источник информации, авторский № объекта
1	<i>Oistodus</i> aff. <i>breviconus</i> Br. et Mehl	Не моложе ордовика	[78], обн. 3130/8
2	<i>Acodus</i> aff. <i>curvatus</i> Br. et Br., <i>A.</i> aff. <i>inornatus</i> Ettington, <i>Belodella</i> sp., <i>Ozarkodina</i> aff. <i>crispa</i> (Walliser), <i>Synprioniodina</i> aff. <i>silurica</i> Walliser	Верхний силур	[78], обн. 1889-1
3	<i>Cribrosphaeroides apertus</i> Pron., <i>Vagranides</i> ex gr. <i>articulosus</i> Pron. et Petr., <i>Renalcis granosus</i> Vologd.	Пржидолий	[34], скв. ГТ-561
4	<i>Lyrielasma</i> ex gr. <i>medianum</i> (Soshk.)	Лохков	[92], обн. 589
5	<i>Archaelagena porrecta</i> L. Petr., <i>A. globoidea</i> L. Petr., <i>Eotikhinella angulata</i> Petr.	Пржидолий	[34], скв. ГТ-885
6	<i>Atrypopsis</i> (?) <i>thetis</i> (Barr.), <i>Clorindina perdecora</i> Khod., <i>Camarotoechia</i> (?) <i>diana</i> Barr., <i>Decoropugnax berenice</i> (Barr.) , <i>Gypidula rara</i> Nik., <i>G. optata</i> (Barr.), <i>G.</i> aff. <i>pelagica</i> (Barr.), <i>Ivdelinia procerula</i> (Barr.) , <i>Karpinskia vagranensis</i> Khod. , <i>Plectatrypa marginalis</i> (Dalm.), <i>Quadrithyrina losvensis</i> (Khod.)	Лохков	[47], б/н
	<i>Cribrosphaeroides mikhailovensis</i> Pron., <i>Clorinda pseudolinguifera</i> Kozl., <i>Lancicula</i> sp., <i>Girvanella</i> sp., <i>Renalcis</i> sp.	Нижний девон	[92], обн. 2149
7	<i>Botoniella sosvica</i> L. Petr., <i>Cribrosphaeroides apertus</i> Pron., <i>Sphaerocodium munyhei</i> Wood., <i>Atrypodea linguata</i> (Buch), <i>Dalmanella</i> (?) cf. <i>capaniensis</i> Barr., <i>Gypidulina</i> cf. <i>optata</i> (Barr.), <i>Sublepida sublepida</i> (Vern.), <i>Tectatrypa tectiformis</i> (Tschern.), <i>Girvanella sibirica</i> Masl.	Пржидолий	[34, 92], обн. 32, 238
8	<i>Cymostrophia stephani</i> (Barr.), <i>Clorindina perdecora</i> Khod., <i>C. toschemkaensis</i> Khod. , <i>C. vijaica</i> Khod. , <i>Cymostrophia stephani</i> (Barr.), <i>Decoropugnax berenice</i> (Barr.) , <i>Gypidula uralica</i> Khod., <i>G. acutolobata</i> Sandb., <i>G. uralotjanschanica</i> Khod., <i>G. pelagica</i> (Barr.), <i>Iridistrophia</i> cf. <i>praeumbracula</i> (Khod.), <i>Ivdelinia procerula</i> (Barr.) , <i>Karpinskia vagranensis</i> Khod. , <i>Quadrithyrina losvensis</i> (Khod.) , <i>Rugosatrypa</i> aff. <i>granuliferaeformis</i> (Khod.), <i>Sublepida sublepida</i> (Vern.) , <i>Septatrypa thetis</i> (Barr.)	Лохков	[92], обн. 1706
	<i>Baschkirina indistincta</i> Zenk. , <i>Newsomites notabilis kusnezkiensis</i> Pol., <i>Hexacrinites</i> (?) cf. <i>dentatus</i> (Quenst.), <i>Tetralobocrinus</i> sp., <i>Salairocrinus</i> sp.	Пржидолий	[34], обн. 5188
9	<i>Apsidognathus</i> cf. <i>tuberculatus</i> Walliser , <i>Distomodus</i> aff. <i>egregius</i> (Walliser), <i>Synprioniodina</i> aff. <i>excavata excavata</i> (Br. et Mehl)	Верхний лландовери-нижний венлок	[46], обн. 1881-1
10	<i>Archaelagena globoidea</i> L. Petr., <i>A. ovata</i> Petr., <i>Cribrosphaeroides apertus</i> Pron., <i>Eotikhinella orbiculata</i> Pron.	Пржидолий	[34], обн. 3140
11	<i>Belodella</i> ex gr. <i>subtriangularis</i> Stauffer, <i>Neopanderodus</i> aff. <i>perlineatus</i> Ziegler et Linds., <i>Panderodus unicostatus</i> (Br. et Mehl)	Эмс	[46] обн. 3086
12	<i>Carinatina</i> cf. <i>arimaspa</i> (Eichw.) , <i>Coellogenellina</i> cf. <i>restricta</i> Zenk., <i>C.</i> cf. <i>cavitata</i> Rozhd., <i>Libumella</i> sp. indet., <i>Microheilinella malobatschatskiensis uralensis</i> Zenk. , <i>Bairdiohealdites karcevae</i> (Pol.), <i>Saumella</i> cf. <i>sokolovi</i> (Rozhd.)	Эмс-прагиний, карпинский-тошемский горизонты	[75], ш-426-428
13	<i>Antirhynchonella sergaensis</i> (Khod.), <i>Clorindina eifliensis</i> (Stein.) , <i>Gypidula</i> sp., <i>Karpinskia conjugula</i> Tschern., <i>Losvia</i> cf. <i>operosa</i> (Khod.) , <i>Delthyris</i> cf. <i>tiro</i> Barr.	Прагиний	[75], ш-1482
14	<i>Carinatina</i> cf. <i>arimaspa</i> (Eichw.) , <i>Dentatrypa</i> cf. <i>kolymensis</i> (Nal.), <i>Punctatrypa perpolitata</i> (Khod.) , <i>Plesicarinatina</i> cf. <i>submala</i> Khod.	Прагиний-эмс	[75], скв. 359, инт. 56,6-64,4 м
15	<i>Stachyodes singularis</i> Yavor. , <i>Parallelopora hupschii</i> Barg., <i>Crassialveolites mirus</i> Dubat., <i>C.</i> cf. <i>crassiformis</i> (Sok.), <i>Caliapora taltiensis</i> Yanet, <i>Coenites tenella</i> Gurich, <i>Thamnopora polyforata</i> (Schloth.), <i>Placocoenites gradatus</i> (Lec.), <i>Trupetostroma</i> aff. <i>porosum</i> (Lec.), <i>Scoliopora denticulata</i> M.-Edw. et Haime , <i>Pachytheca irregulare</i> Yanet	Живет, высотинский горизонт	[31], скв. 3, инт. 79,1-87,6; 114,0-127,0; 185,0-215,0; 226,6-231,0 м
	<i>Bifariostroma</i> cf. <i>bifarium</i> (Nich.) , <i>Scoliopora denticulata</i> (M.-Edw. et Haime)		[31], скв. 4, инт. 99,0-106,0 м
	<i>Amphipora</i> sp. indet., <i>Trupetostroma</i> aff. <i>porosum</i> (Lec.), <i>Scoliopora denticulata</i> (M.-Edw. et Haime) , <i>Gracilopora</i> cf. <i>vermicularis</i> (McCoy), <i>Thamnopora</i> cf. <i>polyforata</i> (Schloth.)		[31], скв. 5, инт. 141,0; 191,0-200,0 м

№ п/п	Описание	Возраст	Источник информации, авторский № объекта
		венлок	
30	<i>Ancyrodelloides cf. limbacarinatus</i> Murphy et Matti, <i>Oulodus cf. elegans detortus</i> (Walliser), <i>Panderodus</i> sp.	Нижний девон, лохков	Обн. 500-1
31	<i>Lanea aff. carlsi</i> (Boersma), <i>Panderodus</i> sp.	Нижний девон, лохков	Обн. 1009-3
32	<i>Lanea aff. eleanorae</i> (Lane et Ormiston), <i>Panderodus</i> sp., <i>Zieglerodina aff. remscheidensis</i> (Ziegler)	Нижний девон, лохков	Обн. 1009а
33	<i>Lanea aff. eleanorae</i> (Lane et Ormiston), <i>Panderodus</i> sp., <i>Zieglerodina aff. remscheidensis</i> (Ziegler)	Нижний девон, эмс, карпинский горизонт	Обн. 121
34	<i>Lanea aff. carlsi</i> (Boersma)	Нижний девон, лохков	Обн. 9-2
35	<i>Zieglerodina aff. remscheidensis</i> (Ziegler)	Нижний девон, лохков	Обн. 94
36	<i>Distomodus aff. kentuckyensis</i> Br. et Br., <i>Ozarkodina aff. aldridgei</i> Uyeno et Barnes, <i>Walliserodus cf. curvatus</i> (Br. et Br.)	Верхний ордовик-нижний силур	Обн. 105
37	<i>Ozarkodina cf. aldridgei</i> Uyeno et Barnes, <i>Periodon cf. grandis</i> (Ethington)	Верхний ордовик-нижний силур	Обн. 502
38	<i>Eognathodus aff. sulcatus</i> (Philip)	Нижний девон, прагиний	Обн. 504
39	<i>Distomodus aff. kentuckyensis</i> Br. et Br., <i>Ozarkodina aff. aldridgei</i> Uyeno et Barnes	Верхний ордовик-нижний силур	Обн. 1008-2
40	<i>Distomodus cf. egregious</i> (Walliser), <i>Distomodus cf. kentuckyensis</i> Br. et Br., <i>Distomodus cf. staurognathoides</i> (Walliser), <i>Pterospathodus aff. celloni</i> (Walliser), <i>P. aff. pennatus procerus</i> (Walliser)	Силур, лландовери-ранний венлок	Обн. 1504
41	<i>Anticostiodus</i> sp., <i>Distomodus cf. staurognathoides</i> (Walliser)	Силур, лландовери-ранний венлок	Скв. 11401, гл. 36,5-37,0 м
42	<i>Pterospathodus</i> sp., <i>Distomodus cf. staurognathoides</i> (Walliser)	Силур, лландовери-ранний венлок	Скв. 2202, гл. 28-28,5 м
43	<i>Klapperina aff. ovalis</i> (Ziegler et Klapper), <i>Mesotaxis</i> sp. indet.	Средний-верхний девон, бродовский горизонт	Скв. 3059, гл. 70 м
44	<i>Klapperina aff. ovalis</i> (Ziegler et Klapper), <i>Mesotaxis</i> sp. indet., <i>Polygnathus aff. pennatus</i> Hinde	Средний-верхний девон, бродовский горизонт	Скв. 4058, гл. 11-12 м
45	<i>Ancyrodella cf. soluta</i> Sandberg, Ziegler et Bultynck, <i>Klapperina aff. ovalis</i> (Ziegler et Klapper)	Средний-верхний девон, бродовский горизонт	Скв. 3016, гл. 21,9 м
46	<i>Ancyrodella</i> sp. indet., <i>Mesotaxis</i> sp. indet., <i>Polygnathus</i> sp. indet.	Средний-верхний девон, бродовский горизонт	Скв. 4044, гл. 20 м
47	<i>Ancyrodella</i> sp. indet., <i>Mesotaxis</i> sp. indet., <i>Polygnathus</i> sp. indet.	Средний-верхний девон, бродовский горизонт	Скв. 4048, гл. 15,5 м
48	<i>Cyathidites punctatus</i> Coup., <i>C. australis</i> Coup., <i>Coniopteris hymenophylloides</i> (Brongn.), <i>Matonisorites phlebopteroides</i> Coup., <i>Converrucosporites disparituberculatus</i> Vin., <i>Cycadopites couperi</i> (Dev.), <i>Sciadopityspollenites macroverrucosus</i> (Tirg.) Iljina	Средняя юра, аален-байос	[63], скв. 4017, гл. 15,1 м; скв. 4099, гл. 26,5 м
49	<i>Cyathidites australis</i> Coup., <i>Coniopteris hymenophylloides</i> (Brongn.), <i>C. pulcherrima</i> Brick., <i>Matonisorites</i> sp., <i>Stereisorites distgranuloides</i> E. Schulz., <i>Cycadopites cf. dilucidus</i> (Bolch.) Iljina	Нижняя-средняя юра, плинсбах-байос	[63], скв. 4163, гл. 31,4 м; скв. 266, гл. 4,8-5,3 м
50	<i>Terebratula uralica</i> var. <i>multicostata</i> Renng., <i>Cylothyris cf. bangasii</i> (d'Orb.), <i>Truncatula cf. repens</i> Hagenow, <i>Retecava clathrata</i> Goldf., <i>Filifascigera cf. megaera</i> Longs., <i>Oxytoma cf. tenuicostata</i> (Roemer), <i>Belemnitella</i> sp.	Верхний мел, коньяк-сантон	[75], скв. 17

№ п/п	Описание	Возраст	Источник информации, авторский № объекта
51	<i>Picea depressa</i> (Naum.) Bolch., <i>Pinus vulgaris</i> (Naum.) Bolch.	Верхний мел, кампан-маастрихт	[63], скв. 3167, гл. 17,5 м
52	<i>Pyxilla gracilis</i> Temp et Forti, <i>Dictyocha frenguelli</i> Delf. var. <i>caerentis</i> Gleser	Верхний эоцен	[75], скв. К-633
53	<i>Pyxilla gracilis</i> Temp et Forti, <i>Dictyocha frenguelli</i> Delf. var. <i>caerentis</i> Gleser	Верхний эоцен	[75], скв. С-106
54	<i>Picea tobolica</i> Pan., <i>Keteleeria</i> sp., <i>Pinus alata</i> (R. Potonie) Krutzsch.	Средний эоцен	[63], скв. 4019, гл. 11-12 м; скв. 4038, 33,3 и 52,0 м

Примечания. Отсутствие ссылки на литературу означает, что определение выполнено в ходе собственных работ. Жирным шрифтом выделены руководящие формы.

Список образцов эталонной коллекции по листу О-41-VII, переданной на хранение в Центральный научно-исследовательский геологоразведочный музей имени академика Ф. Н. Чернышева

№ п/п	Подразделение легенды (свита, комплекс)	Возраст	№ т.н.	№ пробы	Автор	Определение породы	Географическая привязка (координаты)		Вид проб и результаты аналитических исследований						
							X (м)	Y(м)	Образец	Шлиф/аншлиф	ПКСА	Силикатный анализ	ISP	AAA	Абсолютный возраст
1	Красноуральская	O ₃ -S ₁	501	501-1	Бороздина Г.Н.	базальт афировый	6550828	0333977	+	+	-	+	+	-	-
2	Красноуральская	O ₃ -S ₁	502	502-4	Бороздина Г.Н.	базальт спилитовидный	6550655	0334062	+	+	-	+	+	-	-
3	Красноуральская	O ₃ -S ₁	502	502-3	Бороздина Г.Н.	андезит-андезибазальт роговообманково-плагиофировый (субвулканит)	6550655	0334062	+	+	-	+	+	-	-
4	Красноуральская	O ₃ -S ₁	503	503-2	Бороздина Г.Н.	плагиориодацит роговообманково-плагиофировый	6550645	0334059	+	+	-	+	+	-	-
5	Красноуральская	O ₃ -S ₁	1008	1008-1	Глушков А.Н.	дацит-риодацит пироксен-плагиофировый	6579796	0341396	+	+	-	+	+	-	-
6	Красноуральская	O ₃ -S ₁	1007	1007-3	Глушков А.Н.	риодацит плагиофировый (гранит-порфир), жильный	6579575	0342104	+	+	-	+	+	-	-
7	Красноуральская	O ₃ -S ₁	1501	1501	Глушков А.Н.	плагиориодацит роговообманково-плагиофировый	6553336	0331277	+	+	-	+	+	-	-
8	Красноуральская	O ₃ -S ₁	1502	1502-1	Глушков А.Н.	плагиориодацит-дацит роговообманково-плагиофировый (субвулканит)	6550864	0334121	+	+	-	+	+	-	-
9	Красноуральская	O ₃ -S ₁	74	74	Бороздина Г.Н.	дацит (риодацит) пироксен-плагиофировый	6550079	0334323	+	+	-	+	+	-	-
10	Павдинская	S ₁	63	63	Бороздина Г.Н.	андезибазальт пироксен-плагиофировый, пористая лава	6555293	0328135	+	+	-	+	+	-	-
11	Павдинская	S ₁	65	65	Бороздина Г.Н.	дацит-риодацит роговообманково-плагиофировый	6553977	0328835	+	+	-	+	+	-	-
12	Павдинская	S ₁	1504	1504-2	Глушков А.Н.	андезибазальт пироксен-плагиофировый	6522985	0331073	+	+	-	+	+	-	-
13	Туринская	S ₂ -D ₁	9	9-1	Бороздина Г.Н.	трахиандезибазальт плагиофировый	6582269	0342417	+	+	-	+	+	-	-
14	Туринская	S ₂ -D ₁	37	37	Бороздина Г.Н.	монцодиорит жильный	6576903	0339980	+	+	-	+	+	-	-
15	Туринская	S ₂ -D ₁	47	47	Бороздина Г.Н.	монцодиорит-порфирит	6572714	0339901	+	+	-	+	+	-	-
16	Туринская	S ₂ -D ₁	78	78	Бороздина Г.Н.	трахит пироксен-плагиофировый	6551520	0336138	+	+	-	+	+	-	-
17	Туринская	S ₂ -D ₁	115	115-1	Бороздина Г.Н.	трахиандезит пироксен-плагиофировый	6520083	0338137	+	+	-	+	+	-	-
18	Туринская	S ₂ -D ₁	98074	98074/37	Глушков А.Н.	трахиандезит роговообманково-плагиофировый	6579556	0337255	+	+	-	+	+	-	-

№ п/п	Подразделение легенды (свита, комплекс)	Возраст	№ т.н.	№ пробы	Автор	Определение породы	Географическая привязка (координаты)		Вид проб и результаты аналитических исследований						
							X (м)	Y(м)	Образец	Шлиф/аншлиф	ПКСА	Силикатный анализ	ISP	AAA	Абсолютный возраст
19	Туринская	S ₂ -D ₁	1010	1010-1	Глушков А.Н.	трахиандезибаазальт пироксен-плагиофировый	6580113	0340000	+	+	-	+	+	-	-
20	Туринская	S ₂ -D ₁	1501	1501-1	Глушков А.Н.	трахиандезибаазальт роговообманково-пироксен-плагиофировый	6553336	0331277	+	+	-	+	+	-	-
21	Левинский	S ₁	68	68	Бороздина Г.Н.	лейкоплагиогранит м/з слабо катаклазированный	6553102	0332055	+	+	-	+	+	-	-
22	Левинский	S ₁	70	70	Бороздина Г.Н.	кварцевый диорит	6551218	0333906	+	+	-	+	+	-	-
23	Ауэрбаховский	D ₁	85	85	Бороздина Г.Н.	диорит	6551397	0337004	+	+	-	+	+	-	-
24	Западноверхисетский	C ₁	125	125	Бороздина Г.Н.	тоналит амфибол-биотитовый	6516655	0347144	+	+	-	+	+	-	+
25	Западноверхисетский	C ₁	126	126	Бороздина Г.Н.	тоналит биотит-амфиболовый	6516856	0344319	+	+	-	+	+	-	-
26	Верхисетский	C ₁₋₂	131	131	Бороздина Г.Н.	гранит м/з порфировидный катаклазированный	6516226	0357346	+	+	-	+	+	-	+
27	Верхисетский	C ₁₋₂	132	132	Бороздина Г.Н.	гранит биотитовый с-к/з пегматоидный	6518310	0355891	+	+	-	+	+	-	-
28	Верхисетский	C ₁	134	134-3	Бороздина Г.Н.	тоналит биотит-амфиболовый м/з разгнейсованный	6531815	0364074	+	+	-	+	+	-	-
29	Левинский	S ₁	1006	1006	Глушков А.Н.	диоритовый порфирит	6577538	0349978	+	+	-	+	+	-	-
30	Ауэрбаховский	D ₁	1020	1020	Глушков А.Н.	кварцевый диорит роговообманково-биотитовый	6528406	0374709	+	+	-	+	+	-	+
31	Западноверхисетский	C ₁	1023	1023	Глушков А.Н.	плагиогранит биотитовый лейкократовый	6516184	0342094	+	+	-	+	+	-	-
32	Ауэрбаховский	D ₁	2502	2502	Кошевой Ю.Н.	диоритовый порфирит (диорит) амфибол-плагиоклазовый	6550758	0339025	+	+	-	+	+	-	+
33	Восточно-уральский тектоногенный	D ₂ -P	128	128-2	Бороздина Г.Н.	амфиболит	6516255	0357207	+	+	-	+	+	-	+
34	Верхисетский	C ₁	134	134-1	Бороздина Г.Н.	диорит биотит-роговообманковый с-м/з	6531815	0364074	+	+	-	+	+	-	+
35	Бродовский подкомплекс	PR ₁	134	134-5	Бороздина Г.Н.	плагиогнейс биотит-амфиболовый	6531815	0364074	+	+	-	+	+	-	+
36	Бродовский подкомплекс	PR ₁	1021	1021-2	Глушков А.Н.	амфиболит	6528927	0373660	+	+	-	+	+	-	+

Электронное научное издание

**Бороздина Г. Н.
Глушков А. Н.
Кошевой Ю. Н.
и др.**

**ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000**

**Издание второе
Серия Среднеуральская
Лист О-41-VII (Верхотурье)
Объяснительная записка**

Редактор, корректор *А. А. Никонова*
Технический редактор, компьютерная верстка *Е. А. Поликова*

Подписано к использованию 25.12.2022. Тираж 50 дисков. Объем 1,25 б
Зак. 42115100

Всероссийский научно-исследовательский геологический
институт им. А. И. Карпинского (ВСЕГЕИ)
199106, Санкт-Петербург, Средний пр., 74

Записано на электронный носитель в Московском филиале ФГБУ «ВСЕГЕИ»
123154, Москва, ул. Маршала Тухачевского, 32А.
Тел. 499-192-88-88. E-mail: mfvsegei@mfvsegei.ru