

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ АГЕНТСТВО ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ
ДЕПАРТАМЕНТ ПО НЕДРОПОЛЬЗОВАНИЮ ПО УРАЛЬСКОМУ ФЕДЕРАЛЬНОМУ ОКРУГУ
ОТКРЫТОЕ АКЦИОНЕРНОЕ ОБЩЕСТВО «УРАЛЬСКАЯ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ»

ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
масштаба 1 : 200 000

Издание второе
Серия Северо-Уральская
Лист Р-40-ХVIII (Лопсия)

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

УДК [550.8:528](084.3M200)(470.53.54)

Г. А. Ильясова, С. Ю. Останин, Е. Н. Михалева и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Северо-Уральская. Лист Р-40-ХVIII (Лопся). *Объяснительная записка.* – М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 148 с. (Минприроды России, Роснедра, Уралнедра, ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция»).

Дается описание стратиграфии, интрузивных и метаморфических образований Западно-Уральской, Центрально-Уральской и Тагильской мегазон протерозоя–палеозоя, развитых на Северном Урале. Приведены сведения по тектонике, геоморфологии, истории геологического развития, гидрогеологии и геоэкологии. Дано систематическое описание полезных ископаемых территории, указаны закономерности их размещения, выделены перспективные площади.

Книга рассчитана на широкий круг специалистов, занимающихся региональной геологией.

Илл. 31, список лит. 129 назв., прил. 13.

Авторы

*Г. А. Петров, Г. А. Ильясова, Н. И. Тристан, С. Ю. Останин, Е. Н. Михалева, А. А. Жиганов,
В. В. Стефановский, Ю. Б. Пыжьбянов, Р. Я. Терлецкая, Т. А. Петрова, Ю. Л. Ронкин,
Н. М. Николаев*

Научный редактор *А. В. Жданов*

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

Рекомендовано к печати
НРС Роснедра

© Роснедра, 2017
© ОАО «УГЭСЭ», 2014
© Г. А. Ильясова, С. Ю. Останин, Е. Н. Михалева и др., 2014
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014
© Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017

ВВЕДЕНИЕ

Геологическое доизучение по объекту «ГДП-200 листа Р-40-ХVIII (Лопсийская площадь)» проводилось в период с 2010 по 2012 гг., после чего в 2013–2014 гг. производилась подготовка к изданию комплекта Госгеолкарты-200/2; все работы выполнялись за счет средств федерального бюджета. Организация-исполнитель работ – Открытое акционерное общество «Уральская геологосъемочная экспедиция», Григорьевская геологосъемочная партия.

Лист Р-40-ХVIII (3 850,7 км²) находится на территории Республики Коми (западная половина листа) и Ханты-Мансийского автономного округа (восточная половина).

Центральная часть площади расположена в осевой (водораздельной) части Урала, охватывая хребты Яны-Квот-Ньер и Мань-Квот-Ньер, в западной части расположены хребты Мань-Пупуньер и Яны-Пупуньер, в восточной – массив Ялпинг-Ньер. Склоны гор крутые – 10–20°, иногда до 35°. Максимальная высотная отметка площади относится к главной вершине хребта Яны-Квот-Ньер и составляет 1 126 м. Относительные превышения – 400–900 м. Рельеф межгорных впадин, разделяющих хребты и массивы, холмисто-увалистый с отметками 280–650 м. Минимальная высотная отметка (167 м) находится у впадения р. Мазапатья в р. Манья.

Речная сеть принадлежит бассейну рек Сев. Сосьва (рр. Лопсия, Манья, Бол. Сосьва и др.) и Печора (Юргинская, Мал. Порожня и др.). Восточная часть территории нередко заболочена. Долины рек неширокие, с довольно крутыми склонами. Питание их происходит за счет таяния снега, атмосферных осадков и грунтовых вод. В периоды сильных дождей уровень воды в реках резко повышается, и они представляют в это время существенную опасность при переправах.

Основная часть территории покрыта таежным лесом. Граница леса располагается на высоте 500–600 м над уровнем моря.

Климат района умеренно-континентальный, с теплым коротким летом (до +30 °С) и холодной (до –50 °С) продолжительной зимой (7–8 месяцев). Среднегодовая температура (по разным источникам) от –0,4 до –2,6 °С. Среднегодовое количество осадков – 420–700 мм (в отдельные годы до 800–900 мм), из них большая часть выпадает в виде дождей. Снежный покров устанавливается в конце сентября–октябре (в горах – в конце августа) и удерживается до середины мая (в горах – до июня–июля). Преобладающее направление ветров с запада на восток, средняя скорость – 2–4 м/с. Исходя из климатических условий, продолжительность полевого сезона не превышает 3,5 месяца – с середины июня до конца сентября.

Площадь характеризуется полным отсутствием населенности и дорог. Основные перевозки осуществлялись вездеходом.

Обнаженность района неравномерная: хорошо обнажены хребты и вершины гор, имеются коренные выходы по долинам рек и их притокам. Большие участки территории залесены и коренных выходов не имеют.

При подготовке комплекта Госгеолкарты-200 были использованы карты масштаба 1 : 200 000 предыдущего издания [97], материалы геологосъемочных, тематических, поисковых, геофизических и геохимических работ масштабов 1 : 25 000, 1 : 50 000 и 1 : 100 000.

В процессе ГДП-200 Лопсийской площади и подготовки к изданию комплекта Госгеолкарты-200/2 листа Р-40-ХVIII принимали участие сотрудники ОАО «УГСЭ» Г. А. Петров, Г. А. Ильясова, Н. И. Тристан, С. Ю. Останин, Е. Н. Михалева, Ю. Б. Пыжьянов, Р. Я. Терлецкая, А. А. Жиганов, В. В. Стефановский, Т. А. Петрова, Н. М. Николаев. Изотопно-геохронологическими исследованиями занимался Ю. Л. Ронкин (ИГГ УрО РАН). Лабораторные работы выполнялись в ОАО «УГСЭ» сотрудниками Григорьевской и Литолого-Стратиграфической партии Р. Д. Порожской, Н. А. Гаевой (изготовление и изучение шлифов и аншлифов, литологические, палинологические, микрофаунистические, минералогические исследования); в ООО «Опытно-методическая партия» – обработка проб; в ООО «Центральная

лаборатория» г. Оренбург – приближенно-количественный спектральный анализ; в лаборатории ЗАО ««Инвестиции и промышленность» г. Полевской – пробирный и атомно-абсорбционный анализы, химические анализы на Cu, Zn, Pb. Силикатные химические анализы, анализы методом ICP-MS редких, редкоземельных элементов и благородных металлов, микрозондовые анализы минералов проводились сотрудниками Института геологии и геохимии УрО РАН (В. В. Хиллер, В. Г. Гмыра, О. П. Лепихина и др.). Определение и описание микрофауны конодонтов и фаунистических остатков выполнялись к. г.-м. н., старшими научными сотрудниками Уральского геологического музея Г. Н. Бороздиной и В. А. Наседкиной.

Научный редактор комплекта Госгеолкарты-200/2 – А. В. Жданов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

По официальным источникам первые геологические исследования в районе листа Р-40-ХVIII начались с 1826 года. В 1828–1829 гг. в бассейне р. Печора поисковой партией, организованной купцом Верходоповым проведена разведка на золото. Затем геологическими исследованиями занимались правительственные экспедиции от горного департамента – Северная экспедиция под руководством горных инженеров Протасова, Стражевского, Чеглецова (1830–1843 гг.), вторая Северная экспедиция под руководством Е. С. Федорова и П. Р. Лебедзинского (1884–1889 гг.). В 1872 году Ф. Шишкин представил в Тобольский губернский статистический комитет карту северной части Уральского хребта.

Геологоразведочные работы активизировались в 30-х годах прошлого столетия. С 1932 по 1940 гг. по рр. Няйс, Иоутынья, Лопсия, Манья велись поиски россыпного золота Северо-Сосьвинской геолого-поисковой партией под руководством Н. А. Сирина. На основании этих работ впервые была составлена геологическая карта и подтверждена золотоносность большинства рек. В итоге отмечалось, что коренные месторождения золота связаны с толщей метаморфических сланцев, а повышенные содержания Au зафиксированы по реке Манья, Улятемя (левый приток р. Нахор), по притокам рек Сыня, в верховьях рек Печора, Ключик, Иоутынья и Няйс. В итоге Н. А. Сирин сделал вывод, что россыпи, несомненно, заслуживают постановки более детальных разведочных работ. В результате проведения геологосъемочных, поисковых и тематических работ С. Ф. Машковцева (1929 г.), А. Г. Китаева (1933–1934 гг.), А. Г. Бера (1938 г.), В. А. Варсановьева (1934 г.), Н. А. Сирина (1932–1935 гг.), Л. М. Дмитриева (1939 г.) были составлены геологические карты, разработаны стратиграфические схемы района масштаба 1 : 100 000, 1 : 200 000 и 1 : 500 000, выявлены проявления меди и других полезных ископаемых. Эти исследования заложили геологическую основу, которая в том или ином виде существует по сей день.

Проведение геофизических работ на площади началось в послевоенные годы. С 1948 г. в западной части площади П. А. Кукиным проведены магнитные съемки масштаба 1 : 200 000. Позднее магнитные съемки масштаба 1 : 50 000, 1 : 25 000, 1 : 10 000 проводились по всей площади и сопровождали геологосъемочные и поисковые работы. В дальнейшем по мере совершенствования аэрогеофизической аппаратуры и методики обработки получаемой информации площадь неоднократно перекрывалась аэрогеофизической съемкой (Шумов В. П., Буханов А. В., Чурсин А. В., Лукин В. Г. и др.) в 1979, 2003, 2004 и 2009 гг.

Гравиметрическая съемка масштаба 1 : 200 000 была выполнена впервые в 1963 г. под руководством В. А. Таганова на всей площади листа. В последующие годы проводились гравиметровые съемки масштаба 1 : 50 000 в помощь геологическому картированию Уфимцевым В. А. (1963 г.) [122], Крыловым И. Н. (1968 г.) [90], Абакумовым В. Г. (1968 г.) [61], Бодюльковым М. А., Крыловым И. Н. (1970 г.) [91], Севастьяновым Г. И. (1971 г.) [113].

Середина прошлого столетия характеризуется более углубленным изучением района. Проводятся геоморфологические съемки масштаба 1 : 100 000 (Е. Н. Баскова, 1960), петрографические и петрохимические исследования (Г. Б. Рудник, 1964–1965), поисковые и разведочные работы на медь, железо, золото и др. полезные ископаемые.

В 1965 г. была издана работа В. А. Лидера [95], где автор в ходе многолетних исследований провел подробное стратиграфическое расчленение мезозойских и кайнозойских отложений. В 1966 году картографическим путем создается Геологическая карта Урала масштаба 1 : 200 000, лист Р-40-ХVIII под редакцией И. Д. Соболева [97].

С 1968 года И. Н. Крыловым [90] начаты планомерные геологические съемки масштаба 1 : 50 000 с комплексом геофизических, геохимических и поисковых работ. Геохимические работы проводились в пределах перспективных участков. По результатам работ выделены наиболее перспективные участки Арбыньинский и Экипурья, на которых выявлены ореолы и точечные аномалии меди, свинца, цинка, бария.

М. М. Павловым с 1976 года велись геологосъемочные работы в пределах Нахорской площади – лист Р-40-60 [106] с комплексом геофизических, геохимических работ, в результате которых выделены перспективные участки с проявлениями цинка, меди, золота, а также аномалии меди, свинца, бария, цинка, молибдена по вторичным ореолам рассеяния.

Маньинской геолого-геофизической партией в 1967–1970 гг. (И. Н. Крылов) велись геологосъемочные и поисковые работы в бассейне р. Лопсия (листы Р-40-60-Б, Г) [91]. С 1969 по 1974 гг. под руководством Г. И. Севастьянова [113, 114, 115, 116] проводилось геологическое доизучение территории масштаба 1 : 50 000, поисковые и разведочные работы на золото. Детально были освещены вопросы геологического строения, впервые обнаружены золотоносные конгломераты нижнего ордовика, с присутствием в их цементе свободного кластогенного золота (до 5,0 г/т) и дана оценка перспектив площади на медь, железо, рудное и россыпное золото. Геохимические работы проводились в пределах перспективных участков, на которых выделены аномалии меди, цинка, свинца, серебра, молибдена.

Западная половина листа Р-40-ХVIII была покрыта геологическими съемками масштаба 1 : 50 000 под руководством Г. Ф. Проскурина (1976 г.) [112] – листы Р-40-59, Р-40-71-А, Б и (1974 г.) [111] – Р-40-71-В, Г. Проводились попутные поиски с применением геохимических работ, в результате которых выделены перспективные участки Водораздельный и Верхний Ключик с геохимическими аномалиями меди, золота, никеля, выявлены потоки рассеяния меди, свинца, золота.

В связи с открытием медно-колчеданных месторождений Тарньерского (1965 г.), Валенторского (1965 г.) и других особую актуальность приобрела проблема исследований района на медь. В 1966–1970 гг. в бассейнах рек Манья и Большая Сосьва были проведены поисковые работы на медь (В. Г. Абакумов, 1968 [61], 1970 [62]; М. П. Касаткин, 1969 [82]) в результате которых выделено два рудных тела с прожилково-вкрапленной медно-колчеданной минерализацией. Позднее в результате проведения геологосъемочных работ был выделен ряд участков перспективных на медно-колчеданное оруденение.

Для решения поисковых задач на отдельных участках (в восточной части листа) проведены детальные геофизические работы методами АМПП, АМ, МПП, ВП-СГ, ВП масштаба 1 : 10 000–1 : 25 000 под руководством Шумова В. П. (1979 г.) [129], Чуйкова Н. В. (1981 г.), Чернышова Е. А. (1984 г.) [123] и др.

В 1998–2001 гг. Е. В. Матвеевой (ЦНИГРИ) выполнены обобщающие работы по анализу золотоносности и оценке прогнозных ресурсов в пределах Северного и Приполярного Урала Ханты-Мансийского автономного округа. В результате установлены некоторые закономерности пространственного размещения золоторудных объектов, выделены перспективные площади, оценены прогнозные ресурсы золота и платины и их металлогенический потенциал, составлены карты прогноза на морфоструктурной основе масштаба 1 : 200 000 и 1 : 500 000 [99].

А. В. Бухановым и др. [67] в 2001–2003 гг. выполнен комплекс поисковых работ на Водораздельной и Предгорной площадях. В ходе работ составлены схематические геолого-геоморфологические карты, на основе которых создана карта прогноза рудной и россыпной золотоносности, выделены комплексные ореолы меди, золота, свинца, серебра, отмечены перспективные участки.

В 2006–2009 годах ФГУП «ИМГРЭ» проведены работы по объекту 102-35/06: «Создание геохимических основ и прогнозная геолого-геохимическая оценка ресурсного потенциала территории Приполярного и Полярного Урала (ЯНАО, ХМАО, Свердловская обл.)» (Терентьев Р. А., 2009) [120]. На территории листа Р-40-ХVIII проводилось площадное литогеохимическое опробование аллювиальных отложений, в результате которых выделены перспективные геохимические аномалии меди, свинца, золота, серебра, бария, цинка, молибдена.

При составлении геофизической основы в зоне проектируемой железной дороги Ивдель–Лабитнанги 2006–2009 гг. [124] ЗАО ГНПП «Аэрогеофизика» создана современная высокоточная аэрогеофизическая основа на базе съемок масштаба 1 : 50 000. На перспективных участках для локализации рудных районов (узлов) и полей в северной части Западно-Тагильской мегазоны проведены детальные работы 1 : 10 000 масштаба и заверочные (буровые и наземные геофизические) работы. Созданы карты масштаба 1 : 200 000 изолиний аномального магнитного поля, карты изолиний локальной составляющей магнитного поля, карты содержаний естественных радиоактивных элементов (урана, тория, калия). На основе комплексной интерпретации аэрогеофизических съемок масштаба 1 : 50 000 составлены: структурно-тектоническая и прогнозно-металлогеническая карты масштаба 1 : 200 000.

В 2007 г. под руководством В. П. Водолазской издан комплект Госгеолкарты-1000/3 листа Р-40 (Североуральск) [68]. В данной работе в рамках единой Легенды Уральской серии построены геологические карты, дана оценка прогнозных ресурсов и выделены перспективные площа-

ди на большой территории Северного Урала. Геологические представления, отраженные в комплексе Госгеолкарты листа Р-40, во многом легли в основу вновь созданного комплекта Госгеолкарты-200 листа Р-40-ХVIII.

В 2007–2009 гг. УГСЭ (ответственный исполнитель В. Г. Лукин) [98] проведены поисковые работы на Котлиинско-Луцоульинской площади, в результате которых было существенно уточнено геологическое строение площади, выделены перспективные геофизические и геохимические аномалии и пункты минерализации меди.

В рамках создания комплектов листов Госгеолкарты-200 первого поколения был издан лист Р-40-XXIV смежной к югу площади, который прошел апробацию в 1994 г. Госгеолкарты-200 листов Р-40-ХII, Р-40-ХVII, Р-41-ХIII не составлялись.

СТРАТИГРАФИЯ

В соответствии со структурно-формационным районированием Урала в составе рассматриваемой площади выделяются следующие мегазоны: Основание Уральской складчатой системы «Западный Урал», Западно-Уральская и Тагильская. Основание Уральской складчатой системы «Западный Урал» представлено областью накопления позднепротерозойских рифтогенных континентальных формаций – Ляпинская СФЗ (Хобеизско-Маньхамбовская подзона) и фрагмент допалеозойской осороводужной системы – Хордьюско-Конжаковская структурно-формационная зона (Конжаковская подзона). В составе позднекембрийско–каменноугольной Западно-Уральской мегазоны выделяются Бельско-Елецкая и Зилаиро-Лемвинская СФЗ, разрезы которых отличаются различными фаціальными условиями осадкообразования в пределах палеозойского континентального рифта, шельфа и батияльного склона пассивной континентальной окраины. Бельско-Елецкая зона представлена Михайловско-Вайгачской подзоной (Патокско-Уньинский район), для которой характерны комплексы осадочных пород, отлагавшихся в условиях континентального рифта в позднекембрийско–среднеордовикское время и среднеордовикско–раннесилурийские образования шельфа. В пределах Зилаиро-Лемвинской СФЗ выделяются Малопечорская, Тылайско-Чувальская и Салатимская подзоны. В обстановке континентального рифта в позднем кембрии–среднем ордовике формировались вещественные комплексы смешанной базальтоидно-терригенной формации Салатимской и раннеордовикские терригенные образования Тылайско-Чувальской подзон. В пределах склона пассивной континентальной окраины в раннем силуре–позднем девоне отлагались батияльные комплексы Малопечорской подзоны. Выделение в пределах Тагильской мегазоны Западно-Тагильской (Кумбинская подзона) и Восточно-Тагильской (Нахорская подзона) структурно-формационных зон отражают разные этапы становления островодужной системы. Зона сочленения Западно-Уральской и Тагильской мегазон представлена полимиктовым меланжем войкаро-кемпирсайского комплекса тектонитов.

Стратиграфическое расчленение геологических подразделений соответствует Легенде Северо-Уральской серии Госгеолкарты-200, утвержденной НРС ВСЕГЕИ в 2009 г. и последующим дополнениям к ней, а также утвержденным МСК унифицированным и корреляционным стратиграфическим схемам Урала. Мощности стратиграфических подразделений указываются в соответствии с Легендой Северо-Уральской серии Госгеолкарты-200. Все несоответствия существующей Легенде Северо-Уральской серии оформляются в качестве предложений по ее дополнению и изменению.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Верхнепротерозойские структурно-вещественные комплексы Ляпинской СФЗ занимают территорию в центральной части изучаемой площади. На земную поверхность выходят метаморфизованные образования позднего рифея–раннего кембрия. Они формируют высокогорный гольцовый столообразно-холмисто-увалистый рельеф с абс. отм. 500–1 100 м, склоны которого осложнены карами и трогами горно-долинного оледенения.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Пуйвинская свита (RF_2pv) на исследуемой площади на земную поверхность не выходит. Местоположение среднерифейских образований в составе земной коры отражено на прилагаемых геологических разрезах. Согласно Легенде Северо-Уральской серии в их состав входят метаморфизованные терригенные, карбонатные и вулканогенные породы. Взаимоотношения с залегающими стратиграфически выше верхнерифейскими образованиями хобеинской

свиты несогласные. Мощность предполагаемых на глубине образований пуйвинской свиты в соответствии с Легендой Североуральской серии Госгеолкарты-200 составляет 600–1 100 м.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Хобеинская свита (RF₃hb) выделена К. А. Львовым в 1956 г. Стратотипический разрез был описан на Приполярном Урале (р. Хобею). На изучаемой территории это наиболее древние образования, выходящие на земную поверхность. Они распространены в пределах Ляпинской СФЗ, где слагают ядерные части Маньхамбовской антиклинали и несколько мелких блоков в ее крыльях. Хобеинские образования прослеживаются в меридиональном направлении в виде полосы шириной 2–6 км практически на всем протяжении от южной до северной границы в западной половине территории. Залегание осложнено смещениями по тектоническим нарушениям северо-западного и северо-восточного направлений. Взаимоотношения с залегающими выше отложениями мороинской свиты согласные, что установлено в разрезах смежных территорий. На рассматриваемой площади их непосредственные контакты не наблюдаются. Стратиграфическим аналогом являются образования ишеримской свиты, распространенные южнее в пределах Ишеримского антиклинория. Обнаженность слабая. Разрозненные выходы наблюдаются, в основном, по водотокам и в верхних частях увалов.

В составе свиты выделяется осадочный комплекс, сформированный в седиментационных условиях внутриконтинентальных бассейнов с типичными для них терригенными образованиями – белыми, светло-серыми, реже темными кварцитопесчаниками, аркозовыми и известковистыми метапесчаниками, полосчатыми парасланцами, в основании иногда с линзами метаморфизованных гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Местами отмечается присутствие примеси углеродистого материала. В районе г. Тосемактатумп авторами съемочных работ масштаба 1 : 50 000 обнаружены метапесчаники, обогащенные примесью окисленного пирита в виде гнезд и тонких линз [112]. Выявляется трансгрессивный характер седиментогенеза: в нижней части преобладают грубозернистые породы, которые выше по разрезу следуют в чередовании с более мелкозернистыми породами. Отмечаются косослоистые текстуры.

Взаимоотношения с залегающими выше образованиями, не наблюдаются.

Для аркозовых метапесчаников и кварцитопесчаников характерна бластоосаммитовая структура. Обломочный материал окатан в различной степени, представлен преобладающим кварцем (до 80 % в аркозовых и около 100 % – в кварцитопесчаниках), альбитом, иногда шахматного строения. Характерны регенерационные структуры. Цемент лепидогранобластовой и гранобластовой структур, состоит из кварца (50–80 %), серицита (5–15 %), хлорита (0–10 %), карбоната (0–10 %), альбита, стильпномелана. Акцессорные минералы: пирит, сфен, эпидот, рутил, гранат, рутил, турмалин, циркон. Залегающие в основании разреза гравелиты и мелкогалечные конгломераты по составу сходны с описанными породами. Характерно присутствие в гравийном и галечном материале вишнево-красных и светло-серых кварцитов, кварцитопесчаников и жильного кварца, содержание обломков до 30 %.

Хлорит-серицит-кварцевые сланцы обладают лепидогранобластовой структурой, в различных соотношениях в них присутствуют кварц (10–80 %), серицит (10–80 %), хлорит (10–30 %), часты альбит, лейкоксен, гематит.

Породы метаморфизованы на уровне фации зеленых сланцев. Гидротермально-метасоматические процессы на данной территории проявлены в виде окварцевания.

По результатам ПКСА для пород хобеинской свиты характерны повышенные содержания, по сравнению с кларком земной коры, литофильных Zr (Кк 2,0), Cr (Кк 1,3); сидерофильных Sn (Кк 1,2). Вариации содержаний химических элементов незначительны. Образования свиты обеднены Mn, Sr, Ge, Co, V, Nb, Sc, Ni. Содержания остальных элементов находятся на околосларковом уровне.

Магнитное поле неоднородное. Отрицательные локальные аномалии характеризуются амплитудами от –100 до 400 нТл. В южной части распространения образований свиты прослежена положительная локальная аномалия до 500 нТл. Поле силы тяжести изменяется от значений –18 до 20 мГал. В северной части оно находится в зоне гравитационной ступени – имеется характерный переход через 0 и, в целом, ориентировано по направлению простираания пород. Для южной части характерны отрицательные значения поля силы тяжести, аномалии согласны простираанию пород.

Возраст образований хобеинской свиты установлен в соответствии с положением стратиграфически ниже мороинской свиты, содержащей микрофоссилии верхнерифейского комплекса [93].

Мощность свиты 500–1 000 м.

Мороинская свита (RF_3mr) выделена В. Н. Малашевским в 1961 г. на рр. Морою и Нярт-Сюю как нижняя часть маньинской свиты К. А. Львова. Ее структурно-формационная принадлежность и структурно-тектоническое положение аналогичны хобеинской свите с тем отличием, что сланцы мороинской свиты залегают в крыльях Маньхамбовской антиклинали и осложняются тектоническими нарушениями различного направления. Накопление мороинских отложений происходило в условиях внутренних бассейнов в постхобеинское время. С образованиями подстилающей хобеинской и залегающей выше саблегорской свит они имеют согласные, без перерывов взаимоотношения, участками осложненные тектоническими нарушениями. В западном крыле антиклинория образования свиты граничат с ордовикскими осадочными толщами Бельско-Елецкой СФЗ, контакты имеют тектонический характер. Обнаженность территории распространения мороинских образований слабая, они прослеживаются в разрозненных фрагментах разреза. В составе свиты присутствуют темно-серые и серо-зеленые сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевого состава с различными соотношениями компонентов, иногда с примесью углеродистого материала, филлитовидные сланцы. В единичных случаях отмечаются прослои песчаных известняков (р. Печора в районе устья руч. Средний Ключик).

Серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы – наиболее типичные для разрезов свиты на исследуемой площади, – серые, зеленовато- и розовато-серые породы, обладающие бластоалевритовой, бластосаммитовой, лепидогранобластовой структурами; текстуры сланцеватые и плейчатые. Основные породообразующие минералы – кварц, альбит, серицит, хлорит – имеют различные соотношения. Кварц и серицит являются постоянными компонентами, альбит и хлорит нередко отсутствуют или содержатся в незначительных количествах. Иногда присутствуют примесь карбоната – не более 5 % или тонкодисперсный гематит, придающий окраску породе. Акцессорные минералы: лейкоксен, апатит, магнетит, сфен, гранат, турмалин. Для углеродсодержащих сланцев характерны полосчатая и линзовиднополосчатая текстуры: углеродистый материал составляет до 10 %, постоянно присутствует вкрапленность пирита до 1–2 %. Песчаные известняки – грубо рассланцованные породы, сложенные кальцитом (до 90 %) и кварцем, акцессорный минерал – гранат.

Породы характеризуются высокой степенью смятия с образованием дислокаций различного порядка и морфологии, часты изоклинальные, запрокинутые складки, плейчатость и срывы. Уровень метаморфизма соответствует фации зеленых сланцев. Гидротермальные процессы распространены широко и проявлены в виде окварцевания в тектонически ослабленных зонах.

По результатам ПКСА для пород мороинской свиты характерны повышенные содержания, по сравнению с кларком земной коры, халькофильных элементов Zn (Кк 1,7); сидерофильных Sn (Кк 1,3) при незначительной изменчивости их содержаний. Породы свиты обеднены Sr, Ni, Nb, Cr, Ba. Содержания остальных элементов находятся на околочларковом уровне.

Полям распространения образований мороинской свиты соответствует сложное отрицательное магнитное поле, с локальными аномалиями амплитудой от –100 до –400 нТл. В северной части направление силовых линий магнитного поля соответствует простиранию горных пород и находится на контакте с положительной частью магнитного поля. В поле силы тяжести северная часть поля распространения свиты находится в градиентной части поля амплитудой от –13 до 30 мГал. Южная часть расположена преимущественно в отрицательной части градиентной зоны поля силы тяжести амплитудой от 5 до –23 мГал.

В описываемом районе свита фаунистически не охарактеризована. Позднерифейский возраст установлен в соответствии с находками комплекса микрофоссилий в Торгово-Патокском районе Приполярного Урала [80].

Мощность мороинской свиты 1 500–2 000 м.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ–НИЖНИЙ ВЕНД

Саблегорская свита (RF_3-V_1sb) первоначально была выделена В. Н. Малашевским в 1961 г. как возрастной аналог верхней толщи маньинской свиты К. А. Львова. Позже в состав свиты были включены вулканогенные образования, представленные эффузивами основного состава и их туфами, ранее относимые к мороинской свите. Саблегорские вулканиты слагают крылья Маньхамбовской антиклинали: залегая в восточном крыле, они образуют полосу, которая непрерывно прослеживается от северной до южной рамки площади при ширине, изменяющейся от 3 до 10 км; в западном крыле структуры они образуют разобщенные блоки. Взаимоотношения со смежными образованиями преимущественно тектонические, на отдельных участках со значительным перерывом в стратификации они перекрываются грубозернистыми осад-

ками раннеордовикской тельпосской свиты, с востока по Присалатимскому взбросо-надвику граничат с вещественными комплексами Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Распространение этих образований преимущественно тяготеет к увалам с высотными отметками 600–900 м, где они обнажаются в виде разрозненных коренных выходов, склоны увалов обычно перекрыты глыбовым курумом. Также их можно наблюдать в скальных выходах в урезах речных долин. Восточная полоса распространения охватывает горы Атертумп, Нейлентумп, Атынгаух, Печерья-Тальяхчахль, Янывандерсяхал, на западе вулканиты слагают склоны г. Койп, хр. Яныпупунер, выходят в урезах рр. Ичетляга, Печора и Мал. Порожня.

Саблегорские образования представлены терригенно-базальт-риолитовым парагенезом, развивающимся в геодинамических условиях континентального рифта. В составе свиты преобладают метаморфизованные базальты, андезибазальты, андезиты, риодациты, риолиты, трахириолиты, значительно реже встречаются трахибазальты, дациты, метаморфизованные туфы, туффопесчаники, кластолавы. В восточной части отмечаются прослой серицит-кварцевых сланцев.

Типы разрезов северной и южной частей их распространения, на рассматриваемой территории, существенно разнятся. В северной части они контрастные по составу – среди метабазальтов присутствует значительное количество метаморфизованных риолитов вероятно как лавовой, так и субвулканической фаций (район гг. Атертумп, Нейлентумп, Атенгаух), их количественные соотношения изменчивы. Так, например, по делювиально-элювиальным развалам и немногочисленным небольшим коренным выходам в разрезе северного склона г. Атенгаух при приблизительном подсчете наблюдается около 60 % метариолитов и 40 % метавулканитов основного состава, а в районе г. Атертумп в разрезах по скважинам поисковых работ на железо преобладают метабазальты [94]. Другие виды пород присутствуют в резко подчиненном количестве. В южных разрезах состав пород более разнообразен, кроме метаморфизованных базальтов и риолитов отмечается значительное количество андезитов, дацитов, туфов разного состава.

Метаморфизованные риолиты – породы тонкой плоскопараллельной сланцеватой текстуры, афировой и бластопорфировой структуры, состоят из тонкозернистого агрегата кварца и альбита с незначительной примесью тонкочешуйчатого серицита или хлорита, часто с примесью магнетита (до 5 %), иногда стильпномелана; вкрапленники представлены кислым плагиоклазом и кварцем. Метабазальты имеют бластопорфировую структуру с вкрапленниками альбитизированного плагиоклаза размерами до 1 мм (до 10 %), иногда сохраняются элементы миндалекаменной и (или) порфировой структуры. Основная ткань лепидогранобластовой и нематолепидогранобластовой структуры состоит из альбита, хлорита, эпидота, актинолита, нередко присутствуют серицит, магнетит, карбонат, вторичный кварц. Карбонат часто образует прожилки, ориентированные субпараллельно сланцеватости. Метаморфизованные андезиты по структурно-текстурным особенностям сходны с метабазальтами, вкрапленники альбитизированного плагиоклаза размерами до 1,5 мм составляют 10–15 %, основная масса состоит из альбита, эпидота, хлорита, кварца, актинолита. Метаморфизованные туфы кислого состава обладают кристаллокластической структурой. Угловатые обломки представлены кварцем и плагиоклазом (20–40 %), цемент лепидогранобластовой микроструктуры состоит из округлых и угловатых зерен кварца (до 60 %), альбита (до 20 %), серицита, иногда присутствуют карбонат и хлорит.

По химическому составу метавулканиты из разных частей изучаемой территории достаточно отчетливо различаются. Базальты северного ареала распространения саблегорской свиты (район гг. Атертумп, Нейлентумп, Атынгаух) – умереннощелочные высоко- и среднетитанистые породы К-Na серии, с высокими содержаниями РЗЭ. Для риолитов и дацитов района г. Атертумп также характерны высокие содержания РЗЭ, Nb, Zr, Y, Ag, принадлежность к К-Na и К-сериям. На диаграмме Rb-Sr (Condie, 1979) вулканиты северного ареала попадают в область магматитов, формировавшихся в пределах коры мощностью не менее 20–30 км. На многих дискриминационных диаграммах точки составов этих пород попадают в поля вулканитов континентальных рифтов. На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb (рис. 1) точки составов вулканитов района г. Атертумп расположились вблизи эталона внутриплитных базальтов, часть из них демонстрирует еще более высокую степень обогащенности торием и танталом, что характерно для рифтовых магматитов. Подобные геохимические характеристики имеют и вулканические породы из района р. Мал. Порожня.

Для метавулканитов юго-восточного ареала распространения саблегорской свиты (район истоков рр. Щеголихинская, Юргинская, Котлия и Большая Сосьва) характерно преобладание базальтов натриевой серии, с нормальной щелочностью, низким и умеренным содержанием титана. На диаграмме Rb-Sr (Condie, 1979) эти вулканиты попадают в область магматитов, формировавшихся в пределах коры мощностью 15 км и менее. На дискриминационных диаграммах (в том числе и на диаграмме Tn/Yb-Ta/Yb) точки составов вулканитов юго-восточного ареала чаще всего попадают в поля островодужных магматитов (рис. 1).

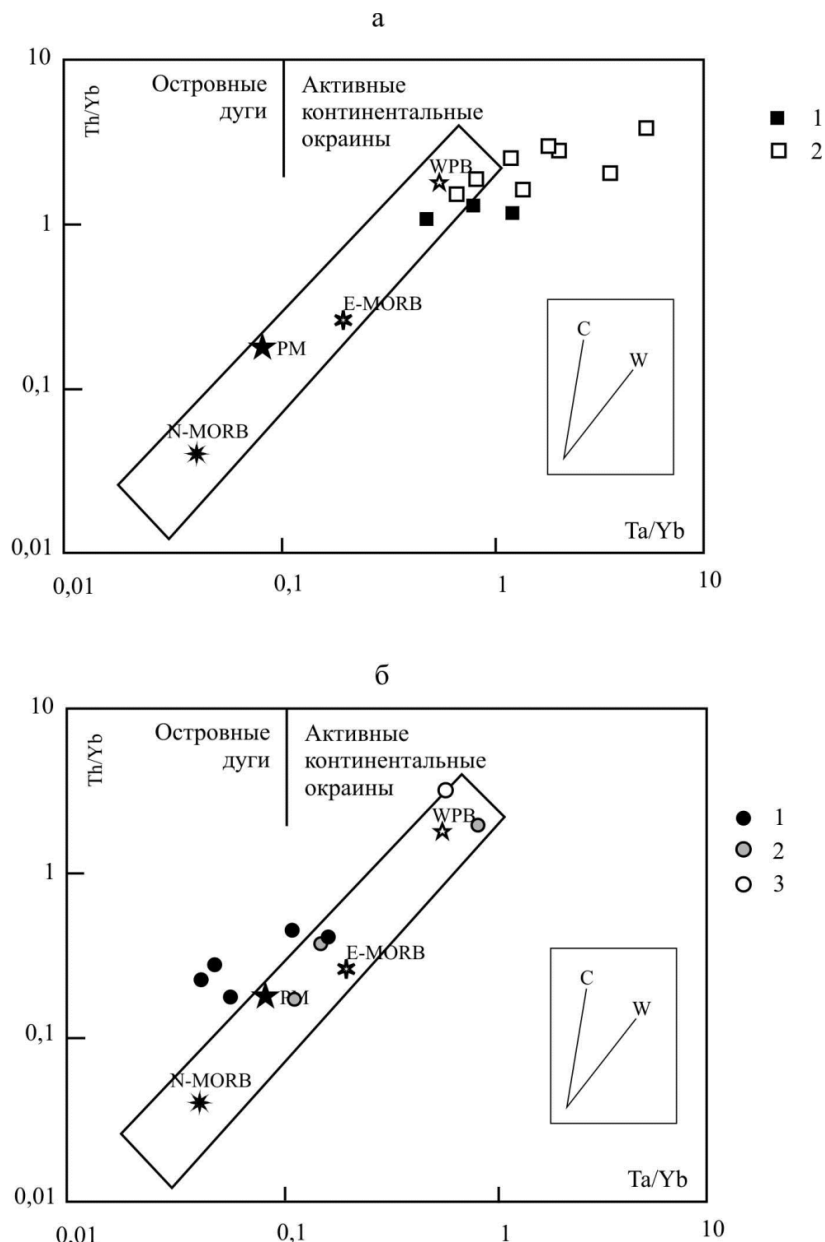


Рис. 1. Диаграмма Th/Yb–Ta/Yb для вулканитов саблегорской свиты.

а – породы северного ареала: 1 – метабазальты, 2 – метарйолиты; б – вулканиты и субвулканиты юго-восточного ареала: 1 – метабазальты, 2 – метадолериты (из даек), 3 – метарйолит.

По результатам ПКСА для пород саблегорской свиты характерны повышенные содержания, по сравнению с кларком земной коры, халькофильных элементов Zn (Кк 2,1), Pb (Кк 1,5); литофильных Zr (Кк 1,5), Mn (Кк 1,2); сидерофильных Sn (Кк 1,4). Вариации содержаний химических элементов незначительны, кроме Pb, Cu, Ag. Образования свиты обеднены Ni, Nb, Mo, Ba, Sr, Cr, Ge. Содержания остальных элементов находятся на околокларковом уровне.

Область распространения образований свиты характеризуется сложным магнитным полем, наличием как положительных локальных аномалий амплитудой от 0 до 2 000 нТл, так и отрицательных с амплитудой –300 нТл. Высокоградиентный характер магнитного поля обусловлен неравномерными концентрациями магнетита во всех породах свиты, независимо от их состава. Направление силовых магнитных линий в восточной части распространения соответствует меридиональному простиранию пород, в западной части ориентировано в северо-западном направлении. В гравитационном поле восточная часть этих образований находится в положительной градиентной зоне амплитудой от 0 до 45 мГал. Направление силовых линий северо-западное в отличие от меридионального простирания свиты. Северо-западная ориентировка магнитного и гравитационного полей, очевидно, обусловлена проявлением первичных структур тиманского заложения. Западная часть распространения саблегорских образований находится в

отрицательной части поля силы тяжести: на севере градиентная зона поля составляет от -3 до -20 мГал, южная часть – в градиентной зоне между двумя локальными аномалиями с амплитудой от -13 до -20 мГал. Риолиты четко выделяются в гамма-поле положительными значениями, а в гравитационном поле – отрицательными. Базальтоидам соответствуют пониженные значения гамма-поля и повышенные – гравитационного и магнитного полей. Распространение риолитов сопровождается аномалиями содержаний калия, тория и урана, выявленными аэрогаммаспектрометрическими методами. Данные спектрального и ICP-MS – анализов также подтверждают наличие высоких содержаний Th (до 32,4 г/т) и U (до 5 г/т).

Метаморфизм образований саблегорской свиты не превышает уровень зеленосланцевой ступени. Гидротермально-метасоматические изменения выражаются в процессах окварцевания, серицитизации, эпидотизации. Характерно неравномерное развитие метаморфогенно-гидротермального магнетита в различных породах, наибольшей концентрации достигающей в метабазах (до 10–15 %) [94]. Наблюдаются различия в степени метаморфизма и структурно-тектонической переработки для метавулканитов северного (район г. Атертумп) и южного (истоки р. Бол. Сосьва, р. Печора) ареалов. В северной части территории листа Р-40-ХVIII степень структурно-тектонической переработки относительно невысока – здесь почти всегда удается наблюдать реликты первичных магматических структур и текстур; в южной части территории вулканиты превращены в сильно перемятые метаморфические сланцы, часто без реликтов первичных структур и минералов.

Возраст образований саблегорской свиты, установленный различными радиологическими методами, существенно различается. Выделяется несколько групп датировки вулканитов. Позднерифейский возраст, определенный U-Pb – методом по цирконам из кислых эффузивов Малопаатокского района Приполярного Урала, составляет 642 млн лет (Червяковский, 1992), вендский возраст, установленный этим же методом, в вулканитах хребта Малды-Нырды – 586 ± 12 млн лет [7] и 550 млн лет (Белякова Л. Т., 1972), методом термоионной эмиссии свинца по цирконам из риолитов того же хребта получены кембрийские датировки – 519 ± 17 млн лет (Соболева А. А., 1995).

При проведении ГДП-200 и подготовке к изданию комплекта Госгеолкарты-200 листа Р-40-ХVIII авторами были получены следующие результаты изотопно-геохронологических исследований: изучение цирконов из проб метабазальтов (5059) и метариолитов (2060) северного ареала распространения вулканитов саблегорской свиты методом LA-ICPMS в лаборатории Institut für Geowissenschaften Fachbereich Mineralogie-Petrologie und Geochemie, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt am Main, Deutschland под руководством доктора А. Гердеса показало следующие результаты: в метариолитах было обнаружено 2 кластера значений возраста – $583 \pm 4,3$ млн лет ($n=5$, СКВО=0,55) и $494,7 \pm 4,9$ млн лет ($n=3$, СКВО=1,07). Более детальное изучение показало, что на графике изохронной зависимости можно построить линию дискордии с нижним пересечением 478 ± 150 млн лет и верхним – 591 ± 150 млн лет (большие значения доверительных интервалов связаны с небольшим отклонением линии дискордии от конкордии). Эти данные свидетельствуют в пользу того, что кристаллизация риолитов происходила в венде, а в позднем кембрии–раннем ордовике сформировалась вторая генерация цирконов, вероятно связанная с тектоно-метаморфическим событием. Значения U-Pb изотопных отношений в цирконах из метабазальтов находятся не на линии конкордии (рис. 2), что свидетельствует о нарушении изотопной системы. Построение линии дискордии дало цифру 547 ± 25 млн лет ($n=12$, СКВО=0,75), которая, вероятно, соответствует возрасту кристаллизации базальтов (рис. 2). В южной части листа Р-40-ХVIII методом LA-ICPMS были проанализированы цирконы из метабазальта из района устья р. Мал. Порожня (проба 7106-3). Почти все полученные значения изотопных отношений образуют один кластер (рис. 3) с возрастом $494,8 \pm 2,8$ млн лет ($n=33$, СКВО=1,2).

Полученные нами результаты изотопно-геохронологических исследований подразумевают два варианта интерпретации: либо в составе саблегорской свиты на территории листа Р-40-ХVIII присутствуют разновозрастные (вендские и позднекембрийские) вулканиты, либо позднекембрийская датировка метабазальтов южной части площади (практически совпадающая с возрастом «молодого» кластера в риолитах северного ареала – $494,7 \pm 4,9$ млн лет) отражает возраст эпохи метаморфизма, а не кристаллизации базальтов. По нашему мнению, вопрос о возрасте метавулканитов, относимых к саблегорской свите, требует дальнейшего изучения.

Мощность свиты 500–2 200 м.

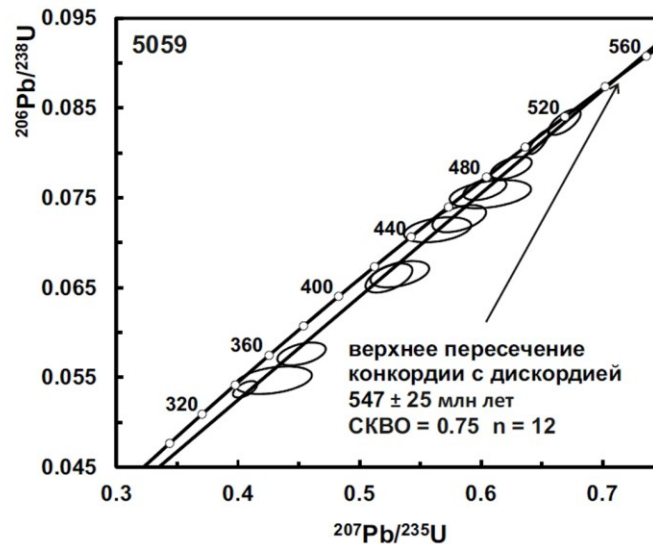


Рис. 2. Результаты изотопно-геохронологических исследований метабазальта из северного ареала саблегорской свиты (проба 5059).

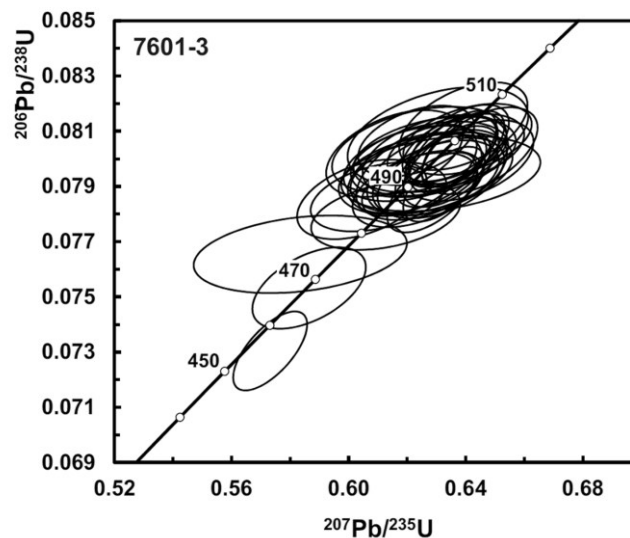


Рис. 3. Результаты изотопно-геохронологических исследований метабазальта из южного ареала саблегорской свиты (проба 7601-3).

ПАЛЕОЗОЙ

Палеозойские образования занимают большую часть изучаемой территории. Их формирование происходило в различных условиях в пределах рифтогенной пассивной континентальной окраины, субокеанического бассейна и островных дуг.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ–НИЖНИЙ ОРДОВИК

Саранхапнёвская свита (C_3-O_1sr) выделена К. А. Львовым в 1959 г. на г. Саранхап-Нёр (восточный склон Приполярного Урала) как латеральный аналог тельпосской свиты. Ее образования занимают крайнее западное положение в пределах Присалатимского пакета пла-стин и входят в состав Салатимской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ, отвечающей обстановке континентального рифта. Породы залегают в блоке, вытянутом в меридиональном направле-нии на расстояние около 22 км от северной рамки площади до истоков р. Тосемтоу, где они выклиниваются. Ширина блока до 3,5 км. Саранхапнёвские образования протягиваются вдоль западного склона Главного Уральского водораздела вблизи его гребневой части, пересекают истоки гидрографической сети бассейна р. Печора и на южном окончании смещаются на во-

сточный склон водораздела. Для них характерны склоновый и пологовершинный рельеф, разрозненные скальные выходы в урезах рек и на водоразделах, развитие глыбового элювиального и пролювиального материала. Взаимоотношения с образованиями саблегорской и хомасьинской свит тектонические, границами являются соответственно Присалатимский и сопряженный ему с востока разлом, имеющие восточное падение и сложное кинематическое развитие. В стратотипической местности взаимоотношения с хомасьинской свитой согласные, переход между ними постепенный.

Свита представлена комплексом пород, в составе которых преобладают метатерригенные породы: кварцитопесчаники, метаморфизованные полевошпат-кварцевые песчаники, гравелиты, прослои и линзы кварцевых конгломератов, серицит-кварцевые, хлорит-серицит-альбит-кварцевые, мусковит-лейкоксен-кварц-хлоритовые и подобные им сланцы. Встречаются редкие маломощные прослои аповулканогенных сланцев эпидот-альбит-хлоритового состава по базальтам и, возможно, вулканогенно-осадочным породам. Породы интенсивно дислоцированы.

Кварцитопесчаники имеют бластосаммитовую и гетеробластовую, гранобластовую, зубчатую и мозаичную структуры; массивную, сланцеватую или очковую текстуру; иногда содержат примесь зерен гравийной размерности; состоят из кварца (90–100 %), серицита (до 10 %), хлорита (0–5 %), полевого шпата (0–5 %). Встречаются магнетитсодержащие разности (до 5 %), отмечается примесь лимонитизированного пирита до 1 %, гематита, лейкоксена. Серицит-хлорит-кварцевые сланцы отличаются от кварцитопесчаников более значительным содержанием серицита (до 30 %), имеют в составе хлорит (до 10 %), лейкоксен, карбонат; а метаморфизованные полевошпат-кварцевые песчаники и гравелиты – значительную примесь плагиоклазов. Менее метаморфизованные разности имеют довольно хорошо окатанный обломочный материал. Кварцевые конгломераты образуют маломощные прослои и линзы среди кварцитопесчаников, распределены в разрезе неравномерно. Они имеют буровато- и зеленовато-серый цвет, содержат 20–30 % гальки кварца и кварцитопесчаников хорошей окатанности размерами до 6 см, часто уплощенной формы; цемент мономинеральный или серицит-кварцевый. Метавулканиты представляют собой сланцы эпидот-хлорит-альбитового состава с различными соотношениями компонентов, иногда содержат актинолит, в динамически напряженных зонах – стильпномелан, из рудных минералов обычны титаномagnetит, часто лейкоксенизированный, иногда гематит.

Фация метаморфизма зеленосланцевая.

Для пород саранхапнёрской свиты характерны повышенные содержания, по сравнению с кларком земной коры, элементов халькофильной группы Zn (Кк 1,3), Ag (Кк 1,2); литофильной группы Zr (Кк 2,0); сидерофильной группы Sn (Кк 1,3) при значительной изменчивости содержаний Zn, Cu, Pb, Mn. Пониженные содержания характерны для таких элементов, как Sr (Кк 0,3), Mn (Кк 0,3), Nb (Кк 0,3), Ni (Кк 0,4), Co (Кк 0,4). Содержание остальных химических элементов близко к кларку.

Возраст свиты принят согласно Легенде Северо-Уральской серии [93]. В бассейне р. Нелка-Юган на восточном склоне Приполярного Урала в филлитовидных сланцах вулканогенно-осадочной толщи, сопоставлявшейся с верхами саранхапнёрской свиты, Н. П. Игнатовым собрана и Н. Я. Анцыгиным определены (1988 г.) трилобиты: *Geragnostus daedalus* Ancigin (in coll.), *Euloma* sp. 1, *Macropyge fastigata* Ancigin (in coll.), *Asaphellus nelkajugensis* Ancigin (in coll.), коррелируемые с фауной куагачского и верхов колнабукского горизонтов раннего ордовика.

Мощность саранхапнёрской свиты 2 000–2 500 м.

ОРДОВИК

Тельпосская свита (O₁tl) выделена К. А. Львовым на г. Тельпос-Из (Приполярный Урал) в 1939 г. Она является фациальным аналогом хапхарской свиты Среднего Урала и обеизской свиты Кожимского района Приполярного Урала. Образование тельпосской свиты распространены в западной части площади в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ (Патокско-Уньинский район). Они залегают с угловым и структурным несогласием на верхнерифейских метаморфитах разного стратиграфического уровня и согласно перекрываются терригенными породами хыдейской свиты среднего ордовика. В структурном плане они занимают положение у восточной периферии Косью-Вишерского моноклинория, а также вскрываются в ядрах небольших антиклинальных структур. В пределах Маньхамбовской антиклинали они образуют ряд эрозионных останцов. Здесь они занимают верхние части увалов с высотными отметками 500–900 м – г. Торрепорреиз, хребты Мань-Пупуньер, Яны-Пупуньер

и др. Образования тельпосской свиты представлены метаморфизованными терригенными породами. В их составе преобладают кварцевые песчаники и алевролиты, конгломераты, серицит-кварцевые, иногда филлитовидные сланцы, ритмично переслаивающиеся между собой. В подошве залегают грубообломочные породы: кварцевые и полимиктовые конгломераты, аркозовые и кварцевые гравелиты и песчаники. В смежных районах известны горизонты перемытых кор выветривания. Распространение аркозовых терригенных образований тельпосской свиты пространственно сопряжено с массивами гранитоидов сальнёрско-маньхамбовского комплекса позднего венда–кембрия, которые они перекрывают (Торрепорреизский и Ыджидлягский массивы).

Конгломераты валунно-галечные и галечные метаморфизованные состоят из окатанного в различной степени обломочного материала кварца, кварцитопесчаников, кварцитов. Размеры обломков 1 до 30 см. Цемент гранобластовый и лепидогранобластовый, в составе: кварц, серицит, иногда хлорит, эпидот. Кварцитопесчаники серого цвета, структура микрогранобластовая, текстура массивная и сланцеватая. В составе: кварц (до 90 %), серицит, иногда хлорит. Метаморфизованные аркозовые гравелиты и песчаники серого и розовато-серого цвета. Размеры обломков до 1 см, представлены кварцем, кварцитопесчаниками, кислым плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, встречаются обломки гранитов. Цемент лепидогранобластовый порового базального типа составляет от 20 до 60 % породы, состоит из кварца, альбита, микроклина, серицита, хлорита, в незначительном количестве присутствуют рутил, циркон, апатит, иногда монацит. Породы интенсивно тектонизированы, рассланцованы, смяты, иногда превращены в бластокатаклазиты. Повсеместно отмечаются метасоматические изменения: окварцевание, мусковитизация. На участках, сопряженных с массивами гранитов, аркозовые песчаники и гравелиты характеризуются комплексом аномалий гамма-поля и содержаний урана и тория (U до 11,9 г/т, Th до 108,9 г/т) [46]. Этот факт, вероятно, свидетельствует о роли гранитоидов как возможных источников сноса обломочного материала, в том числе уран- и торийсодержащих минералов. По аналогии можно предполагать о существовании нескрытого интрузива гранитоидов в привершинной части г. Яньпупунер, где распространены псефиты аркозового состава с выраженными аномалиями гамма-поля и содержаний К. Площадь аномалий составляет в среднем 20–25 км².

Фация метаморфизма зеленосланцевая.

По результатам ПКСА для пород тельпосской свиты отмечается накопление литофильных элементов Zr (Кк 2,0), Yb (Кк 1,1); сидерофильных Sn (Кк 1,4). Породы свиты обеднены Mn, Sr, Ni, Co, V, Cu, Ge, Nb, Mo, Pb, Cr. Содержания остальных элементов находятся на околосреднем уровне.

Поля распространения образований свиты находятся в отрицательной части слабоградиентного магнитного поля от –60 до –500 нТл. Гравитационное поле имеет ступень от –5 до +5 мГал. В целом гравитационное и магнитное поле совпадают по направлению с простиранием свиты.

В пределах изучаемой площади фаунистические остатки в образованиях тельпосской свиты не обнаружены. В верхах свиты за пределами исследуемой территории встречены остатки *Angarella* sp., свидетельствующие об аренигском возрасте этой части разреза; нижняя часть свиты условно отнесена к тремадоку [68].

Мощность свиты 1 100–1 600 м.

Хапхарская свита ($O_{1-2}hp$) выделена на хребте Хапхар-Не-Тумп (Северный Урал). На территории листа она присутствует в виде небольшого контура размерами 1,5×0,8 км², расположенного у южной рамки площади вблизи устья р. Маньская Волосница, и входит в состав Тылайско-Чувальской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Породы залегают с угловым и стратиграфическим несогласием на сланцах мороинской свиты, с севера и востока прорваны штоком гранодиоритов саклаимсорского комплекса.

Породы, с долей условности относимые к хапхарской свите, представлены зеленовато-серыми, фиолетово-зелеными алевролитами с тонкими прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников и линзами пестро окрашенных конгломератов. Алевролиты состоят из оскольчатых зерен кварца и полевого шпата с примесью хлорита, серицита, эпидота, актинолита; цемент базальный глинистый. Песчаники состоят из обломочков кварца, плагиоклаза, аргиллитов, реже алевролитов различной окатанности, характер цемента подобен алевролитам. Конгломераты темно-серого цвета гравийно-галечные с размерами обломков от 1 до 5 см, обломки слабо сортированные, хорошо окатанные, составляют 70–80 % породы. В составе обломков: кварциты, серицит-кварцевые сланцы, алевролиты, зеленокаменные породы, долериты, гранитоиды, жильный кварц. Цемент поровый, соприкосновения, участками базальный песчано-

глинистый. Данные образования не содержат органических остатков, не исключено, что они имеют более древний возраст и относятся к саблегорской или лаптопайской свитам.

Мощность хапхарской свиты 150–950 м.

Хомасьинская свита ($O_{1-2}hm$) выделена в 1958 году К. А. Львовым. Свое название свита получила по р. Хомасью на восточном склоне Приполярного Урала, где она связана постепенными переходами с подстилающей саранхапнёрской и перекрывающей польинской свитами. На изучаемой площади характер взаимоотношений с выше- и нижележащими стратонами тектонический. На площади листа Р-40-ХVIII свита образует широкую полосу меридионального простирания шириной 5–8 км. С запада она контактирует с образованиями саранхапнёрской и саблегорской свит, с востока – с нерасчлененными хомасьинской и польинской свитами.

Описываемые образования охватывают территорию со среднегорным рельефом с высотными отметками увалов 500–700 м, вдоль западной границы их распространения протягиваются хребты Главного Уральского водораздела – Яны-Квот-Ньер, Мань-Квот-Ньер, г. Иоутхури с высотными отметками 825–1 096 м. Здесь берут начало реки бассейна р. Обь: Лопсия, Манья, Луцоуля, Котлия, Бол. Сосьва. Обнаженность неравномерная. Склоны и вершины хребтов и увалов преимущественно скрыты под глыбовыми осыпями, среди которых обнажаются отдельные скальные выходы пород. Хорошая обнаженность отмечается участками во врезках рек.

В строении свиты принимают участие разнородные по составу сланцы – серицит-хлорит-альбит-кварцевые, (амфибол)-эпидот-хлорит-альбитовые с различными соотношениями компонентов, в прослоях – кварцитопесчаники и филлиты. Серицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы зеленовато-серого, серого цвета; структура бластоалевритовая, бластопсаммитовая и гетеробластовая; текстура полосчатая, обусловленная чередованием метаморфогенных слоев хлорит-серицитового и альбит-кварцевого составов. Соотношение основных минеральных компонентов переменное. Часто присутствуют карбонат, лейкоксен, стильпномелан, эпидот. Кварцитопесчаники белые, иногда с различными оттенками цвета, структуры гранобластовая, мозаичная и зубчатая, иногда с реликтами базальной, текстура сланцеватая; кроме кварца содержат в незначительных количествах серицит или мусковит, иногда карбонат, хлорит.

Сланцы амфибол-эпидот-хлорит-альбитовые содержат переменное количество минеральных компонентов, амфибол часто отсутствует. Для этих пород характерны сланцевые, пятнистые, иногда полосчатые, редко сохраняются миндалекаменные текстуры. Структуры нематогранобластовые, фиброгранобластовые и бластопорфиоровые. Амфиболы преимущественно относятся к группе актинолита, реже встречаются винциты, глаукофаны, барруазиты и роговые обманки (см. главу «Магматизм и метаморфизм»). Часто породы содержат карбонат или лейкоксен, иногда до 5 % кварца. В блоках, прилегающих к Главному Уральскому разлому, отмечается гранат в виде крупных бластов.

Основная масса имеет сланцевую текстуру, лепидобластовую, гранолепидобластовую, фибробластовую структуры, обычно смятые; у апотерригенных пород она состоит из мусковита, кварца, эпидота, цоизита, иногда граната, биотита; у аповулканогенных пород – из актинолита, амфиболов группы глаукофана, эпидота, цоизита, альбита, иногда с примесью карбоната.

Образования свиты слагают тектонически раздробленные блоки с нарушенной последовательностью залегания, породы интенсивно смяты в складки различного порядка, катаклазированы, будинированы. Фоновый метаморфизм фации зеленых сланцев. Широко проявлены метасоматические процессы: окварцевание, эпидотизация.

Характерной особенностью является пояс сближенных силлов, даек, редко штоков меридионального направления, представленных метадолеритами и метагабродолеритами, которые принадлежат субвулканическим образованиям, одновозрастным хомасьинской свите.

На диаграммах химических составов метавулканиты попадают в поля базальтов, реже трахибазальтов натриевой, умеренномагнезиальной, высокотитанистой серий. По геохимическим характеристикам (за некоторым исключением) соответствуют океаническим образованиям. На графике нормированных содержаний РЗЭ (рис. 4) можно видеть пологие формы кривых, характерные для океанических базальтов.

По результатам ПКСА для парасланцев хомасьинской свиты характерны повышенные содержания, по сравнению с кларком земной коры, халькофильных элементов Zn (Кк 1,9), Ag (Кк 1,3), Cu (Кк 1,1); литофильных Zr (Кк 1,5), Yb (Кк 1,2); сидерофильного Sn (Кк 1,5). В зеленых сланцах хомасьинской свиты накапливаются халькофильные элементы: Zn (Кк 3,0), Cu (Кк 2,2), Ag (Кк 1,4); литофильные Mn (Кк 1,9), V (Кк 1,4); сидерофильные Co (Кк 1,4), Sn (Кк 1,3). Вариации содержаний химических элементов незначительны, кроме Pb. Образования свиты обеднены Nb, Sr, Ba, Ge. Содержания остальных элементов находятся на околосларковом уровне.

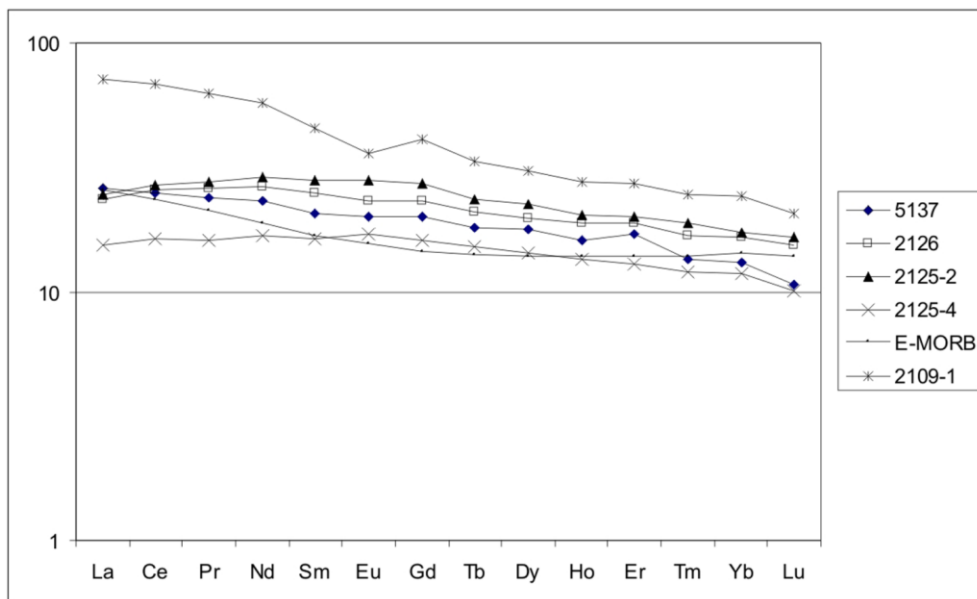


Рис. 4. График распределения РЗЭ для базальтоидов хомасьинской свиты.

На диаграмме Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5) точки составов метабазитов расположены на мантийном тренде, вблизи эталона состава примитивной мантии, несколько точек показали более «обогащенные» составы и расположились рядом с эталоном E-MORB и между эталонами внутриплитных и океанических базальтов. Такие особенности составов вулканитов не противоречат модели формирования их в пределах рифтогенной пассивной континентальной окраины, на стадии перехода к океаническому спредингу.

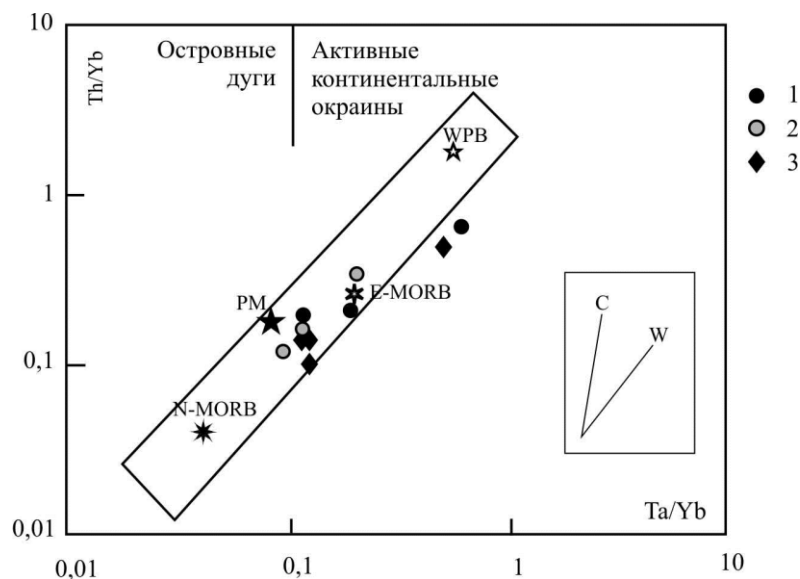


Рис. 5. Диаграмма Th/Yb-Ta/Yb для метабазитов хомасьинской свиты.

Точки составов пород: 1 – метабазальты, 2 – метадолериты, 3 – метабазиты без реликтов первичных структур.

По простиранию распространение хомасьинских образований совпадает с направлением силовых линий магнитного поля. В северной части поле отрицательное, изменяется от 0 до –400 нТл. В южной части поле характеризуется градиентом значений от –400 до 400 нТл. В целом поле характеризуется локальными аномалиями, вытянутыми в меридиональном направлении. Поле силы тяжести находится в положительной части, изменяется от 13 до 80 мГал, характеризуется локальными кольцевыми аномалиями 60, 75, 85 мГал. Южная часть выделяется градиентной зоной от 13 до 80 мГал. Если простирание свиты имеет преимущественно северо-восточное простирание, то поле в южной части имеет северо-западное, а в северной части северо-восточное направление.

Возраст образований хомасьинской свиты на Северном Урале обоснован следующими находками фауны. В 4 точках по р. Халь-Сори (бассейн р. Тальтия) в 1,5 км вверх по течению

от ее устья (лист Р-40-XXX), в линзе мраморизованных известняков были обнаружены остатки цистоидей из отряда *Regularia*, плохой сохранности, а также криноидей *Apertocrinus* sp. и *Fascicrinus* sp. [29]. Этот комплекс фауны, по мнению В. С. Милициной, может указывать на среднеордовикский возраст вмещающих пород. Южнее, в левом борту р. Ольва (лист О-40-VI), в линзе неяснополосчатых, пятнистых белых и серых мраморизованных известняков, была обнаружена фауна криноидей плохой сохранности: *Asteroocrinus* (?) sp. indet., *Apertocrinus* (?) sp. indet., *Fascicrinus* cf. *flabellatus* Yelt. et Stuk., *Dianthocephaloma* cf. *kegelensis* Yelt. (?), *Schizocrinus* (?) sp. indet., *Cyclopagoda* cf. *inaequalis* (Yelt.), *Pentagonocyclicus* sp. indet., *Pentagonopentagonalis* sp. среднего–верхнего ордовика (определение В. А. Наседкиной). Таким образом, обнаруженные фаунистические остатки указывают на наиболее вероятный среднеордовикский возраст отложений, но, поскольку прослои и линзы известняков приурочены к верхней части разреза свиты, возраст ее принимается ранне-среднеордовикским, что согласуется с Легендой Северо-Уральской серии [93].

Мощность свиты 1 000–1 500 м.

Хыдейская свита (O_2hd) выделена К. А. Львовым в 1947 г. на р. Хыде-Ю Приполярного Урала. Образования свиты формировались в сходных условиях с описанными образованиями тельпосской свиты и связаны с ними согласными взаимоотношениями с постепенным переходом к относительно более глубоководным фациям. Они выполняют крылья, иногда ядра антиклинальных структур в пределах Косью-Вишерской складчатой зоны и прослеживаются в виде узкой полосы у восточной границы Косью-Вишерского моноклиниория, к югу сближаясь с западной рамкой площади. В составе свиты песчаники кварцевые зеленоцветные, известковистые песчаники, алевроглинистые сланцы, линзы кварцевых конгломератов, известняков. Породы метаморфизованы на уровне фации зеленых сланцев. В верхней части присутствуют органические остатки плохой сохранности, не дающие точного определения возраста вмещающих образований.

Хыдейская свита характеризуется спокойным отрицательным магнитным полем со значениями от –200 до –400 нТл. Северная часть распространения пород свиты имеет северо-западное простирание совпадающее с направлением силовых магнитных линий. Центральная часть имеет ряд локальных аномалий амплитудой до –400 нТл. Южная часть имеет спокойное магнитное поле от –200 до –300 нТл. В целом простирание свиты совпадает с направлением и изменением магнитного поля. Северная и центральная части находятся в отрицательной градиентной части гравитационного поля от –9 до –23 мГал. Южная часть в более спокойной части отрицательного гравитационного поля амплитудой от –18 до –20 мГал. В целом генеральное направление силовых линий магнитного поля и поля силы тяжести в западной части изучаемой территории совпадает.

Стратиграфическое положение ниже карбонатных толщ кожимской свиты и выше псефитов тельпосской свиты свидетельствует о среднеордовикском возрасте. В прослоях известковистых песчаников и алевролитов свиты севернее исследуемой территории обнаружены *Angarella* cf. *mirabilis* Assatk., *Cariocrinidae*, тонкостенные брахиоподы и конодонты. Севернее листа, на р. Кожым, аналог хыдейской свиты – саледская свита охарактеризована фауной среднего ордовика. Более точное определение установлено севернее исследуемой территории (р. Косью, Приполярный Урал) в ее стратиграфическом аналоге – малопайпудынской свите – в соответствии с находками конодонтов *Distacodus baiciticus* Mosk., *Acodus* aff. *sibiricus* Mosk. дапинского яруса (индысейский горизонт) [27]. Мощность свиты 350–900 м.

Хомасьинская и польинская свиты нерасчлененные ($O_{1-3}hm-pl$) входят в состав тектонической пластины мощностью 4–8 км, залегающей непосредственно западнее цепочки серпентинитовых будин и меланжа зоны Главного Уральского разлома. В состав данного нерасчлененного стратона входят сланцы серицит-хлорит-альбит-кварцевые, углеродисто-серицит-кварцевые, углеродистые кварциты, аповулканогенные сланцы, часто содержащие стильпномелан, иногда глаукофан. От образований хомасьинской свиты данный разрез отличается присутствием углеродисто-серицит-кварцевых сланцев и углеродистых кварцитопесчаников, характерных для польинской свиты среднего–позднего ордовика [93]. Слабая обнаженность не позволяет разделить образования хомасьинской и польинской свит на карте.

Углеродсодержащие сланцы темно-серого до черного цвета, в составе: кварц, серицит, углеродистое вещество (до 10 %) различной морфологии – тонкораспыленное, в плотных слоистых агрегатах, листоватое, иногда образует пятна аморфного сложения.

В тектонически в блоках, прилегающих к зоне ГУР (хр. Яныур, рр. Нахор, Луцоуля, Котля), породы подвержены динамометаморфическим преобразованиям глаукофансланцевой и высокобарической эпидот-амфиболитовой фаций (Р до 7 кбар). Как показали данные микронзондовых исследований, эти породы содержат амфиболы глаукофановой группы – ферроглау-

кофан, магнезиорибекит, барруазит, ферробарруазит, винчит (обр. 2088-10), роговую обманку, паргасит, фенгит и гранаты, относящиеся к алмандиновой группе (обр. 2087-8, 2126) (см. главу «Магматизм и метаморфизм»).

Синхронно с динамометаморфизмом развивался процесс альбитизации, которому подвержены как метатерригенные породы, так и метавулканы. Альбитизированные породы характеризуются порфиробластовой, пойкилобластовой структурами с крупными (1–3 мм) пойкилобластами альбита, образующимися в результате собирательной перекристаллизации и содержащими включения метаморфогенных зерен эпидота, цоизита, иногда граната или тонких лейстов амфибола. Включения удлиненной формы обычно ориентированы согласно сланцеватости породы.

Мощность хомасьинской и польинской свит нерасчлененных – до 2 100 м.

Щугорская серия и яптикшорская свита нерасчлененные ($O_{2-3}\check{s}\check{c}-jp$) залегают на образованиях хыдейской свиты согласно с постепенным переходом в западной части площади листа Р-40-ХVIII. В состав щугорской серии входят кожимская, усть-зыбская и малотавротинская свиты; яптикшорская свита представляет нижнюю часть табаротинской серии. Расчленение этих образований затруднено из-за слабой обнаженности территории. Карбонатные формации ордовика занимают пониженные формы рельефа и картируются, в основном, по делювиально-элювиальным развалам, относительно хорошо вскрыты лишь разрезы по р. Ичетляга. Описываемые образования выделяются в пределах Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ и протягиваются дугообразной полосой, охватывая нижнее течение левых притоков р. Ильч (Ичетляга, Ыджидляга и др.). Максимальная ширина распространения достигает 8 км. Разрез среднего–верхнего ордовика представляет собой пакет карбонатных формаций, отлагающихся без перерывов в зоне шельфа пассивной континентальной окраины, и согласно перекрываются силурийскими доломитовыми толщами. Нижняя часть разреза, соответствующая кожимской свите представлена известняками светлыми с желтым оттенком, органогенно-обломочными темно-серыми с прослоями углистых известняков, известково-глинистых и углисто-глинистых сланцев, участками содержащими значительную примесь пирита, обломки криноидей и мшанки *Dianulites petropolitanus* Dyb.; известняками синевато-серыми рассланцованными с незначительной примесью пирита, содержащими редкие членики криноидей и мшанки *Trepotomata*. Позднеордовикский разрез нерасчлененных образований слагают органогенно-обломочные известняки, прослоями доломитизированные, иногда мраморизованные; доломиты; на разных уровнях отмечаются прослои и линзы кремней; в основании горизонты характерных «червячковых» известняков и доломитов; в верхней части брекчированные известняки.

Северная, северо-западная и южная части полей распространения карбонатных образований находятся в спокойном магнитном поле амплитудой –300 нТл. Восточная часть соответствует полю локальных аномалий амплитудой около 0 нТл на фоне –300 нТл и имеет слабоградиентный характер. Гравитационное поле имеет равномерно градиентный характер, изменяется от –5 до –23 мГал, в южной части имеет локальную аномалию до –23 мГал эллиптической формы, вытянутой в северо-северо-восточном направлении.

Средне-позднеордовикский возраст определен в соответствии с фаунистическими находками за пределами исследуемой территории [93]. Мощность щугорской серии – яптикшорской свиты нерасчлененных 1 550–1 980 м.

Выйская свита ($O_{2-3}vs$) выделена Ю. Д. Смирновым в 1953 г. в разрезе по р. Выя на Среднем Урале. На изучаемой площади в ее составе выделены образования, слагающие узкий протяженный клинообразный блок, заключенный между зоной меланжа Главного Уральского разлома и Ялпингнёрским разломом. Территориально они охватывают области меридионального течения р. Бол. Сосьва, нижнего течения рр. Луцоуля и Котлия, рек Тосемтоу, Манья, Лопсия. У южной рамки площади ширина этого блока достигает 4 км, к северу он сужается и выклинивается на широте верхнего течения р. Лопсия. Образования свиты относятся к формации натриевых базальтов. На данной площади представлены метаморфизованные на уровне фации зеленых сланцев долериты, базальты, туффиты, превращенные в эпидот-альбит-хлоритовые, актинолит-эпидот-альбит-хлоритовые, карбонат-эпидот-серицит-хлорит-кварц-альбитовые и подобные им сланцы с переменными соотношениями компонентов. Встречаются прослои углеродисто-кварцевых сланцев и микрокварцитов. Степень дислоцированности пород высокая. Породы смяты в изоклинальные, дисгармоничные, сложные складки, прорваны сетью кварцевых жил различного направления, лимонитизированы. Среди сланцев развиты тела дацитового состава шемурского субвулканического комплекса. Мощности от первых десятков сантиметров до нескольких метров. Положение в тектонически напряженной зоне между крупными разломами повлекло за собой широкое проявление гидротермально-метасоматических про-

цессов, представленных окварцеванием, серицитизацией, эпидотизацией, карбонатным метасоматозом, отмечаются пиритизированные породы с содержанием пирита до 10 %. Местами отмечаются проявления парагенезисов глаукофансланцевого метаморфизма.

Сланцы актинолит-эпидот-альбит-хлоритовые апобазальтовые имеют реликтовые миндалекаменную текстуру, бластопорфировую структуру с переменным количественным соотношением минеральных компонентов; структура основной массы нематогранолепидобластовая, в составе часто присутствует карбонат, может быть небольшое количество кварца, серицита, стильпномелан, иногда амфиболы глаукофановой группы, гематит, пирит. Сланцы, содержащие кварц и серицит в значительном количестве, диагностируются неоднозначно. Большая часть из них, возможно, представляет собой метаморфизованные осадочные породы, но не исключено и присутствие в составе протолита серицит-кварцевых метасоматитов по вулканитам. По данным химического анализа сланцы выйской свиты преимущественно соответствуют базальтам и андезибазальтам, но встречаются также андезитовые и дацитовые составы. Иногда в них сохраняются обломочные структуры, по которым определяется первично вулканогенно-осадочный состав. Для пород характерны полосчатые текстуры, вероятно отражающие сегрегационную расслоенность компонентов в результате проявления динамометаморфизма, не исключена и седиментационная слоистость.

Метабазальты и метадолериты относятся к нормальному ряду с низкой щелочностью и резким преобладанием натрия по отношению к калию, отвечают известково-щелочной, умеренно-титанистой и умеренномагнезиальной сериям.

По результатам ПКСА для пород выйской свиты характерны повышенные содержания, по сравнению с кларком земной коры, халькофильных элементов Zn (Кк 1,9), Cu (Кк 1,6), Ag (Кк 1,3); литофильных элементов Mn (Кк 1,5), Ti (Кк 1,1); сидерофильных Sn (Кк 1,4) при значительной изменчивости их содержаний. Породы свиты обеднены Ba, Be, Nb, Mo, Sr, Cr, Pb. Содержания остальных элементов находятся на околочларковом уровне.

В магнитном поле породы свиты характеризуется отрицательными локальными аномалиями от -100 до -500 нТл, ориентированными в соответствии с простираем свиты. Гравитационное поле градиентное, амплитуда значений от 55 до 83 мГал.

Образования, выделенные в составе выйской свиты, залегают в основании комплекса остроководужных формаций Западно-Тагильской СФЗ, близки офиолитам надсубдукционных спрединговых бассейнов. К среднему–позднему ордовику они отнесены в соответствии с положением в разрезе. Мощность свиты – 600–4 400 м.

ВЕРХНИЙ ОРДОВИК–НИЖНИЙ СИЛУР

Шемурская свита ($O_3-S_1\check{s}m$) выделена М. Ф. Заболотской в 1960 г. на хребте Шемур (Средний Урал). В стратотипической местности свита расчленяется на две подсвиты. В изучаемом районе она не расчленена. Ее образования развиты в составе Западно-Тагильской СФЗ и залегают в западном крыле Тагильского синклиория в пределах Западно-Тагильского мегаблока. Распространение шемурских вулканитов на рассматриваемой площади ограничено. Они залегают в виде узкой полосы шириной, не превышающей 1 км, прослеживающейся вдоль восточной границы Платиноносного пояса, и охватывают области в среднем течении рр. Арбынья, Манья, Большая Сосьва. Взаимоотношения с интрузивными образованиями в северной части территории осложнены тектоническими нарушениями. Интрузивные контакты с гранитоидами петропавловского комплекса наблюдаются в разрезах по рр. Манья и Бол. Сосьва, где отмечается ороговикование вмещающих вулканитов. Взаимоотношения с перекрывающими образованиями павдинской свиты стратиграфические несогласные и тектонические. Породы дислоцированы с образованием приразломных складчатых структур, зон дробления и милонитизации, нарушены дизъюнктивами различного характера и порядка. В составе свиты представлены базальты, андезибазальты, дациты, риодациты, риолиты, часто метасоматически измененные. На исследуемой площади преобладают кислые разности пород, из чего можно предполагать распространение здесь верхней части свиты. Объем шемурской свиты на данной площади существенно сокращен вследствие тектонической нарушенности и широкого развития интрузий петропавловского комплекса, вероятно поглотивших значительную часть разреза шемурских образований. Полноценные разрезы отсутствуют, т. к. в хорошо обнаженных урезах рек породы метасоматически изменены, тектонически фрагментированы или наблюдаются по простираению, как это видно на р. Манья.

Для базальтов шемурской свиты характерны афировая и мелкопорфировая, миндалекаменная структуры, вкрапленники преимущественно представлены плагиоклазом, реже пироксеном,

который часто замещается амфиболом. Основная масса темно-зеленого цвета, иногда гематитизированная, обычно хлоритизированная, эпидотизированная. Структура – пилотакситовая, гиалопилитовая, микролитовая. Андезибазальты менее распространены и по петрографическим характеристикам подобны базальтам. Дациты обладают плагиофировой структурой, часто в сочетании с миндалекаменной. Основная масса преимущественно светлого серого или серовато-зеленого цвета, часто альбитизированная, хлоритизированная. Риолиты, риодациты – светлые породы кварц-плагиофировой структуры, иногда содержат миндалины. Структура основной массы фельзитовая.

Породы подвержены метасоматическим преобразованиям, наиболее интенсивным в экзоконтактовых ореолах интрузий петропавловского комплекса. Широко распространены окварцевание, эпидотизация, пиритизация, цеолитизация. С метасоматитами связаны мелкие проявления меди, цинка, золота.

Петрохимические данные подтверждают принадлежность этих образований базальт-риолитовой формации островных дуг. Они соответствуют известково-щелочной и толеитовой сериям натриевого типа. На диаграмме Дмитриева (1984 г.) отчетливо выстраиваются по тренду зависимости $TiO_2-FeO/FeO+MgO$, характерному для Марианской островной дуги. На диаграмме Rb-Sr точки составов базальтов попадают преимущественно в поле магматических образований, формировавшихся в пределах коры мощностью менее 15 км.

По результатам ПКСА для базальтов и андезибазальтов шемурской свиты характерно накопление, по сравнению с кларком земной коры, халькофильных элементов Zn (Кк 1,9), Cu (Кк 1,5), Ag (Кк 1,4); литофильных элементов Mn (Кк 1,4), Sc (Кк 1,2); сидерофильных Sn (Кк 1,2). Образования обеднены Ba, Ni, Cr, Nb. Вариации содержаний химических элементов незначительны, за исключением Cu. Для дацитов и риолитов характерно накопление Yb (Кк 1,1), Sn (Кк 1,04); для метасоматитов – халькофильных элементов Zn (Кк 1,7), Ag (Кк 1,5); сидерофильного Sn (Кк 1,6); литофильных элементов Mn (Кк 1,4), Cr (Кк 1,2). Породы существенно обеднены Ba, Nb, Pb, Be.

Северная часть области распространения образований свиты характеризуется положительными локальными аномалиями амплитудой от 0 до 200 нТл. Границы свиты совпадают с отрицательными локальными аномалиями амплитудой от 0 до –300 нТл. Направление силовых линий соответствует простиранию горных пород. В центральной и южной части наблюдается сложное магнитное поле, представленное чередованием как отрицательных, так и положительных магнитных аномалий амплитудой от –100 до 300 нТл. Гравитационное поле градиентное амплитудой от 60 до 88 мГал. Направление силовых линий совпадает с простиранием пород.

Возраст образований свиты обоснован многочисленными находками конодонтов в прослоях яшмоидов разрезов Среднего и Северного Урала [4]. На изучаемой площади прослой осадочных пород и фаунистические остатки не обнаружены. Вулканиды шемурской свиты вмещают месторождения медно-колчеданных и медно-цинково-колчеданных руд южнее исследуемой площади (Шемурское, Ново-Шемурское, Тарньерское и др.). На территории листа Р-40-ХVIII к ним приурочено Большесосъвиское проявление медно-колчеданных руд и несколько пунктов минерализации.

Мощность свиты 1 700–2 100 м.

СИЛУР

Джагальская и филиппьельская свиты нерасчлененные ($S_1d\check{z}-fl$) – это наиболее молодые образования Бельско-Елецкой СФЗ на площади листа Р-40-ХVIII, соответствующие верхней части табаротинской серии лландоверийского яруса. Они согласно залегают в автохтоне на ордовикских известняковых толщах и перекрываются с запада раннесилурийско-позднедевонскими породами Малопечорского аллохтона, распространены незначительно, полноценные разрезы отсутствуют. Породный состав представлен доломитами и доломитизированными известняками с прослоями углисто-глинистых, серицит-глинистых, углисто-карбонатных сланцев. В средней части присутствуют прослой известняков и кремнистых известняков, в основании доломиты брекчиевидные.

Доломиты джагальской и филиппьельской свит характеризуются спокойным, отрицательным магнитным полем с амплитудой –300 нТл. В гравитационном поле северная часть их распространения изменяется от –4 до –14 мГал. Это равномерно градиентное поле с уменьшением значения поля в южном направлении. Южная часть изменяется от –16 до –22 мГал, имеет два минимума на севере и юге, с амплитудами –17 и –22 мГал.

На описываемой площади органические остатки этого уровня разреза неизвестны по причине слабой обнаженности и недостаточной изученности, но севернее, в непосредственной близости за пределами изучаемой территории (в бассейнах рек Илыч и Унья), аналогичные породы содержат значительное количество разнообразной фауны лландоверийского возраста: кораллы *Paleofavosites alveolaris* (Goldf.), *Favosites* ex gr. *favosus* (Goldf.), граптолиты *Petalograptus* ex gr. *palmeus* Barr., *Monograptus* ex gr. *triangulatus* (Harkn.), *M. cf. denticulatus* Tgt. *elegans* Kor., *M. ex gr. communis* (Lapev.), *Pseudoclimacograptus* (*Metaclimacograptus*) ex gr. *hugesi* (Nich.), *Coronograptus* sp., *Orthograptus* sp. [112].

Мощность нерасчлененных раннесилурийских образований 320–730 м.

Павдинская свита ($S_{1-2}pv$) первоначально была выделена Н. А. Штрейсом в 1951 г. в качестве горизонта на территории бывшей Павдинской лесной дачи на Среднем Урале. В его состав включались туфопесчаники, глинистые сланцы, туфы пироксенофировых андезибазальтов с прослоями глинистых известняков, в верхах разреза – долериты. В 1958 г. Т. В. Дианова в восточной части Павдинского района выделила андезитовую свиту и сопоставила ее с павдинской. В основании павдинской свиты в разрезах Среднего Урала установлен перерыв.

Образования павдинской свиты непрерывно прослеживаются в восточной части изучаемой площади в виде узкой полосы северо-северо-западного направления. Ширина полосы распространения не превышает 2,5 км, протяженность – около 44 км. В районе рек Лопсия и Арбынья они нарушены серией продольных тектонических нарушений, разделяющих эти образования на пластины. В районе рек Манья и Бол. Сосьва павдинские вулканиты несогласно залегают на вулканитах шемурской свиты. Восточная граница с именованной свитой, залегающей стратиграфически выше, на всем протяжении тектоническая. Павдинская свита представлена базальт-андезит-дацитовая формацией в составе Западно-Тагильской СФЗ. В ее состав входят базальты, андезибазальты, андезиты, дациандезиты, дациты, риодациты, их туфы и тефроиды, туфоконгломераты, туфопесчаники, туффиты, известняково-глинистые сланцы, известняки, прослойки кремнистых алевролитов, фтанитов. Туфы андезитового, андезибазальтового, базальтового или смешанного составов обычно переслаиваются с потоками лав и вулканогенно-осадочными породами. Широко распространены маломощные субвулканические тела долеритов, риодацитов. В северной части площади работ в районе устья р. Хунтынья отмечаются тефроиды риолитов и риодацитов, содержащие обломки пород ранних извержений, среди них залегают линзовидные потоки риодацитов и многочисленные тела субвулканитов кислого состава – комплекс пород, близкий прижерловым фациям.

Образования свиты картируются по коренным выходам в урезах рек и элювиально-делювиальным развалам на водоразделах. Полные разрезы на площади отсутствуют.

Базальты павдинской свиты имеют миндалекаменную и массивную текстуру, иногда рассланцованы. Структура порфировая с вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена, клинопироксен часто замещен амфиболом. Основная масса девитрифицирована, хлоритизирована, эпидотизирована, иногда сохраняются гиалопилитовая, интерсерральная, гиалиновая структуры. Отмечается подушечное строение потоков базальтов. Андезиты порфировой структуры, обычно со сложными гломерами вкрапленников плагиоклаза призматической или таблитчатой формы размерами до 3 мм, местами во вкрапленниках присутствуют также мелкие зерна амфибола; основная масса хлоритизирована, часто альбитизирована, обычны миндалины овоидной и шаровидной форм, выполненные эпидотом или кальцитом размерами до 1 см, редко более. Дациты и дациандезиты плагиофировой структуры с мелкими вкрапленниками андезина, реже плагиоклаза и амфибола призматической формы, иногда замещенные серицитом или хлоритом, характерны миндалекаменные текстуры, миндалины овоидной и уплощенной форм, выполненные кальцитом, эпидотом, хлоритом, халцедоном, основная масса состоит из микролитов плагиоклаза, выделений хлорита, часто альбитизирована, нередко перлитовые структуры. Для туфов характерны лапиллиевые и агломератовые, литокластические, витролитокластические и кристаллолитокластические структуры.

Вторичные изменения представлены аргиллизацией, цеолитизацией, эпидотизацией, пиритизацией пород, по вулканитам павдинской свиты развиваются вторичные кварциты, серицит-кварцевые метасоматиты.

Вулканиты павдинской свиты нормально- и умереннощелочной натриевой и калиево-натриевой серий, умеренномагнезиальные, умереннотитанистые и низкотитанистые; по геохимическим характеристикам соответствуют известково-щелочным островодужным формациям.

По результатам приближенно-количественного спектрального анализа для базальтов и андезибазальтов павдинской свиты характерны повышенные содержания, по сравнению с кларком земной коры, таких халькофильных элементов, как Zn (Кк 2,0), Cu (Кк 1,4), Ag (Кк 1,2); литофильных элементов Mn (Кк 1,6), Sc (Кк 1,1). Для андезитов павдинской свиты характерны

повышенные содержания Zn (Кк 1,5), Mn (Кк 1,2), Zr (Кк 1,1). Базальты, андезибазальты и андезиты обеднены Ba, Be, Nb, Ni, Cr, V, Co, Pb. Вариации содержаний химических элементов незначительны. В дацитах и риодацитах павдинской свиты накапливаются Zn (Кк 1,2), Zr (Кк 1,1) при значительной изменчивости содержаний Cr, Co, в метасоматитах – Ag (Кк 1,1), Zn (Кк 1,1). Дациты и дациандезиты обеднены Ni, Ba, Cr, Nb, V, Co, метасоматиты павдинской свиты существенно обеднены Ba, Cu, Ni, Nb, Pb, Cr.

Свита характеризуется сложным магнитным полем, чередованием положительных и отрицательных аномалий амплитудой от –200 до 300 нТл. Направление силовых линий соответствует простиранию полосы развития образований свиты. Поле силы тяжести градиентное, изменяется от 60 до 80 мГал. Направление силовых линий совпадает с простиранием свиты.

В изучаемом районе павдинская свита ранее не выделялась. В процессе проведения ГДП-200 были обнаружены остатки конодонтов в прослоях кремнистых алевролитов и кремней в разрезах рр. Хунтынья, Манья, Большая Сосьва, принадлежащие нижней части павдинской свиты – зоне *Distomodus staurognaoides*. Они представлены формами *Apsidognathus cf. tuberculatus* Walliser, *Astropentagnathus aff. irregularis* Mostler, *Distomodus cf. staurognaoides* (Walliser), *Llandovergnathus cf. celloni* (Walliser), *Ozarkodina cf. ranuliformis* (Walliser), *Panderodus sp.*, *Pterospathodus aff. amorphognathoides* Walliser, *P. cf. pennatus* (Walliser), *P. cf. tenuis* (Aldridge), *Walliserodus aff. sancticlairi* Cooper (определения Г. Н. Бороздиной), характерными для павдинской свиты других районов Урала. В разрезе на р. Лопсия в обломках известняков, содержащихся в базальтах, найдены конодонты *Pterospathodus sp.*, распространенные в верхнем лландовери–раннем венлоке.

Мощность свиты, установленная в полных разрезах других районов, 1 800–2 900 м.

Именновская свита (S_{2-3im}) выделена В. М. Сергиевским в 1947 г. на р. Бол. Именной (Исовской район, Средний Урал). Образования свиты наращивают силурийский разрез Западно-Тагильской СФЗ. Также как и павдинская свита они залегают в тектонической пластине субмеридионального направления вблизи от восточной рамки рассматриваемой территории. Образования именновской свиты протягиваются полосой с перерывом на 22 и 10 км при ширине 400–600 м. С запада именновская свита граничит с павдинской, с востока – с лопсийской толщей и туринской свитой. В южной части территории в междуречье рр. Байя и Хальтустимья именновские образования слагают небольшой участок у восточного контакта массива диоритов северорудничного комплекса и распространяются дальше на смежную площадь. Породный состав свиты соответствует базальт-андезитовой формации, в которую входят базальты, андезибазальты, андезиты, значительную роль в разрезе играют их туфы; в подчиненном количестве присутствуют туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туффиты, сланцы кремнистые и глинисто-кремнистые, в верхней части туфы смешанного состава с обломками известняков, известняки с криноидеями и конодонтами. Породы образуют скальные выходы в урзах рек Лопсия, Манья, Бол. Сосьва. В междуречьях образования свиты приурочены к низким заболоченным участкам и представлены редкими элювиальными и делювиальными развалами. На изучаемой площади разрез именновской свиты представлен фрагментами, ограниченными тектоническими нарушениями, породы смяты в складки, что также затрудняет установление последовательности залегания пород. В скальных выходах правого берега р. Манья на широтном участке течения в 2 км ниже впадения р. Мазапатья наблюдается разрез именновской свиты, в котором породы смяты в открытые асимметричные складки (углы падения от 20 до 70°, осевые поверхности субвертикальны, азимут простирания 350°) с размахом крыльев до 100 м.

Метаморфизм не превышает уровня пренит-пумпеллиитовой фации. Метасоматические изменения распространены незначительно. В ряде мест локально отмечаются окварцевание, эпидотизация, пиритизация.

Лавы именновской свиты относятся к нормальному ряду с низкой щелочностью и резким преобладанием натрия по отношению к калию, соответствуют толеитовой и известково-щелочной сериям, умереннотитанистые. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки их составов располагаются в полях островодужных формаций.

По результатам приближенно-количественного спектрального анализа для пород именновской свиты характерны повышенные содержания, по сравнению с кларком земной коры, таких халькофильных элементов, как Cu (Кк 3,5), Zn (Кк 2,3), Ag (Кк 1,9); литофильных элементов Mn (Кк 2,0), W (Кк 1,9), Sc (Кк 1,5); сидерофильных элементов Sn (Кк 1,4), P (Кк 1,2). Эти образования обеднены Ba, Li, Cr, Ni, Nb. Вариации содержаний химических элементов незначительны, за исключением Ag (V 136).

Вулканогенные образования именновской свиты характеризуется локальными положительными аномалиями от 100 до 400 нТл. Направление силовых линий совпадает с простираанием пород свиты. Гравитационное поле слабоградиентное, изменяется от 58 до 73 мГал.

Поздневенлокско–раннелудловский возраст свиты обоснован находками криноидей *Crotalocrinites* cf. *rugosus* Miller, *Pentagonocyclicus* cf. *cinctus* Milicina и конодонтов *Ozarkodina* aff. *sagitta* (Walliser) в разрезе р. Манья, криноидей *Antinocrinus* sp., *Crotalocrinites* cf. *giganteus* Milicina, *Syndetocrinus* sp. (определения В. А. Наседкиной) и конодонтов *Ozarkodina* aff. *confluens* (Br. et Mehl.) (определения Г. Н. Бороздиной) в разрезе р. Лопсия.

Мощность свиты до 870 м.

СИЛУР–НИЖНИЙ ДЕВОН

Известняково-сланцевая толща (S[?]-D_{1s}) слагает восточную периферию Малопечорского аллохтона. По Лягавожскому шарьяжу образования толщи граничат с ордовикскими образованиями Косью-Вишерской складчатой зоны. Толща представлена пелагическими образованиями карбонатно-терригенной формации, распространенными в левобережной части долины р. Ыджидляга и ее левого притока р. Лягавож в их нижнем течении. Обнаженность слабая. Толща представлена углисто-глинистыми, углисто-карбонатными, углисто-кремнистыми сланцами с прослоями черных полосчатых алевролитов, иногда известняков, в верхней части присутствуют прослойки глинистых и углистых известняков темно-серого и черного цвета. Сланцам свойственны микрозернистые, пелитоморфные структуры, отмечается косяя слоистость. Они состоят из глинистого вещества и, в зависимости от разновидности породы, примеси зерен карбоната, кварца, углистого материала, иногда серицита; местами породы содержат тонкую примесь пирита (не более 1–2 %). Известняки обычно пелитоморфные, в верхней части криноидные. Породы смяты в узкие протяженные складки северо-северо-западного направления.

Известняково-сланцевые образования находятся в спокойной части отрицательного магнитного поля амплитудой –300 нТл. Поле силы тяжести в пределах от –14 до –22 мГал. Характерным является приуроченность к слабоградиентной части поля, расположенного между локальными экстремумами с амплитудами от –13 до –17 мГал в северной части свиты и от –18 до –22 мГал в южной части свиты.

На изучаемой территории фаунистические остатки не обнаружены. На смежных площадях толща охарактеризована находками конодонтов *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jack. раннего девона [93].

Мощность толщи 200–250 м.

Тури́нская свита (S₄-D_{1tr}) выделена Штрейсом на р. Тура в Исовском районе Среднего Урала. На изучаемой площади она имеет незначительное распространение: Небольшой фрагмент разреза свиты входит в состав тектонического клина, вытянутого от восточной рамки площади в северо-северо-западном направлении на расстояние 10 км вдоль левобережной части р. Арбынья, максимальная ширина у рамки около 1 000 м. На земной поверхности породы, слагающие свиту, прослеживаются в разрозненных выходах по р. Арбынья и в элювиальных и делювиальных развалах. Формированием образований туринской свиты завершается этап развития позднеордовикско–раннедевонской островной дуги. В стратотипической местности в ее составе описаны трахибазальты, андезибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, трахиты, их туфы; туфопесчаники, туфоконгломераты, туффиты; кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы, прослойки известняков с брахиоподами. На данной территории разрез существенно вулканогенно-осадочный, представлен туфоконгломератами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами с подчиненным количеством известняков с табулятами, редкими маломощными потоками андезибазальтов.

Образования туринской свиты характеризуется локальными положительными аномалиями со значениями от 100 до 400 нТл. Направление силовых линий соответствует простираанию горных пород. Гравитационное поле слабоградиентное, изменяется от 70 до 75 мГал.

Возраст свиты подтвержден находками в коренных выходах на р. Арбынья табулят *Favosites* aff. *kozlowskii* (Sok.), *Pseudoamplexus fascicularis* Soshk. нижней части лохковского яруса [106].

Мощность свиты 600–1 000 м.

ДЕВОН

Малошежимская свита (D_{1mš}) выделена А. Г. Кондяйн в 1960 г. на р. Мал. Шежим, притоке р. Печора в западной части Малопечорского аллохтона на смежной к западу площади.

На изучаемую территорию она входит в составе узкой краевой части аллохтонной пластины, протягиваясь вдоль юго-западной рамки листа Р-40-ХVIII на расстояние 9 км, при ширине полосы не более 1 км. К северу, в бассейне р. Ыджидяга малошежимская свита отсутствует, фациально замещаясь образованиями верхней части известково-сланцевой толщи. Коренные выходы пород обнажены в урзе р. Печора и примыкающим к ней склонам. Свита представлена известняками серыми, светло-серыми петельчатыми, в основании залегает маломощный пласт известняковых брекчий и гравелитов. Верхняя часть образований этой свиты находится за пределами площади работ. Раннедевонский возраст свиты обоснован находками фаунистических остатков за пределами исследуемой площади [93].

Породы характеризуются спокойным отрицательным магнитным полем амплитудой от –200 до –300 нТл. Поле силы тяжести находится в пределах –19 мГал.

Мощность 150–200 м.

Сланцево-песчаниковая толща (D_{sp}) распространена к западу от известково-сланцевой толщи и имеет с ней тектонические взаимоотношения. Она слагает крылья пологой синклинали. Стратиграфическое положение соответствует такатинскому уровню. Обнаженность на данной площади слабая. Представительный разрез имеется на р. Илыч в приустьевой части р. Ыджидяга, который находится в непосредственной близости за рамкой изучаемой площади. В составе толщи описаны кварцевые песчаники с подчиненными прослоями серицит-кварцевых сланцев, алевролитов серого, серо-зеленого, табачного, реже темно-серого цвета, в нижней части они переслаиваются с гравелитами; породы смяты в мелкие складки [112]. Микроскопически кварцитопесчаники обладают разнотекстурной гранобластовой, бластосаммитовой, иногда с реликтами псаммитовой структурами. Состав мономинеральный с небольшой примесью серицита, циркона, турмалина, магнетита. В алевролитах и серицит-кварцевых сланцах содержится большее количество серицита (до 20 %), иногда хлорит, редкие зерна турмалина, эпидота, циркона, лейкоксена, ильменита.

Распространение сланцево-песчаниковой толщи соответствует спокойной части отрицательного магнитного поля с амплитудой –300 нТл. Поле силы тяжести изменяется от –13 до –18 мГал. В восточной части свиты имеется локальная аномалия амплитудой –18 мГал, в северной части локальная аномалия амплитудой –13 мГал. По простиранию толща совпадает с направлением силовых линий поля силы тяжести.

Фаунистически сланцево-песчаниковая толща не охарактеризована. Возраст принят в соответствии с Легендой Северо-Уральской серии [93].

Мощность 150 м.

Лопьинская и вачжигская свиты нерасчлененные ($D_{1-3lp-vč}$) наращивают девонский разрез Малопечорского аллохтона без перерыва и несогласия. Свиты выделены А. Г. Кондяйн и О. А. Кодяйн в 1960 г. Стратотипы находятся на рр. Лопью и Вачжига, притоках р. Илыч. Образования лопьинской и вачжигской свит слагают крылья вытянутой в северо-восточном направлении небольшой синклинали, занимая территорию западнее распространения образований сланцево-песчаниковой толщи. Время их формирования соответствует позднему эмсу–среднему девону. Вследствие плохой обнаженности образования свиты выделены по элювиально-делювиальным развалам. Разрезы имеются на смежной площади, где изучались предшествующими исследователями [112]. В составе описываемого уровня отмечаются сланцы алевроглинистые, алевролиты, с прослоями песчаников серого, темно-серого, серо-зеленого, иногда черного цветов. Среди них наблюдаются кварцевые песчаники желтоватого, розового, малинового цвета, характерные для уровня вачжигской свиты – вычленению они не подлежат из-за неудовлетворительной обнаженности.

Описываемые терригенные образования находятся в спокойной части отрицательного магнитного поля амплитудой –300 нТл. Поле силы тяжести изменяется от –15 до –18 мГал. В восточной части свиты имеется локальная аномалия амплитудой –18 мГал. Следует отметить слабобогриадный характер изменения магнитного и гравитационного поля.

Возраст обоснован многочисленной фауной брахиопод, собранной и описанной на смежной к западу площади [112].

Мощность 500–850 м.

Лопсийская толща (D_{1-2lp}). Образования, соответствующие лопсийской толще, первоначально были выделены в 1991 г. Р. И. Ерошевой под названием северососьвинская свита, уже использованным В. А. Лидером для меловых отложений. Поэтому позже эти образования были переименованы в ранге толщи, названной по р. Лопсия, в разрезах которой они представлены в значительном объеме. Образования лопсийской толщи распространены у рамки площади в ее северо-восточной части, где слагают ряд вытянутых в северо-северо-восточном направлении блоков, чередующихся с блоками пород арбыньинской толщи. Ее пространственное по-

ложение прослеживается по скальным выходам в урезах рек Нахор, Агрия, Лопсия, Арбынья. Лопсийская толща входит в состав Восточно-Тагильской СФЗ. Толща представлена смешанной олистостромово-флишоидной формацией, сформированной при смешении терригенного и вулканомиктового материала, иногда пирокластики удаленного вулканизма со спорадическим отложением биогермных известняков. В составе лопсийской толщи принимают участие конгломераты полимиктовые, сланцы кремнистые, туфогенные, туффиты, туфопесчаники, туфогравелиты, песчаники полимиктовые, граувакковые, иногда аркозовые, известняки. Грубообломочные породы залегают в нижней части свиты. Среди них встречаются банки органогенных известняков (мощности до десятков метров), известняковые конгломераты, прослои вулканогенно-осадочных и терригенных пород. Для верхней части свиты характерны пачки флишоидного характера, часто с прослоями пелитоморфных известняков. Непокойная тектоническая обстановка и расчлененный рельеф способствовали оползневой деятельности, формирующей олистостромы.

Конгломераты полимиктовые представляют собой валунно-галечные и галечные отложения с обломочным материалом различной степени окатанности (от хорошо до слабо окатанных); размеры до 0,2 м, иногда более. Обломочный материал представлен органогенными известняками, вулканогенно-осадочными породами, базальтами, андезитами.

Вулканогенно-осадочные породы темного серо-зеленого или сургучно-красного цветов, иногда розоватые за счет присутствия розового плагиоклаза. Структуры гравийная, псаммитовая и алевритовая. В составе обломки плагиоклазов, вулканогенных пород, амфиболов, пироксенов, стекла.

Олистостромы, наблюдаемые в разрезе р. Лопсия, залегают в нижней части толщи. Они представляет собой геологические тела мощностью до 40 м, сложенные грубообломочными породами хаотичного сложения. По простиранию не прослежены. В составе олистолитов преобладают органогенные и пелитоморфные известняки, значительное место занимают песчаники, алевролиты и вулканогенно-осадочные породы; встречаются глыбы, состоящие из фрагментов пачек переслаивания осадочных пород. Размеры олистолитов до 1 м, форма различная. Матрикс песчано-алевролитовый.

Лопсийская толща характеризуется положительными локальными аномалиями амплитудой от 60 до 500 нТл, вытянутых по простиранию горных пород; на их фоне отмечается несколько отрицательных аномалий протяженностью до 1 км. Гравитационное поле слабоградиентное со значениями от 48 до 73 мГал.

Возраст образований подтвержден авторами по многочисленным находкам фауны в известняках и кремнистых алевролитах в разрезах р. Лопсия. Здесь обнаружены брахиоподы *Zdimir* cf. *pseudobaschkiricus* (Tschern.), *Parachonetes verneuili* (Barr.), *Karpinskia conjugula* Tschern., *Eospirifer* cf. *karmanovi* (Khod.), *Stenorhynchia* ex gr. *pseudolivonica* (Barr.), *Carinatina* ex gr. *arimaspa* (Eichw.) (определения В. А. Наседкиной), принадлежащие тошемскому, карпинскому и тальтийскому горизонтам верхней части пражского, эмсского и эйфельского ярусов; криноидеи *Cupressocrinites* (?) cf. *ovatus* Schew., *C.* (?) cf. *kakvensis* Milicina, *C.* (?) cf. *inflatus* Milicina, *Pandorinellina* sp., *Styliolina* sp. карпинского и тальтийского горизонтов (определения Милициной В. С.) [106].

Мощность 1 400–1 850 м.

Арбыньинская толща (D_{2-3ar}). На рассматриваемой площади разрез палеозойского структурного этажа в пределах Восточно-Тагильской СФЗ завершается образованиями арбыньинской толщи, представляющими единую формацию с образованиями лопсийской толщи. Они слагают небольшие участки в северо-восточном углу территории. С подстилающими лопсийскими образованиями имеют согласные взаимоотношения с постепенными переходами. Обнаженность территории слабая. Толща закартирована посредством бурения картировочных скважин в процессе геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [106]. В ее составе представлены песчаники полимиктовые, алевролиты, кремнистые и глинистые сланцы, среди которых спорадически встречаются прослои туфов мелкообломочных и известняков, содержащих строматопоридеи, в нижней части отмечаются пачки внутрiformационных конгломератов.

Южная часть участка распространения образований толщи характеризуется локальными отрицательными аномалиями с амплитудой от –60 до –200 нТл, для северной части характерно наличие локальных положительных аномалий с амплитудой от 60 до 100 нТл. Градиентное поле силы тяжести изменяется в диапазоне значений от 48 до 58 мГал.

Средне-позднедевонский возраст обоснован палеонтологическими определениями остатков строматопоридей *Sromatopora concentrica* Goldf. и ругоз *Cyatophyllum ceratites* Goldf. из известняков, флоры *Psilophyton* sp., *Protolepidodendron* sp. – из прослоев песчаников, обнаруженных на сопредельной к востоку площади [106].

Мощность до 1 000 м.

Евтропинская свита (D_3ev) выделена О. А. Кондиайн и А. Г. Кондиайн в 1960 г. на р. Унья в районе урочища Евтропины Носки. Она входит в состав Малопечорской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ, согласно залегает на нерасчлененных терригенных образованиях лопьинской и вачжигской свит в ядре узкой синклинальной структуры в Малопечорском аллохтоне. Площадь распространения на территории не более 2,5 км². Изучена слабо в виду плохой обнаженности. Коренные выходы отсутствуют. В составе свиты известняки органогенно-детритовые. На смежной площади в разрезах этого уровня определена фауна брахиопод, табулят, гастропод франского яруса [111].

Мощность до 300 м.

МЕЗОЗОЙ

КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Коры выветривания развиты преимущественно в восточной части территории листа Р-40-ХVIII, где изучены горными выработками и буровыми скважинами. Наиболее они сохранились от размыва под толщами палеоген–неогеновых отложений в диапазоне высот 200–350 м. Наибольшая высота нахождения остаточных кор выветривания – 500–550 м в истоках р. Печора.

По морфологическому признаку развит как площадной тип коры выветривания, так и линейный. Линейные коры большой мощности встречаются в долинах рек, в то время как площадные обычны на водоразделах. Линейно-контактовые коры выветривания картируются преимущественно на толщах, разбитых блоковой тектоникой, имеют субмеридиональную ориентировку. Наибольшая мощность коры выветривания установлена к северу от р. Мазапатья в скв. 2 [114] – 92 м при мощности перекрывающих рыхлых осадков 30 м. Средняя же мощность коры выветривания на территории составляет всего 12 м.

Выделяются три зоны профиля кор выветривания (снизу вверх):

- дезинтеграции, где наблюдается древесно-щебнистая субстанция.....20 м
- промежуточных продуктов (выщелачивания, гидролиза и гидратации), с древесной, глинисто-дресвяной корой выветриваниядо 40 м
- конечного разложения – древесно-глинистая, глинистая кора выветриваниядо 30 м

Границы зон в разрезе часто имеют резко выраженный пилообразный характер. Полный профиль коры выветривания встречается крайне редко, гораздо чаще присутствуют зона дезинтеграции, а также нижняя и средняя части зоны выщелачивания (промежуточных продуктов). Глинистые коры обнаруживаются лишь в узких линейных зонах. В полном совокупном разрезе кор выветривания по площади листа 50–55 % приходится на зону дезинтеграции, около 40 % – на зону выщелачивания и 5–10 % на зону глинистых продуктов.

Степень выветривания напрямую зависит от состава пород. Наиболее подвержены химическому разложению вулканогенные сланцы, менее – габброиды и гранитоиды, еще менее – ультраосновные породы. Цвет коры выветривания зависит от степени выветривания пород. Интенсивность окраски возрастает по мере увеличения железистости пород и при увеличении глинистости элювия. Цвета представлены обычно оттенками бурого, охристого, желтого, зеленоватого, серого в разных сочетаниях. Преобладающий минеральный состав по породам кислого состава гидрослюдистый и каолинитовый, по породам среднего и основного состава – гидрослюдисто-монтмориллонитовый. Известковистые породы образуют карбонатную муку, либо выщелачиваются. Ультраосновные породы при выветривании высвобождают железо и кремнезем, нередко локализуемое в синхронных процессу осадочных отложениях. В целом выветривание пород шло в умеренном климате по сиаллитному типу. Глинистая составляющая (фракция менее 0,01 мм) обычно представлена смесью каолинита, гидрослюды, монтмориллонита, кварца, слюды, хлорита. В состав тяжелой фракции обычно входят лимонит, магнетит, ильменит, эпидот, циркон, апатит, сфен, гранат, амфиболы и пироксены. Объем тяжелой фракции шлиха незначительный.

Золотоносность кор выветривания не установлена.

Согласно исследованиям Сигова А. П. [41] процесс формирования кор химического выветривания наиболее интенсивно протекал в мезозойское время, соответственно, возраст принят мезозойским.

КАЙНОЗОЙ

Переслаивающиеся толщи алевритистых глин, песков полимиктовых и существенно кварцевых, гравийно-галечных образований, с присутствием валунов во всех перечисленных разностях, содержащие обломки угля и лигнитизированной древесины, опоки, глауконит, спиккулы губок, панцири диатомовых водорослей, лом опаловой органики занимают значительную часть отпрепарированного пенеппена восточного склона Северного Урала с абсолютными отметками от 160 до 400–420 м.

В результате сопоставления геоморфологических, стратиграфических (споро-пыльца и диатомовые) и литологических признаков выделяются две основные разновидности дочетвертичных осадочных пород в возрастных диапазонах палеоцен–миоцен (морские) и миоцен–плиоцен (континентальные).

ПАЛЕОГЕН–НЕОГЕН

Маньяйсская толща (P-N₁mn). Отложения картируются в разрезах валунодержащих песков и галечников на междуречьях, а также в цоколях надпойменных и высокоцокольных террас. Образования толщи представлены тонко переслаивающимися плотными, вязкими, листоватыми глинами алевритистыми, песчанистыми серого, темно-серого, синевато-серого цвета и песками; с прослоями существенно кварцевых, хорошо сортированных песков, с линзами полимиктовых гравийников и галечников, с включениями глауконита, органогенного опала, спиккул губок, панцирей диатомовых водорослей, конкреций сидерита, марказита, фосфоритов, остатков лигнитизированной растительности, мелких обломков каменного угля. Количество и размер обломочного материала нарастает от равнинных восточных районов к увалистым западным. В составе глин, особенно в верхних частях разреза, нередко наличие монтмориллонита, в нижних частях – повышенное содержание слюд.

Верхнюю возрастную границу толщи – ранний миоцен – диктует окончательно установившийся континентальный режим. Нижняя граница по большинству палинологических (30 репрезентативных) и диатомовых (10) определений – эоцен, но единичные определения по диатомовым, дающие морской палеоцен, позволяют опустить ее до начала палеогенового периода. Среди палинологических комплексов особенно характерны *Hydropteris*, *Tetraporina*, *Myrica pseudogranulata* Gladk., *Quersus ovalis* Pan., *Quersus graciliformis*, *Corylopsis mchedlichviliae* Lubm., *C. crassa* Lubm., *Sciadopityspollenites tuberculatus*, *Liquidambar*, *Pinus* sect. *mirabilis*, *Castanopsis*, *Carya*, *Juglans*, *Rhus*, *Magnolia*; среди диатомей – *Melosira sulcata* var. *siberica* Grun., *Coscinodiscus oblongus* Grev., *C. subtilis* Ehr., *Pyxilla gracilis* Temp. et Fonti, *Stephanopyxis marginata* Grun.

Маньяйсская толща перекрывается отложениями малососьвинской свиты неогена. Контакт резкий, обычно с базальным слоем вышележащих отложений. Толща перекрывается также разнообразными образованиями четвертичного периода, а местами скрыта лишь почвенным слоем.

Верхи толщи имеют переменный генезис – собственно морской и прибрежно-континентальный дельтового, даже озерно-аллювиального характера; возможно, было несколько циклов трансгрессии и регрессии. В целом генезис аллювиально-морской.

Мощность маньяйской толщи – первые десятки метров, максимально установлено до 70 м.

Отложения маньяйской толщи, ее гравийно-галечно-валунные фации, золотоносны. Они являются промежуточным коллектором россыпного золота и основным поставщиком его в аллювий современных долин.

НЕОГЕН

Малососьвинская свита (N₁₋₂ms). Образования малососьвинской свиты картируются преимущественно на междуречьях, реже в цоколях террас небольших речек. Обычно перекрывают образования маньяйской свиты и породы палеозойского фундамента восточного склона Северного Урала.

Свита представлена плотными вязкими листоватыми глинами, песками в частом переслаивании, с прослоями гравийников, галечников с редкими валунами. Цвет отложений серый, светло-серый, зеленовато-серый. Обломочный материал полимиктового состава, представлен разнообразными породами, как местными, так и переотложенными эрратического характера. В общей массе неустойчивые, легко разрушающиеся породы преобладают над устойчивыми (кварц, кремни, кварцитопесчаники). Типична слабая сортировка обломочного материала, а

также незначительная в целом степень окатанности, исключая заимствованные из более древних отложений кварцевые гравий и гальку. Весьма характерно включение обломков микрофоссилий, опала, спикул губок, переотложенных частиц угля, опок, конкреций сидерита.

Образования датируются возрастом от среднего миоцена до плиоцена на основании находок спор и пыльцы (19 репрезентативных определений). Здесь встречены *Ephedra fosiformis*, *Fagus* aff. *grandifoliiformis*, *Ulmus foliaceae* Gilh., *Podocarpus*, *Tsuga*, *Liquidambar*, *Betulaceae*, *Polypodiaceae*, *Omorica*, *Mirabilis*. Диатомовые (на востоке площади) указывают на пресноводный бассейн миоцен–плиоценового возраста – *Aulacoseira italica* (Her.) Sim., *Synedra capitata* Her., *Opephora martyi* Herib., *Diatoma vulgare* Bory, *Amphora coffeaeformis* var. *angularis* V. H., *Gomphonema intricatum* Kütz., *G. longiceps* var. *subclavatum* Grun., *Pinnularias borealis* Her., *P. major* (Kütz.) Cl., *Nitzschia amphibian* Grun., *Epithemia turgida* (Her.) Kütz., *E. zebra* (Her.) Kütz.

Генезис образований – озерный, аллювиально-озерный, иногда пролювиальный. Малососьвинская свита с размывом налегает на маньянскую толщу. Перекрывается и размывается разнообразными четвертичными образованиями, среди которых наибольшая роль принадлежит эоплейстоценовым пескам и неоплейстоценовым гляциофлювиальным отложениям. Мощность малососьвинской свиты до 15 м.

Отложения малососьвинской свиты, ее галечно-валунные фации, фрагментарно золотосны. Они не создают устойчивых и промышленных пластов, но являются промежуточным коллатором и поставщиком россыпного золота в аллювий современных речных долин.

КВАРТЕР

Образования четвертичного возраста широко распространены и представлены следующими генетическими типами: элювием, элювием и солифлюксием, коллювием, коллювием и десерпцием, делювием и десерпцием, делювием и солифлюксием, элювием и делювием, аллювием, лимнием, лимноаллювием, гляциалом, гляциалом и гляциофлювиалом, гляциолимнием, палюстрием. Они подразделяются на эоплейстоцен, среднее и верхнее звенья неоплейстоцена, нерасчлененные образования верхнего звена неоплейстоцена–голоцена, голоцен. Возраст выделенных стратогенов принят согласно Общей шкале квартера России, Региональной схеме стратиграфии квартера Урала, Легенде Северо-Уральской серии [93], по геоморфологической позиции и положению их в изученных разрезах. Мощность варьирует от 1 до 45 м.

С четвертичными образованиями связаны россыпи золота.

ПЛЕЙСТОЦЕН

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Устьхобеинская толща. *Лимноаллювий* (laE₂uh) представлен песками тонкозернистыми, глинами серыми с галькой. Образования выделены в Манья-Ляпинском районе, в пределах Сарынтурской эрозионно-структурной депрессии: по шурфам (прил. 7, № 10) и маршрутам на междуречье Манья–Мазапатья, в разрезе по р. Хунтынья (прил. 7, № 6), по разрезам предшественников на междуречье Арбынья–Мазапатья. Лимноаллювий залегает на озерных и аллювиальных миоцен–плиоценовых образованиях малососьвинской свиты. Перекрывается маломощными покровными суглинками, ледниковыми и гляциофлювиальными образованиями вангерьюской толщи среднего неоплейстоцена.

Из лимноаллювиальных образований отобрано 3 шлиховых пробы и 10 проб на литолого-минеральный анализ. Во всех пробах отмечаются обломки кремнистых пород, опал, глауконит, окремненные спикулы губок и панцири диатомовых водорослей, лимонит, иногда графит. Легкая фракция представлена кварцем, калиевым полевым шпатом, слюдой, обломками пород, в небольшом количестве плагиоклазами и хлоритом. Глинистая фракция состоит из гидрослюд, каолинита, иногда с примесью монтмориллонита. Устойчивые к химическому выветриванию минералы тяжелой фракции представлены ильменитом, лейкоксеном, хромитом, цирконом, дистеном, рутилом, турмалином; неустойчивые минералы – амфиболами, пироксенами, гранатом, сфеном, магнетитом, апатитом. Выход тяжелой фракции от 1 до 4 %. Палеогеографический коэффициент варьирует от 1,3 до 17,4. Палинокомплекс пробы 5148-1 (прил. 10, № 1) характеризуется резким преобладанием пыльцы голосеменных растений. Состав хвойных растений на видовом и секционном уровнях (большое количество пыльцы секции *Strobus*) позволяет предположить, что данная часть разреза формировалась в эоплейстоцене. Палинологический

материал из проб (прил. 10, № 7, 12, 14) по составу близок палиноспектрам из отложений верхней части эоплейстоцена–нижнего неоплейстоцена.

На основании выше изложенного, а также сходства литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], по геоморфологическому положению в разрезе, возраст лимноаллювия принят в объеме эоплейстоцена.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Среднее звено

Среднеуральский надгоризонт. Вангерюская толща. *Гляциолимний* (lgllvn) представлен глинами тонкослоистыми с прослоями песков и алевритов, с валунами, галькой, щебнем выветрелых пород. Обломочный материал (валуны и гальки) полимиктового состава, представлен как местными породами, так и эрратическими (глауконит-кварцевые песчаники и алевриты, опоки). Обломочный материал как свежего, так и выветрелого облика. Окатанность от 1 до 3 баллов. Образования вскрыты в Манья-Ляпинском районе скважинами предшественников (прил. 7, № 14) на северном берегу оз. Сарынтур, в пределах Сарынтурской структурно-эрозионной депрессии. Лимний и гляциал залегают на озерных и аллювиальных миоцен–плиоценовых образованиях малососьвинской свиты, перекрыт маломощными покровными суглинками. Мощность гляциолимния до 15 м.

По геоморфологическому положению в разрезе (по латерали фациально замещается гляциалом и гляциофлювиалом вангерюской толщи), возраст лимния и гляциала определен в объеме вангерюской толщи [43] среднеуральского надгоризонта среднего неоплейстоцена; толща коррелируется с самаровско–тазовскими ледниковыми горизонтами бахтинского надгоризонта Западной Сибири.

Гляциал и гляциофлювиал (g,flvn) представлен суглинками плотными с валунами, галькой, щебнем и гравием коренных пород, с прослоями разнозернистых песков, алевритов и глин. Широко распространен на площади листа работ. В Манья-Ляпинском районе вскрыт скважинами предшественников (прил. 7, № 15, 17, 19), линиями наших шурфов, опорными обнажениями (прил. 7, № 9, 11, 12). Цвет образований от буровато-коричневого до буровато-серого. Грубообломочный материал (гравий, галька, валуны) различного петрографического состава, разной степени окатанности и разной степени выветривания. Валуны и крупная галька представлены, как местными, так и эрратическими породами: розовыми гранитами сальнерско-майхамбовского комплекса; кварцитопесчаниками; глауконит-кварцевыми песчаниками и алевритами, опоками, кремнистыми породами, яшмоидами палеогена. Обломки, как свежие, так и выветрелые; окатаны от 1 до 5 баллов. Валуны округлой, удлиненной, иногда плоскоокатанной формы. Часто на валунах наблюдаются ледниковые шрамы и борозды. Так в точке наблюдения 2027-3 на кварце отмечены субпараллельные трещины волочения.

Образования толщи связаны с покровным оледенением, в процессе которого ледником были сформированы гряды и холмы высотой до 45 м (прил. 7, № 9). Гляциал и гляциофлювиал залегают на лимноаллювии устьхобеинской толщи эоплейстоцена, миоцен–плиоценовых образованиях малососьвинской свиты, палеоген–миоценовых образованиях маньянйсской толщи. Перекрыт маломощными покровными суглинками. По латерали замещается гляциалом и гляциолимнием вангерюской толщи. Западная граница гляциала и гляциофлювиала в Манья-Ляпинском районе совпадает с западной границей пьедмонта.

Из гляциальных и гляциофлювиальных образований отобрано 25 проб на литолого-минеральный анализ. На некоторых плоскостях обломков заметны субпараллельные бороздки, царапины, штрихи и т. д., что свидетельствует о переносе волочением. Во многих пробах отмечаются обломки кремнистых пород, опоки, опал, хорошо окатанные обломки углей. Легкая фракция представлена кварцем, калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, пироксеном, роговой обманкой, гранатом, сфеном, магнетитом, слюдами, хлоритом, обломками пород. Глинистая фракция состоит из гидрослюды монтмориллонитизированной и каолинита. Из аутигенных минералов определены гидроокислы железа, глауконит, опал, окремненные обломки спикул губок и панцирей диатомовых водорослей, угли, фосфориты, марказит-пирит, халцедон, обломки фораминифер и др. Устойчивые к химическому выветриванию минералы тяжелой фракции представлены ильменитом, лейкоксеном, хромитом, цирконом, турмалином, рутилом, ставролитом, дистеном; неустойчивые минералы – амфиболами, пироксеном, гранатом, сфеном, магнетитом, апатитом. Выход тяжелой фракции от 3 до 20 %. Палеогеографический коэффициент варьирует от 0,2 до 1, в редких случаях до 1,9 (в нижней части разреза или на контакте с миоцен–палеогеновыми образованиями). Присутствие обломков углей, фосфоритов, опок,

глауконит-кварцевых песчаников, спикул губок и панцирей диатомовых водорослей позволяет предполагать ассимиляцию ледником морских образований маньинской толщи. Часто в нижней части тиллов наблюдаются ксенокласты подстилающих пород. Это подтверждает палинологический анализ, отобранный в скважине С8 (прил. 10, № 15) с глубины 5 м. Отмеченный спорово-пыльцевой комплекс складывается в основном переотложенными формами олигоцен-миоценового возраста. Это говорит о том, что в нижней части ледникового комплекса резко увеличивается количество ксенокластов ниже залегающих пород.

Мощность гляциала и гляциофлювиала до 45 м. Отмечается слабая россыпная золотонность по нашим шлихам. По аэрокосмоснимкам четко прослеживаются ложбины стока ледниковых вод, они характеризуются петельчато-меандровым рисунком древней гидросети, розовато-фиолетово-темно-зеленым фототонном.

На основании выше изложенных данных, по спорово-пыльцевому анализу, по сходству литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93] и по геоморфологическому положению в разрезе (фациальное замещение гляциалом и гляциолимнием вангерюской толщи по латерали), возраст гляциала и гляциофлювиала определен, как вангерюская толща среднеуральского надгоризонта среднего неоплейстоцена; толща коррелируется с самаровско-тазовскими ледниковыми горизонтами бахтинского надгоризонта Западной Сибири.

Верхнее звено

Ханмейский горизонт. Ханмейская свита. *Гляциал и гляциофлювиал (g,fl/hn)* представлен суглинками с галькой, щебнем, валунами, глыбами местных пород и с прослоями разнозернистых песков. Выделен как в Патокско-Уньинском, так и в Манья-Ляпинском районах. Выполняет долины рек Ыджидляга, Лягавож, Ичетляга, Печора в Патокско-Уньинском районе; Иоутынья, Лопсия, Хунтынья, Манья, Бол. Сосьва в Манья-Ляпинском районе. Образования свиты связаны с ханмейским горно-долинным оледенением, в процессе которого ледником были сформированы конечные и боковые гряды, холмы высотой до 10 м. Ледниковая и водноледниковая ханмейская свита залегает на гляциале и гляциофлювиале вангерюской толщи среднего неоплейстоцена, морских палеоген-миоценовых образованиях, коренных породах; перекрыта маломощными покровными суглинками, голоценовым палюстрием; фациально замещается гляциалом ханмейской свиты. Минералогический состав шлихов, отобранных из ледникового комплекса: кварц, эпидот, роговая обманка, турмалин, лимонит.

В типичных разрезах горизонта (прил. 7, № 5) наблюдаются коричневые до коричневаторыжие суглинки, содержащие хаотично расположенные валуны, гальки, гравий, песок, дресву. Валуны представлены кварцитопесчаниками, кварцитогравелитами, желтым и белым кварцем, габбро, пироксенитами; валуны, в основном, удлиненно окатанные, размер по длинной оси до 70 см, по короткой до 30–40 см; окатанность до 3–5 баллов. Местами валуны образуют скопления в виде гнезд диаметром до 1,5 м. Также в матриксе отмечаются хаотично расположенные гнезда гравийно-песчаного состава, размером от 10 до 50 см. Пески разнозернистые, полимиктовые, окатанность обломков от 1 до 3 баллов. В основании залегает базальный горизонт мощностью 1 м, представлен скоплением крупнообломочного материала (валунов, галки, гравия).

По данным литологического анализа, легкая фракция представлена кварцем, калиевым полевым шпатом, биотитом, обломками пород. Глинистая фракция состоит из каолинита и гидрослюды. Из аутигенных минералов определены гидроокислы железа, опал, спикулы губок, глауконит. Выход тяжелой фракции 21 %. Устойчивые к химическому выветриванию минералы тяжелой фракции представлены лейкоксеном, ильменитом, турмалином, единичными зернами циркона, андалузита; неустойчивые минералы – амфиболами, гранатом, сфеном, единичными зернами пироксенов, магнетита. Палеогеографический коэффициент 0,2. Из гляциала и гляциофлювиала отобрано 6 проб на спорово-пыльцевой анализ. Отмечены лишь переотложенные зерна (формы разорваны, смяты, структура экины разъедена) спор и пыльцы эоплейстоцена, палеогена-неогена, мела. Присутствие этих спор и пыльцы позволяет предполагать ассимиляцию ледником нижележащих образований. Отобрана проба (прил. 10, № 3) на диатомовый анализ. В ней редко наблюдаются явно переотложенные остатки *Pyxidicula polaris* (Jouse) Streln. et Nikolaev удовлетворительной сохранности. Мощность образований до 15 м.

На основании сходства литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93] и по геоморфологическому положению в разрезе (фациально замещается гляциалом ханмейской свиты), возраст гляциала и гляциофлювиала принят в объеме ханмейской свиты ханмейского горизонта позднего неоплейстоцена.

Гляциал (gllhn) сложен суглинками с галькой, щебнем, валунами и глыбами местных пород; образования рыхлого до средне плотного сложения, цвет от буровато-серого до коричневого. Валунны и глыбы представлены местными породами, характеризуются плохой и средней степенью окатанности. Свита выделена в горной, залесенной части хребтов Яны-Квот-Ньер и Мань-Квот-Ньер. В Манья-Ляпинском районе образования выделены по р. Иоутынья и ее правым притокам (прил. 7, № 2), стекающим с хр. Яны-Квот-Ньер на запад; по рекам, стекающим с восточного склона хр. Мань-Квот-Ньер. Морена выделена так же по р. Лопсия, Хунтынья, Манья, Луцоуля, Большая Сосьва. В Патокско-Уньинском районе ледниковые образования выделены по правым притокам в верховьях р. Ыджидляга (руч. Холодный); в верховьях рек Ичетляга, Лягавож, Печора и Щеголихинская; по правому притоку р. Мал. Порожня; по р. Бобровая и ее левому притоку – р. Челпанъель, стекающим по западному склону с хр. Яны-Пупуньер. Залегают на мезозойских корях выветривания и коренных породах; перекрыт маломощными покровными суглинками.

Из моренных образований отобрано 3 пробы на литолого-минеральный анализ. Легкая фракция представлена кварцем (12–18 %), калиевым полевым шпатом (3–5 %), биотитом (2–6 %), хлоритом (менее 1 %), обломками пород (55–70 %). Глинистая фракция состоит из гидрослюды и каолинита; в нижней части она представлена каолинитом, что подтверждает литологическую связь матрикса с подстилающими породами. Из аутигенных минералов определены гидроокислы железа. Выход тяжелой фракции 35–48 %. Устойчивые к химическому выветриванию минералы тяжелой фракции представлены ильменитом, лейкоксеном, единичными зернами циркона, ставролита; неустойчивые минералы – амфиболами, пироксенами, сфеном, единичными зернами магнетита, граната, апатита. Палеогеографический коэффициент 0,2–0,3. Мощность образований до 15 м.

На основании сходства литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93] и по геоморфологическому положению в разрезе, возраст гляциала принят в объеме ханмейской свиты ханмейского горизонта позднего неоплейстоцена.

Невьянский горизонт. Тынаготская свита. *Аллювий* (a²llln) представлен песками гравийными, полимиктовыми с валунами; галечниками; глинами; суглинками. Он формирует вторую надпойменную террасу. Терраса выделена в Манья-Ляпинском районе по скважинам предшественников по рекам Манья (прил. 7, № 13) [63] и Бол. Сосьва. Высота поверхности 3–5 м над урезом воды. Терраса цокольная, редко аккумулятивная. Высота цоколя над урезом воды 2–3 м. Сложен цоколь ледниковым комплексом покровной морены. Тынаготский аллювий залегают на мезозойских корях выветривания, гляциале и гляциофлювиале вангерюской толщи; перекрыт делювием и солифлюксием верхнего звена неоплейстоцена–голоценом.

По литолого-минеральному спектру легкая фракция представлена кварцем (17 %), калиевым полевым шпатом (6 %), биотитом (9 %), хлоритом, обломками пород (44 %). Глинистая фракция состоит из гидрослюды с примесью каолинита. Из аутигенных минералов определены опал, кремнистые спикулы губок. Устойчивые к химическому выветриванию минералы тяжелой фракции представлены ильменитом, рутилом, лейкоксеном, хромитом, цирконом, единичными зернами турмалина, ставролита, дистена, андалузита; неустойчивые – амфиболами, пироксенами, магнетитом, гранатом, сфеном. Выход тяжелой фракции 11 %. Палеогеографический коэффициент 0,3.

В аллювии встречаются единичные знаки золота (по данным предшественников). Мощность образований до 5 м.

На основании сходства литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], по геоморфологическому положению в разрезе, по результатам литологического анализа, возраст аллювия принят в объеме тынаготской свиты невьянского горизонта позднего неоплейстоцена.

Лодминская толща. *Аллювий* (a²llld) представлен песками, песчано-гравийно-галечными образованиями с валунами. Он формирует вторую надпойменную, аккумулятивную террасу, на неравновесных участках – цокольную.

Терраса выделена в Патокско-Уньинском районе по р. Ыджидляга, Печора. Высота поверхности террасы над урезом реки 3,7–5 м. Фрагменты террасы, обычно имеющие незначительную ширину поверхности (до 200 м) при длине до 1 км, встречаются вблизи устьевых частей крупных водотоков – р. Печора (р. Мал. Порожня, Щеголихинская). Подошва аллювия располагается вблизи уреза воды, что объясняет быстрый переход аккумулятивных участков террасы в цокольные в пределах одного обнажения. В разрезе аллювия выделяются две пачки: нижняя – сложена русловой фацией и верхняя, состоящая из пойменной и старичной фаций. Русловая фация представлена преимущественно грубозернистыми, песчанистыми образованиями с тонкими (до 5–10 см) гравийно-мелкогалечными прослоями и редко встречающимися валунами;

мощность ее колеблется от 1 до 4 м. Старичные образования верхней пачки состоят из чередования супесей и суглинков мощностью до 0,9 м; пойменные – из песчаных, плотных суглинков с гальками и валунами мощностью от 0,3 до 1,5 м. Старичная фация встречена на субширотном отрезке р. Печора. Лодминский аллювий залегает на ледниковом комплексе ханмейской свиты верхнего неоплейстоцена и вангерюской толщи среднего неоплейстоцена, коренных породах; перекрыт делювием и солифлюксияем верхнего неоплейстоцена–голоцена.

Пойменная фация присутствует в разрезах аллювия по всей реке, но преобладает над русловой в верхнем течении.

Гранулометрический состав русловой фации аллювия характеризуется плохой сортированностью и повышенным содержанием мелкой гальки (до 40 %), гравия (до 30 %), алевритовых частиц (16–26 %). В пойменной фации количество гальки остается тем же (до 40 %), гравия уменьшается до 15 %, одновременно увеличивается количество пелитовых частиц (до 10 %). В старичной фации резко увеличивается количество пелитовых (до 15 %), алевритовых (до 39 %) частиц и мелкозернистого песка размером 0,1–0,25 мм (до 20 %).

Минеральный состав аллювия всех фаций практически не различается; он представлен кварцем, полевыми шпатами, хлоритом, эпидотом, магнетитом, роговой обманкой, рутилом, гематитом, лимонитом. На сопредельной территории, из аллювиальных образований, развитых по р. Унья, выделенный спорово-пыльцевой спектр отражает последовательную смену растительности от лесотундровой в начале осадконакопления до хвойно-лиственной в конце. Причем климат в начале осадконакопления был более теплый, чем современный [111].

В аллювии встречаются единичные знаки золота (по данным предшественников). Мощность образований до 6 м.

На основании сходства литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], по геоморфологическому положению в разрезе, возраст лодминского аллювия принят в объеме невянского горизонта позднего неоплейстоцена.

Полярноуральский горизонт. Полярноуральская свита. *Гляциал* (glial) представлен глинисто-песчаными образованиями с глыбами, щебнем, гравием и валунами местных пород. Цвет образований коричневый. Обломочный материал не выветрелый, местный, размером от 5 см до 1 м, окатанность от 0,5 до 2 баллов.

Свита выделена в гольцовой зоне в Патокско-Уньинском районе в верховьях р. Бобровая и ее правого притока – р. Челпаньель, стекающим на запад и по р. Лягавож, стекающей на север с хр. Яны-Пупуньер. В Манья-Ляпинском районе морена выделена в верховьях правого притока р. Иоутынья, стекающего на запад с хр. Яны-Квот-Ньер. Гляциальные образования связаны с полярноуральским горно-долинным оледенением. Они слагают моренные валы, ориентированные вдоль оси долины. Ледники не выходят за пределы гор, образуя гряды боковых и конечных морен в пределах троговых долин. Образования залегают на ханмейском гляциале или коренных породах. Мощность гляциала до 10 м.

На основании сходства литологического состава с аналогичными образованиями в районе горной вершины Оторген (к югу от нашей территории) [43] и по геоморфологическому положению в разрезе (залегают на ханмейской морене), возраст гляциала принят в объеме полярноуральской свиты полярноуральского горизонта позднего неоплейстоцена.

Хулгинская свита. *Аллювий* (aluv) представлен галечниками гравийными, полимиктовыми; песками с валунами; супесями. Формирует первую надпойменную аккумулятивную террасу. Строение разреза террасы двучленное. Нижняя часть сложена галечниками с редкими валунами, гравием, песком с примесью глины. Верхняя часть представлена серовато-коричневыми алевритистыми, песчанстыми глинами и мелкозернистыми, полимиктовыми песками. Окатанность обломочного материала до 2–3 баллов, состав полимиктовый. Хулгинский аллювий развит в Манья-Ляпинском районе, встречается практически по всем рекам: Лопсия, Хунтынья, Мазапатья, Манья, Луцоуля (прил. 7, № 18), Котлия, Бол. Сосьва (прил. 7, № 16). Терраса хорошо выражена в рельефе. Высота поверхности от 1,5 до 4 м, на неравномерных участках до 8 м. Площадка террасы субгоризонтальная, иногда слабо наклонная к реке.

Залегают хулгинский аллювий на ледниковом комплексе вангерюской толщи среднего неоплейстоцена, на озерных и аллювиальных миоцен–плиоценовых образованиях малососьвинской свиты, мезозойских корах выветривания; перекрыт голоценовым палюстрием, делювием и солифлюксияем верхнего звена неоплейстоцена–голоцена.

Из аллювия первой террасы отобрано 6 проб на литолого-минеральный анализ. Легкая фракция представлена кварцем (16–39 %), калиевым полевым шпатом (2–6 %), биотитом (1–13 %), мусковитом (до 1 %), плагиоклазами, хлоритом, обломками пород (40–57 %). Глинистая фракция состоит из гидрослюды с примесью каолинита. Из аутигенных минералов определены гидроокислы железа, опал, лом опаловой органики, спикулы губок, диатомовые водоросли,

фиталитарии, единичные зерна окисленного глауконита, пирит. Выход тяжелой фракции от 11 до 28 %. Устойчивые к химическому выветриванию минералы тяжелой фракции представлены ильменитом, лейкоксеном, рутилом, цирконом, хромитом, единичными зернами турмалина, анатаза, дистена, глаукофана; неустойчивые минералы – амфиболами, пироксенами, магнетитом, гранатом, сфеном, единичными зернами апатита, хлорита, слюд. Палеогеографический коэффициент варьирует от 0,3 до 0,7. По результатам шлихового анализа, в минеральном составе тяжелой фракции преобладают неустойчивые минералы: магнетит, пироксены, амфиболы, гранат, оливин, апатит, сфен, обломки пород; устойчивые представлены ильменитом, хромшпинелидами, рутилом, цирконом, кианитом. Аутигенные представлены гидроокислами железа. Выделено более 30 знаков золота. Выход тяжелой фракции 4 %. Палеогеографический коэффициент 0,1, что соответствует полярноуральскому горизонту верхнего неоплейстоцена. Две пробы (прил. 10, № 13, 18) содержат репрезентативные спорово-пыльцевые спектры близкие палинологическим данным из отложений поздних этапов нижнего неоплейстоцена – ранним этапам среднего неоплейстоцена (данные по палинологии не увязываются с геоморфологической позицией первой надпойменной террасы). В составе хвойных пород отмечена пыльца типичной темнохвойной тайги, где преобладают представители современных видов *Picea obovata*, *Abies sibirica*, *Pinus sibirica*, *P. pumila*, *P. sylvestris*, а также пыльца можжевельника *Cupressaceae*. Из древесных покрытосеменных пород отмечены в основном мелколиственные породы и единичные теплолюбивые, которые могут свидетельствовать о последних фазах теплых (межледниковых) эпохах. Мощность аллювия до 8 м. С хулгинским аллювием связаны россыпи золота.

На основании сходства литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], по геоморфологическому положению в разрезе, возраст аллювия принят в объеме хулгинской свиты полярноуральского горизонта позднего неоплейстоцена.

Полярноуральский аллювий (a¹IIIpu) представлен галечниками гравийными, полимиктовыми; песками с валунами; супесями. Формирует первую надпойменную аккумулятивную террасу. Строение разреза террасы двучленное. В нижней части аллювий сложен песчано-гравийно-галечными образованиями; в верхней – супесями, суглинками, песками. Полярноуральский аллювий развит в Патокско-Уньинском районе по рекам Илыч, Ичетляга, Ыджидляга (и ее правому притоку – руч. Соболиный), Еграляга, Лягавож, Печора. Терраса хорошо выражена в рельефе. Высота поверхности от уреза реки 2,5–3 м. Площадка террасы субгоризонтальная, иногда слабо наклонная к реке.

Гранулометрический состав русловой фации характеризуется большим содержанием гравия и мелкой гальки (35–54 %), песка (24–37 %); причем преобладают средне- и крупнозернистые частицы, количество алевритовых частиц колеблется от 18 до 24 %, содержание пелитовых – обычно не превышает 3 %. В пойменной фации увеличивается количество пелитовых (до 9 %) и алевритовых (до 33 %) частиц при одновременном уменьшении песчаных (до 9 %). В грубозернистой фракции, количество которой достигает 47 %, увеличивается содержание гальки до 40 %. В шлихе, отобранном из аллювия, встречаются гематит, магнетит, эпидот, роговая обманка, хлорит, плагиоклаз, кварц.

Из аллювия отобраны пробы на литолого-минеральный и спорово-пыльцевой анализы. Легкая фракция представлена кварцем (35 %), калиевым полевым шпатом (10 %), мусковитом (20 %), хлоритом (4 %), обломками пород (5 %). Глинистая фракция состоит из гидрослюды с примесью каолинита. Аутигенные представлены гидроокислами железа. Устойчивые к химическому выветриванию минералы тяжелой фракции представлены ильменитом, лейкоксеном, турмалином; неустойчивые минералы – магнетитом, хлоритом, апатитом, амфиболами, сфеном. Выход тяжелой фракции 6 %. Палеогеографический коэффициент 0,9. Спорово-пыльцевые спектры пробы близки палинологическим данным из отложений поздних этапов нижнего неоплейстоцена – ранних этапов среднего неоплейстоцена (как и для аллювия хулгинской свиты в Манья-Ляпинском районе, что также не соответствует геоморфологической позиции первой надпойменной террасы). Спорово-пыльцевой анализ, отобранный из аллювия первой надпойменной террасы р. Ельма (приток р. Печора) к западу от нашей площади работ [110] отражает холодную климатическую обстановку во время образования аллювия, отвечающую времени карового полярноуральского оледенения. Мощность аллювия до 6 м. С полярноуральским аллювием связаны россыпи золота.

На основании выше изложенных данных, по сходству литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], по геоморфологическому положению в разрезе, возраст аллювия определен, как полярноуральский горизонт позднего неоплейстоцена.

Верхнее звено нерасчлененное

Элювий и делювий (e,dIII) представлен суглинками и супесями со слабо выветрелым щебнем подстилающих пород. Образования распространены в Манья-Ляпинском районе в пределах пьедмонта, развиты на плосковершинных возвышенностях и пологих склонах междуречий. Залегают на мезозойских корах выветривания и коренных породах. Мощность до 3 м.

По геоморфологическому положению в разрезе и по сходству литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], возраст элювия и делювия определен, как поздний неоплейстоцен.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Делювий и солифлюксий (d,sIII–H) представлен суглинками и глинами со щебнем подстилающих пород и редким гравием. Они покрывают нижние части склонов и подножья хребтов, террасированные поверхности долин рек.

Образования залегают на аллювии первой и второй надпойменных террас, ледниковом комплексе ханмейской свиты верхнего и вангерюской толщи среднего неоплейстоцена, озерных и аллювиальных образованиях малососьвинской свиты неогена, морской маньянской толще палеоген–миоценового возраста, мезозойских корах выветривания. По данным литолого-минералогического анализа, в составе тяжелой фракции преобладают неустойчивые минералы: амфиболы, сфен, гранат, апатит, хлорит; устойчивые представлены единичными зернами ильменита, рутила, лейкоксена, хромита, циркона, турмалина. Из аутигенных отмечены гидроокислы железа. Выход тяжелой фракции 17 %. Палеогеографический коэффициент 0,7. Мощность делювия и солифлюксия составляет 0,5–1 м, редко достигает 5 м.

На основании сходства литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], по геоморфологическому положению в разрезе, возраст делювия и солифлюксия принят в объеме верхнего звена неоплейстоцена–голоцена.

Делювий и десерпций (d,drIII–H) представлен суглинками и глинами со щебнем и щебнисто-глыбовыми прослоями местных пород. Развит в горной части площади, в лесной зоне, наиболее широко в Патокско-Уньинском районе. Здесь широко развиты залесенные нагорные террасы и каменные осыпи. Образования хорошо выделяются при дешифрировании аэрофотоснимков, наблюдаются на абсолютных отметках 380–520 м. Залегают на коренных породах и мезозойских корах выветривания; выше по склону фациально замещаются коллювием и десерпцием, ниже – делювием и солифлюксием верхнего неоплейстоцена–голоцена. Мощность до 3 м.

По геоморфологическому положению в разрезе и на основании сходства с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], возраст делювия и десерпция принят в объеме позднего неоплейстоцена–голоцена.

Коллювий и десерпций (c,drIII–H) представлен щебнем с супесчаным заполнителем и редкими глыбами коренных пород. Развит в горной части площади; в зоне, переходной от гольцовой к лесной: здесь широко развиты нагорные террасы. Образования наблюдаются на абсолютных отметках до 640 м (при увеличении крутизны склонов более 30–35°). Образования залегают на коренных породах и мезозойских корах выветривания; выше по склону фациально замещаются коллювием, ниже – коллювием и десерпцием верхнего неоплейстоцена–голоцена. Мощность до 5 м.

По геоморфологическому положению в разрезе и на основании сходства с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], возраст коллювия и десерпция принят в объеме позднего неоплейстоцена–голоцена.

Элювий и солифлюксий (e,sIII–H) представлен глинами и суглинками со щебнем и глыбами подстилающих пород. Они развиты на залесенных, плосковершинных участках холмов и увалов с абсолютными отметками от 400 до 640 м. Образования сложного генезиса: на самих вершинах они представлены элювием, на выположенных межгорных площадках – солифлюксием. Образования продолжают формироваться и в настоящее время. Разделить их в масштабе карты не представляется возможным. Образования залегают на мезозойских корах выветривания и коренных породах; фациально замещаются коллювием и десерпцием, делювием и десерпцием, делювием и солифлюксием верхнего неоплейстоцена–голоцена. Мощность до 2 м.

На основании сходства литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93] и по геоморфологическому положению в разрезе, возраст элювия и солифлюксия принят в объеме позднего неоплейстоцена–голоцена.

ГОЛОЦЕН

Горбуновский горизонт. *Коллювий* (сН) представлен глыбами и щебнем коренных пород с супесчаным заполнителем, рыхлого сложения. Распространен в гольцовой зоне горных массивов Северного Урала, в северной, центральной и южной частях площади работ на крутых склонах гор. Кроме того, намечается общая тенденция уменьшения размера обломков вниз по склону, что связано с постепенным измельчением материала при его перемещении. Образования наблюдаются на абсолютных отметках до 960 м. Образования залегают на мезозойских корях выветривания и коренных породах. Мощность до 4 м.

По геоморфологическому положению в разрезе и на основании сходства с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], возраст коллювия принят в объеме горбуновского горизонта голоцена.

Палюстрий (рН) представлен торфом. Развита на всей площади работ, но особенно широко в Манья-Ляпинском районе. Приурочен к современным заболоченным понижениям рельефа. Формируется в долинах рек, низинах и на участках избыточного увлажнения. Палюстрий относится к покровным образованиям и перекрывает все более древние образования. Мощность до 8 м. По данным радиоуглеродного анализа (прил. 11) возраст палюстрия варьирует в пределах от $101,5 \pm 0,5$ [рМС] до $2\ 980 \pm 40$ [ВР], что соответствует горбуновскому горизонту голоцена.

По геоморфологическому положению в разрезе, по данным радиоуглеродного анализа, по сходству литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], возраст палюстрия определен в объеме горбуновского горизонта голоцена.

Лимний (лН) представлен песками полимиктовыми, глинами. Приурочен к современным озерным ваннам – Сартынтур, Экипурымтур, Лопсиятур, Арбынтур, расположенным в восточной части площади, в Манья-Ляпинском районе. Представлен береговыми и донными осадками современных озер. Береговые отложения сложены песками и глинами, иногда с галькой; донные – глинами темно-серого, зеленовато-серого цвета. Залегают лимний на гляциолимнии вангерюской толщи среднего неоплейстоцена, озерных и аллювиальных образованиях малососьвинской свиты неогена; фациально замещается палюстрием. Мощность до 4 м.

По геоморфологической позиции (в разрезе фациально замещается палюстрием) и по сходству литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], возраст лимния определен в объеме горбуновского горизонта голоцена.

Аллювий высокой, низкой поймы и русла (аН) представлен галечниками гравийными с валунами, песками, супесями с прослоями глины и торфа. Цвет отложений серый, темно-серый до зеленовато-серого. Аллювий в долинах рек формирует высокую и низкую пойменные террасы, слагает русла рек. Русловая фация представлена галечниками, песками полимиктовыми, мелкозернистыми с гравием; пойменная – супесями и суглинками с прослоями глины. Высокая пойма морфологически хорошо выражена, высота ее поверхности над урезом реки до 2 м, низкой – до 0,5 м. Поверхность субгоризонтальная, часто заболочена. Аллювий залегают на гляциале и гляциофлювиале вангерюской толщи среднего неоплейстоцена, мезозойских корях выветривания, коренных породах, аллювиальных образованиях первой надпойменной террасы.

На правом безымянном притоке р. Иоутынья (прил. 7, № 1) авторами описана и опробована русловая фация аллювия. Ширина русла 3–5 м, с галечными пляжами (шириной до 10 м). Обломочный материал (галечки, гравий, валунная галька) хорошо окатан (от 1 до 5 баллов). Обломки плоскоокатанной и округлой формы, представлены метабазами, зелеными сланцами, пироксенитами амфиболитизированными, гранитоидами, кремнями черного и красно-вишневого цвета, песчаниками, кварцитами, кварцитопесчаниками, опоками, халцедоном, кварцем желтого и белого цвета.

По данным шлихового и литолого-минералогического анализов, легкая фракция представлена кварцем (19 %), биотитом (2 %), калиевым полевым шпатом (1 %), хлоритом и мусковитом (до 1 %), обломками пород (71 %). Глинистая фракция состоит из гидрослюды с примесью каолинита. Из аутигенных минералов определен лимонит. Устойчивые к химическому выветриванию минералы представлены ильменитом, лейкоксеном, единичными зернами циркона, турмалина; неустойчивые минералы – амфиболами, пироксенами, магнетитом, единичными зернами граната, хлорита, слюд. Выход тяжелой фракции 51 %. Палеогеографический коэффициент 0,2. В шлиховой пробе при промывке обнаружено золото. Мощность аллювия до 10 м, с ним связаны россыпи золота.

На основании сходства литологического состава с аналогичными образованиями в «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], по геоморфологическому положению в разрезе, возраст аллювия высокой, низкой поймы и русла определен в объеме горбуновского горизонта голоцена.

Элювий криофрагмальный (e_mH) представлен щебнисто-глыбовыми развалами коренных пород. Развит в гольцовой зоне распространения многолетнемерзлых пород на вершинах гребневидных увалов и хребтов с абсолютными отметками до 1 040 м. Образования залегают на коренных породах. Мощность до 2 м.

Согласно «Легенде Северо-Уральской серии...» [93], по геоморфологическому положению в разрезе, возраст элювия принят в объеме горбуновского горизонта голоцена.

МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ

На территории листа Р-40-ХVIII распространены магматические и метаморфические образования различного состава, с интервалом возрастов от позднего рифея до позднего девона. Большая часть интрузивных образований расположена в восточной части, в пределах Западно-Тагильской СФЗ, где входит в состав Ялпингнёрского полиформационного плутонического массива Платиноносного пояса Урала. В Западно-Уральской мегазоне картируются дайки, силы и штоки хомасьинских субвулканических образований, гранодиорит-гранитовые интрузии саклаимсорского комплекса и гипабиссально-субвулканические образования малиновского комплекса. В пределах Ляпинской СФЗ распространены саблегорские субвулканические образования, интрузивные тела и дайки сальнёрско-маньхамбовского и парнукского комплексов.

Магматические образования представлены следующими комплексами: саблегорскими субвулканическими образованиями, парнукским габбро-диоритовым, конжаковским дунит-верлит-клинопироксенит-габбровым, второй фазой сальнёрско-маньхамбовского гранит-лейкогранитового плутонического комплекса, хомасьинскими субвулканическими образованиями, малиновским монцодиорит-гранитовым гипабиссальным, салатимским дунит-гарцбургитовым, саклаимсорским гранодиорит-гранитовым, шемурским субвулканическим, тагило-кытлымским габброноритовым, петропавловским габбро-диорит-плагиогранитовым, северорудничным габбро-диорит-гранодиоритовым, ивдельским комплексом габбро-долеритовым гипабиссальным. Метаморфические породы (гнейсы и амфиболиты) объединяются в составе белогорского комплекса.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКО-РАННЕВЕНДСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ, ГИПАБИССАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Саблегорские субвулканические образования распространены в зоне Центрально-Уральского поднятия, пространственно ассоциируют с метавулканиками саблегорской свиты и прорывают образования мороинской свиты, являются комагматами саблегорской свиты.

Первая фаза внедрения развита преимущественно в южной части площади в виде даек и силлов субмеридионального направления и представлена метаморфизованными *долеритами* ($\beta'RF_3sb_1$). Силлы нередко осложнены многочисленными апофизами, имеют протяженность до 17 км и мощность от первых десятков метров до 800 м в раздувах, залегают согласно со сланцеватостью вмещающих пород, редко имеют секущее залегание [111].

Образования второй фазы распространены, главным образом, в северной части территории листа Р-40-ХVIII и представлены телами метаморфизованных *риолитов* ($\lambda'RF_3-V_1sb_2$), *гранит-порфиров* ($\gamma\pi'RF_3-V_1sb_2$), дайками *риодацитов* ($\lambda\zeta'RF_3-V_1sb_2$), *трахириолитов* ($\tau\lambda'RF_3-V_1sb_2$). Имеют мощность от первых метров до 300 м и протяженность до 5 км.

По своим геофизическим характеристикам они не отличаются от вулканогенных комагматов. Петро- и геохимические параметры свидетельствуют о принадлежности даек первой фазы известково-щелочной и умереннощелочной сериям, это низкомagneзиальные, высоко- и среднетитанистые породы, отличающиеся низкими содержаниями Cr, Ni, Sr. По соотношениям Y-Cr (Пирс, 1987), Ti-Cr (Пирс, 1975), Ti-V (Shervais, 1982), MnO-TiO₂-P₂O₅ (Mullen, 1983), P₂O₅-TiO₂ они попадают в поля базальтов СОХ. Распределение РЗЭ в части пород близко к N-MORB, другая часть характеризуется более высокими содержаниями РЗЭ и обогащенностью легкими редкими землями (рис. 6). Для кислых разностей выявилась разнородность показателей. Они отличаются высокими содержаниями Nb (2–71,9 г/т), Ta (1,8–6,1 г/т), Zr (158,6–855,6 г/т), характеризуются значительными различиями в содержаниях ЛРЗЭ. На диаграмме Пирса (1984 г.) по соотношениям Y и Nb попадают в поля внутриплитных и островодужных формаций.

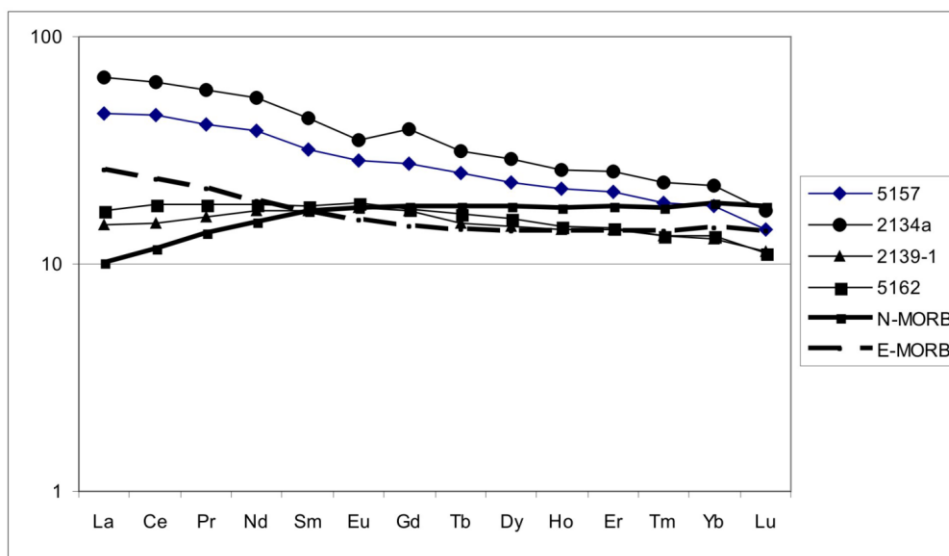


Рис. 6. График распределения РЗЭ (содержания нормированы к хондриту) в саблегорских метадолеритах.

N-MORB и E-MORB – соответственно «истощенные» и «обогащенные» базальты срединно-океанических хребтов по Sun, McDonough, 1989.

По результатам ПКСА для саблегорских субвулканических образований первой фазы характерны повышенные содержания, по сравнению с кларком земной коры, халькофильных элементов: Zn (Кк 2,7), Cu (Кк 2,4), Ag (Кк 1,4); литофильных: Mn (Кк 2,5), Ti (Кк 1,6), Sc (Кк 1,4); сидерофильных: Co (Кк 1,6), Sn (Кк 1,5). Вариации содержаний химических элементов незначительны. Образования обеднены Cr, Ba, Nb, Be, Mo. Содержания остальных элементов находятся на околокларковом уровне. Для субвулканитов второй фазы характерны повышенные содержания, по сравнению с кларком земной коры, литофильных элементов: Zr (Кк 2,6), Yb (Кк 1,6), Y (Кк 1,4); сидерофильных: Sn (Кк 1,9); халькофильных: Zn (Кк 1,4), Ga (Кк 1,3), Pb (Кк 1,1). Вариации содержаний химических элементов незначительны, кроме Zn. Отмечены пониженные содержания Ni, V, Sr, Co, Cr, Nb, Mo. Содержания остальных элементов находятся на околокларковом уровне.

Возраст принимается позднерифейско–вендским на основании геохимического сходства и пространственной ассоциации с вулканитами саблегорской свиты, датированными многочисленными изотопно-геохронологическими определениями в петротипическом районе [68] и на исследуемой территории.

Парнукский габбро-диоритовый комплекс впервые выделен Б. А. Голдиным и М. В. Фишманом на Приполярном Урале, в истоках рр. Парнук, Манья, Маньхобею, Хобею. На площади работ породы комплекса развиты в Ляпинско-Кутимском антиклинории. В северной части листа, среди образований мороинской свиты, картируется небольшой фрагмент Сотчемьельского массива, штоки и дайки, представленные *габбро* (vRF_3-V_1p), *габбродолеритами* ($v\beta RF_3-V_1p$) и *монцогаббро* (μvRF_3-V_1p). В южной части исследуемой территории к парнукскому комплексу отнесены Верхнепечорский, Челпаньельский и Койпский массивы.

В магнитном поле породы комплекса характеризуются отдельными локальными аномалиями амплитудой от -100 до -500 нТл, редко – небольшими по размеру, порядка 900 м, положительными аномалиями до 60 нТл. В поле силы тяжести Сотчемьельский массив находится в слабоградиентной части поля амплитудой от 3 до 13 мГал. Массивы южной части территории располагаются в отрицательном поле силы тяжести, приурочены к градиентным зонам, амплитудой от -7 до -19 мГал.

Фрагмент Сотчемьельского массива площадью 4,7 км² располагается на северной рамке листа, в верховьях реки Ыджид-Сотчемьель. Приконтактовая часть не обнажена и взаимоотношения с мороинской свитой не наблюдаются. Массив слагают амфиболизированные, метасоматически измененные габброиды разнозернистые, неравномернотзернистые, плотные, все разновидности имеют между собой постепенные переходы. Краевая часть массива представлена мелкозернистыми серыми габбро, основная часть – серовато-зелеными до темно-зеленых разнозернистыми габбро. В шлифах породы состоят из плагиоклаза и роговой обманки образующей псевдоморфозы по пироксену, либо образующей каемки вокруг последнего. В качестве акцес-

сориев присутствует пирит, пирротин, магнетит, апатит. Присутствие значительного количества магнетита и пирротина образует структуры близкие к сидеронитовой.

Верхнепечорский массив имеет площадь 0,6 км², вытянут в северо-восточном направлении. Находится в верховьях р. Печора, в центральной части хребта Мань-Пупуныер. Сложен серозелеными, среднезернистыми, тонкозернистыми, гнейсовидными, амфиболовыми габброидами. Контакта с мороинской свитой не обнажен.

Челпаньельский массив слагает г. Медвежья, вытянут в северо-западном направлении, имеет площадь в современном эрозионном срезе около 5 км². С вмещающими породами хобеинской и саблегорской свит имеет интрузивный, секущий контакт. Сложен разномасштабными, амфибололизированными габбро, содержащими ксенолиты вмещающих пород [111]. Среди габбро отмечаются многочисленные, маломощные жилы и прожилки гранитного состава.

Койпский массив слагает центральную часть, восточный склон и северо-западный отрог горы Койп. Имеет штокообразную форму, площадь массива в современном эрозионном срезе около 13 км². Восточный контакт с вмещающими породами хобеинской свиты тектонический, с породами саблегорской свиты – интрузивный. В массиве, особенно в его краевых частях, отмечаются многочисленные ксенолиты вмещающих пород саблегорской свиты, иногда в виде мощных (200×700 м) провесов кровли. Массив слагают мелкозернистые и разномасштабные амфиболовые габбро; мелкозернистые разновидности габбро распространены в краевой части Койпского массива, разномасштабные составляют его центральную часть. Переходы между всеми разновидностями габбро постепенные.

Габбро слагающие краевые части массивов – серые равномерно-мелкозернистые породы однородного строения; габбро центральных частей массивов представлены серыми, зеленовато-серыми породами с крупно-среднезернистой, реже мелко-среднезернистой структурой, содержат участки крупно-гигантозернистых разностей. Состоят из плагиоклаза и обыкновенной роговой обманки присутствующей в виде изометричных ксеноморфных зерен. Плагиоклаз альбитизирован, нередко сосюритизирован и хлоритизирован, иногда нацело замещен пренитом, нередко образует вставки в роговой обманке. Структура габбровая, офитовая, реже пойкилитовая. Акцессорные минералы – ильменит, титаномагнетит, магнетит, пирит, апатит, сфен.

Метасоматоз проявлен широко в виде образования серицитизированных, амфибололизированных, эпидотизированных и окварцованных пород, а также в присутствии участков кварцевых, кварц-альбитовых, турмалин-кварц-альбитовых и кварц-карбонатных жил и прожилков с сульфидами.

В петрохимическом отношении породы близки к среднему составу габбро, отличаясь от него более высоким содержанием щелочей и пониженным содержанием кальция. Характеризуются калиево-натриевым типом щелочности. Относятся к умеренномагнезиальной и низкотитанистой сериям. На геохимических диаграммах попадают в поля островодужных формаций.

По данным ПКСА в породах парнукского комплекса наблюдаются повышенные концентрации сидерофильных элементов: Ni (Кк 1,8), Co (Кк 1,5), Sn (Кк 1,3); халькофильных: Cu (Кк 1,6), Zn (Кк 1,4); литофильных: Mn (Кк 1,6), Cr (Кк 1,6), Sc (Кк 1,5). Пониженное содержание Li, Ba, Be, Nb, Mo, Zr, Y, Yb. Содержания остальных элементов находятся на окологларковом уровне.

При проведении ГДП-200 и подготовки к изданию комплекта Госгеолкарты-200 листа Р-40-ХVIII были проведены изотопно-геохронологические исследования габбро Сотчемьельского и Койпского массивов. По монофракциям амфибола, плагиоклаза и валовому составу габбро Сотчемьельского массива (обр. 7013) была получена Sm-Nd датировка 691 млн лет ($(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0=0,51162\pm 0,00028$, СКВО=0,16). К сожалению, низкие содержания РЗЭ и незначительные различия содержания их в разных фракциях не позволили вычислить доверительные интервалы. Предполагаемый возраст пород очага плавления $T_{DM}=2$ 158 млн лет, $\epsilon\text{Nd}(691)=-5,7$, что также характерно для древних пород. По монофракциям амфибола, плагиоклаза и валовому составу габбро массива Койп (обр. 7126) была получена Sm-Nd изохронная датировка 454±36 млн лет ($(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0=0,512355\pm 0,000050$, СКВО=0,35) (рис. 7).

Исследование U-Pb изотопных отношений в цирконах, выполненное методом LA-ICP-MS, показало наличие большого количества разновозрастных кластеров. Получены единичные определения со значениями 1 729, 1 322 и 1 188 млн лет, вероятно отражающими возраст ксеногенных цирконов, захваченных из вмещающих пород. В интервале 600–440 млн лет обнаружено несколько кластеров (рис. 8.): 579±4 млн лет (СКВО=0,22, n=5), 532±13 млн лет (СКВО=0,71, n=2), 457±8 млн лет (СКВО=0,001, n=4).

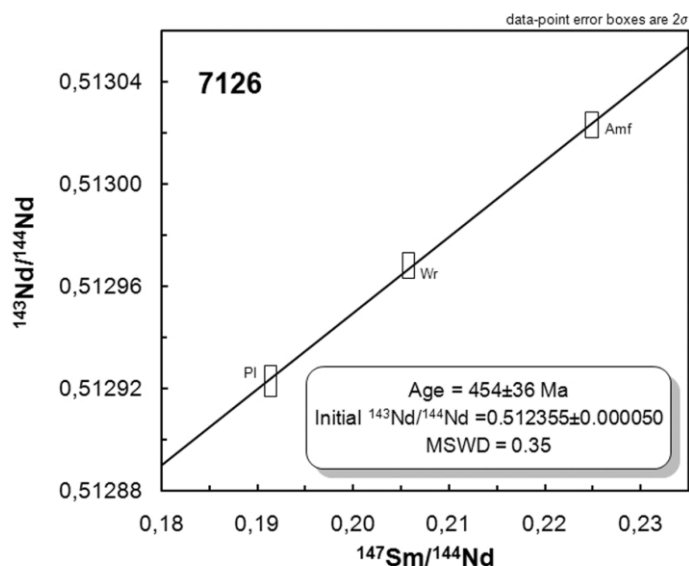


Рис. 7. Результаты Sm-Nd изотопных исследований габбро массива Койп.

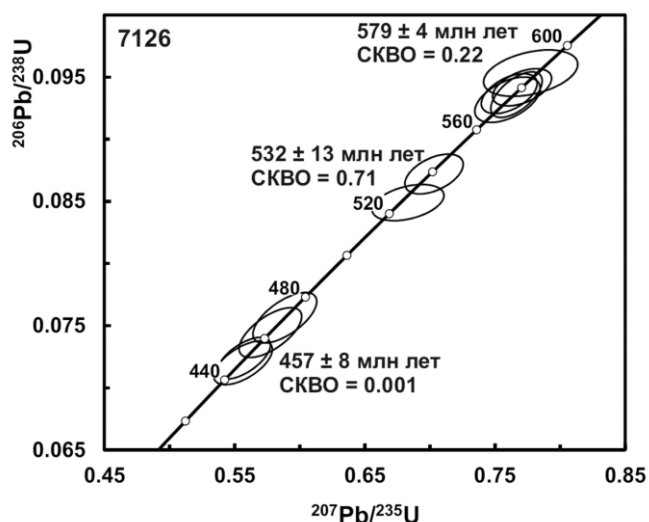


Рис. 8. Результаты LA-ICP-MS датирования цирконов из габбро массива Койп.

Полученные нами результаты изотопно-геохронологических исследований габбро, относимых к парнукскому комплексу, допускают 2 варианта интерпретации:

В составе габброидов, относимых к парнукскому комплексу, присутствуют 2 возрастные группы пород – позднерифейско-вендские (Сотчемьельский массив) и позднеордовикские интрузивные образования. На достаточно высокую вероятность позднеордовикского возраста южной группы габбровых массивов (Челпаньельского и Койпского) указывает хорошее соответствие Sm-Nd изохронного возраста (454 ± 36 млн лет) габбро Койпского массива и самого молодого кластера возраста цирконов (457 ± 8 млн лет).

Позднеордовикские Sm-Nd и U-Pb датировки соответствуют возрасту эпохи метаморфизма допалеозойских габброидов. Не отрицая возможность такой интерпретации, отметим, что для изотопно-геохронологических исследований отбирались образцы из массивных пород без видимых следов наложенных процессов.

Позднерифейско-ранневендский возраст комплекса принят с учетом полученной нами датировки габбро Сотчемьельского массива (691 млн лет) и результатов определения абсолютного возраста цирконов из габбро Ёльминского массива, который находится юго-западнее площади работ и относится к парнукскому комплексу. Конкордантный U-Pb возраст цирконов из Ёльминских габбро по 5 определениям – 568 ± 4 млн лет, что отвечает раннему венду [68]. Проблема возраста габбровых интрузий, присутствующих среди допалеозойских толщ, нуждается в дальнейшем изучении.

ВЕНДСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Белогорский гнейсово-амфиболитовый метаморфический комплекс (gaV,bl) был выделен при проведении ГДП-200 листа О-40-VI в обрамлении Кытлымского полиформационного дунит-клинопироксенит-габбрового плутона [109]. В состав белогорского комплекса в петротипическом районе вошли гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы, содержащие гранат, амфибол, слюды (биотит и фенгит), плагиоклаз, эпидот, ставролит, редко – кордиерит и силлиманит; Sm-Nd изохронным методом установлен вендский возраст этих образований.

В пределах листа Р-40-XVIII породы комплекса образуют две тектонические пластины в зоне Главного Уральского разлома. С востока от габброидов Ялпингнёрского массива они отделены Ялпингнёрским разломом, с запада ограничены разрывными нарушениями от образований выйской свиты.

В состав комплекса входят гнейсы биотит-амфиболовые, двуслюдяные гранатсодержащие; кристаллические сланцы гранат-мусковит-кварцевые, амфиболиты плагиоклаз-роговообманковые. Метаморфические породы часто прорваны дайками амфиболитизированных габбро, габбро-долеритов, долеритов, включают зоны инъекционных плагиогранитовых мигматитов, жилы и прожилки эпидота. Амфиболиты представляют собой темно-зеленые, серые мелкозернистые породы, нередко окварцованные, разгнейсованные. Микроструктура бластопорфировая, грано-нематобластовая. Они состоят из роговой обманки, плагиоклаза, иногда присутствует эпидот, кварц. Апогаббровые амфиболиты имеют такой же состав, но нередко сохраняют реликты среднезернистых и крупнозернистых структур. Для гнейсов характерны гнейсовидная текстура, бластопорфировая, гранобластовая, нематогранобластовая, пойкилобластовая структуры. В составе преобладают кварц, плагиоклаз, обычно присутствуют биотит (5–10 %), мусковит (5–10 %), амфибол (до 10 %), иногда гранат, эпидот, магнетит, биотит в некоторых случаях замещается хлоритом.

Метасоматические преобразования выражены в проявлении окварцевания, эпидотизации, ороговикования. Породы белогорского комплекса подверглись метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации высоких давлений (см. раздел «Метаморфизм»).

Состав амфиболитов белогорского комплекса соответствует известково-щелочной серии натриевого типа, это умеренномагнезиальные, умеренно- и низкотитанистые породы, в соответствии с химической классификацией принадлежащие базальтам. Графики распределения РЗЭ, чаще всего, имеют хондритовый характер с незначительной разницей между содержанием легких и тяжелых элементов, в отдельных случаях отношение La/Y составляет менее 1. Часть графиков имеет незначительную положительную аномалию содержания Eu. Для большей части проанализированных образцов (рис. 9) заметна обедненность, деплетированность редкими землями, особенно лантаноидами, что характерно для надсубдукционных вулканитов. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки составов располагаются в полях толеитовой (островодужной и океанической) и известково-щелочной серий. На диаграмме Th/Yb-Ta/Yb точки составов метабазитов попали, главным образом, в поле вулканитов островных дуг, в меньшей степени – на мантийный тренд (рис. 10).

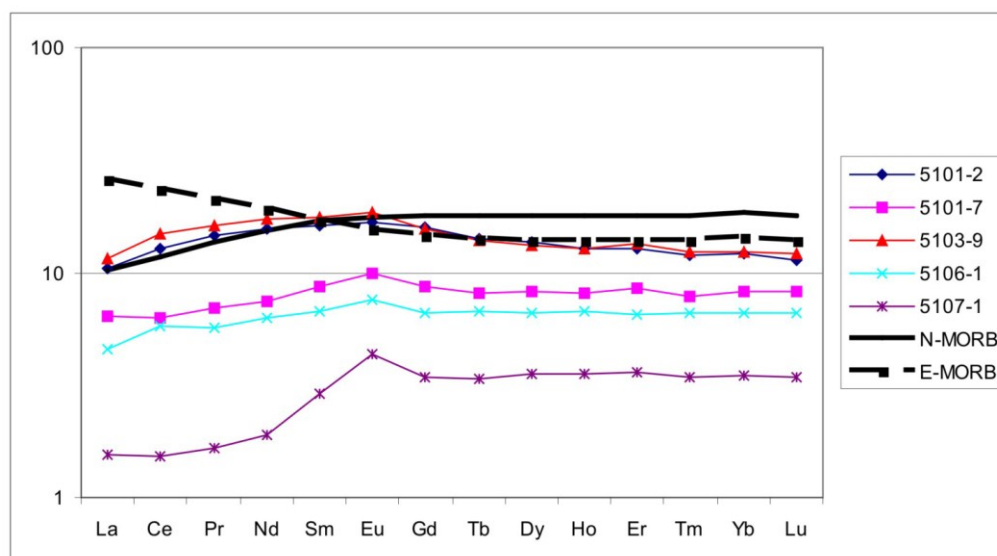


Рис. 9. График распределения РЗЭ в амфиболитах белогорского комплекса.

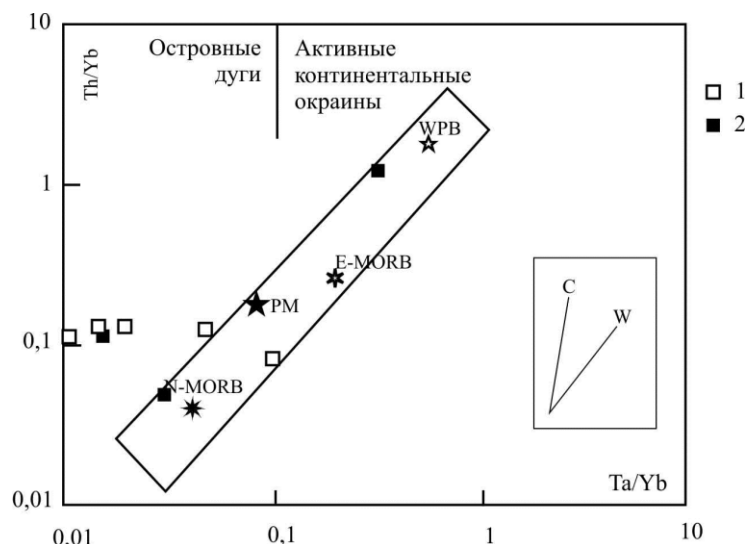


Рис. 10. Диаграмма Th/Yb-Ta/Yb для метабазитов белогорского комплекса.

Условные обозначения: точки составов базальтов эталонных обстановок: WPB – внутриплитных, E-MORB – «обогащенные» базальты COX, N-MORB – «нормальные» базальты COX, PM – примитивная мантия. 1 – метадолеиты и метабазалты (?), 2 – метагаббро белогорского комплекса.

Ортогнейсы по химическому составу относятся к низкокалийевым, умереннотитанистым породам и соответствуют гранитам и гранодиоритам. На диаграммах соотношения Rb-Y+Nb, Nb-Y (Пирс, 1984), $TiO_2-P_2O_5$ фигуративные точки попадают в поле гранитоидов вулканических островных дуг. Содержания РЗЭ имеют небольшие расхождения в значениях, на графиках выражаются в виде горизонтальных или пологих кривых, некоторые имеют отрицательную Eu-аномалию (рис. 11). На диаграмме зависимости между Rb и Sr (Конди, 1979) положение точек свидетельствует о формировании образований белогорского комплекса при мощности коры около 15 км и менее.

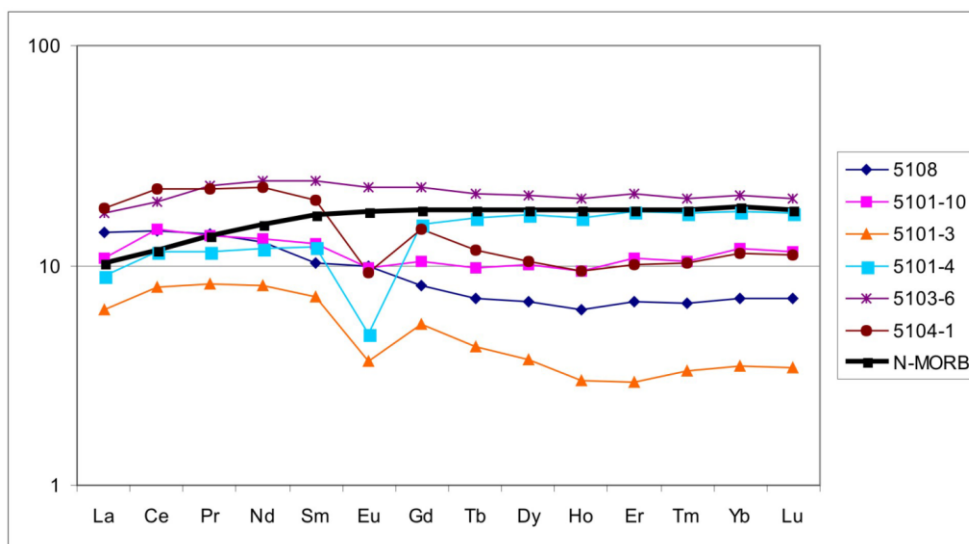


Рис. 11. График распределения РЗЭ в гнейсах белогорского комплекса.

Таким образом, по геохимическим данным наиболее вероятно формирование протолита белогорского комплекса в пределах океанической примитивной островной дуги.

По результатам ПКСА отмечаются повышенные концентрации, по сравнению с кларковыми, литофильных элементов: Mn (Кк 1,8), Sc (Кк 1,1) и халькофильных: Zn (Кк 1,8), Cu (Кк 1,2), Sn (Кк 1,2) при значительной изменчивости содержаний Cu. Породы обеднены Ba, Li, Pb, Be, Nb, Sr, Mo. Остальные элементы находятся на околокларковом уровне.

По геофизическим данным северная часть комплекса характеризуется высокоградиентной зоной, амплитудами значений от -300 до 1 000 нТл, южная описывается локальными отрицательными аномалиями, со значениями от -60 до -200 нТл. В поле силы тяжести для северной

части характерны локальные положительные аномалии от 80 до 93 мГал, силовые линии вытянуты в северо-западном направлении, при северо-восточном простирании образований комплекса, а южная часть находится в градиентной зоне с амплитудой от 83 до 88 мГал, по направлению совпадающей с простиранием горных пород.

Возраст белогорского гнейс-амфиболитового комплекса принимается ранневендским в соответствии с Sm-Nd изохронами 573 ± 46 млн лет и 574 ± 54 млн лет, полученными при ГДП-200 Кытлымской площади [109]. При проведении ГДП листа Р-40-ХVIII, авторами были получены следующие изотопно-геохронологические данные:

– по фракциям амфибола, плагиоклаза и породе в целом из апогаббровых амфиболитов (обр. 5105) (рис. 12) Ю. Л. Ронкиным (ИГТ УрО РАН) была получена Sm-Nd эрохрона 556 ± 32 млн лет (СКВО=2,6) (рис. 12);

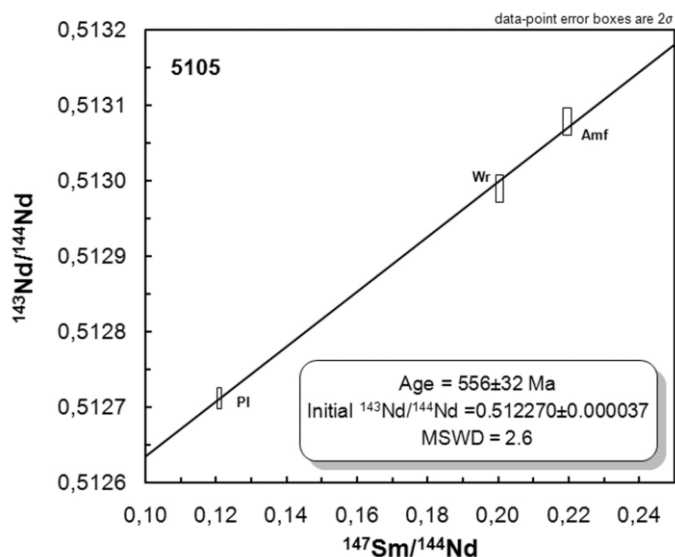


Рис. 12. Sm-Nd эрохрона для амфиболита белогорского комплекса (обр. 5105).

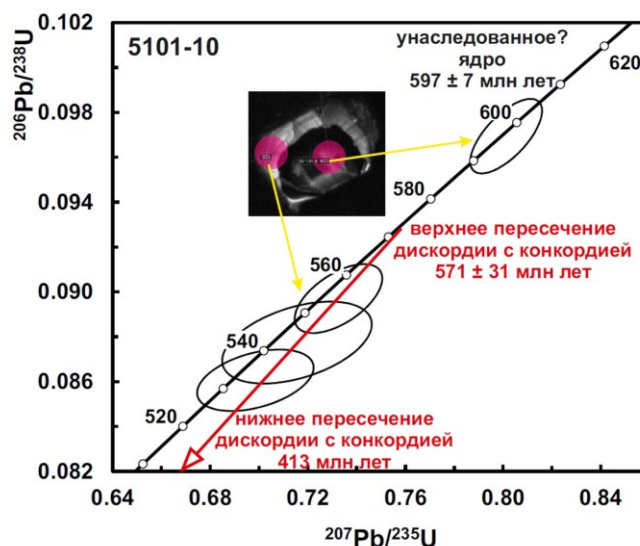


Рис. 13. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранат-слюдисто-амфиболового ортогнейса белогорского комплекса (обр. 5101-10) методом LA-ICP-MS.

– исследование Sm-Nd изохронной зависимости по фракциям амфибола, плагиоклаза и породе в целом в мелкозернистом аподолеритовом амфиболите (обр. 5105-7) дало изохрону 369 ± 23 млн лет ($(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0,512593 \pm 0,000034$, СКВО=0,89);

– Sm-Nd исследование гранат-слюдисто-амфиболовых гнейсов (обр. 5101-10) по монофракциям породообразующих минералов и породе в целом показало, что изотопная система в этой горной породе нарушена, и значения изотопных отношений не соответствуют изохронной зависимости. U-Pb датирование цирконов из этого образца методом LA-ICP-MS (рис. 13) дало

следующие результаты: в цирконах обнаружены ядра с возрастом 597 ± 7 млн лет, возможно кристаллизовавшиеся в плагиогранитовом расплаве; датирование внешних зон кристаллов показало, что значения изотопных отношений лежат на линии дискордии с верхним пересечением 571 ± 3 млн лет и нижним – 413 млн лет, что вероятно отражает возраст метаморфических событий.

Подводя итоги наших изотопно-геохронологических исследований метаморфитов белогорского комплекса, можно отметить следующее: протолит (магматические породы примитивной островной дуги), вероятно, имеет ранневендский или позднеерифейский возраст, первое метаморфическое событие произошло в венде (556–571 млн лет), второе – в девоне (413–369 млн лет). Вероятно, первое тектоно-метаморфическое событие связано с аккреционными процессами в доуралаидах, а второе – с субдукционными и аккреционными в аккреционной призме девонской островной дуги. Более подробно зональность и P–T параметры метаморфизма рассмотрены ниже, в разделе «Метаморфизм».

Конжаковский дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплекс выделен в районе г. Конжаковский Камень, на восточном склоне Среднего Урала [31]. Породы комплекса распространены в пределах Тагильского мегасинклинория и слагают тектонические блоки и линзы в зоне Главного Уральского разлома и блоки-ксенолиты в амфиболовых габбро тагило-кытлымского комплекса Ялпингнёрского массива. В его составе выделяются две фазы: первая – дуниты, верлиты; вторая – оливиновые габбро, клинопироксениты, горнблендиты. Взаимоотношения между породами первой и второй фаз на данной территории не наблюдаются. Контакты образований конжаковского комплекса с вмещающими породами тектонические и интрузивные (последние – с более молодыми габбро тагило-кытлымского комплекса).

В геофизическом плане границы Ялпингнёрского массива выделяются довольно четко, северная и южная части характеризуются, в основном, повышенными значениями положительной магнитной амплитудой от 100 до 2 000 нТл. В центральной части имеются локальные отрицательные аномалии амплитудой –200 и –300 мГал. В гравитационном поле характерным является наличие для центральной и южной части комплекса локальных положительных аномалий амплитудой, соответственно, 93 и 100 мГал. Северная часть находится в градиентной зоне поля силы тяжести, амплитудой значений от 60 до 83 мГал. Простираение пород совпадает с положением силовых линий магнитного и гравитационного полей.

Поля развития пород комплекса на аэрокосмоснимках находятся в пределах горной гряды Платиноносного пояса (у южной рамки листа) и характеризуются эрозионно-денудационным рельефом, для остальной части характерна неравномерно заболоченная равнина с плосковершинным рельефом и слабоврезанными речными долинами.

Породы первой фазы (*дуниты*) ($\sigma V k \check{z}_1$) развиты незначительно и слагают небольшое линзовидное тело в западной части Ялпингнёрского массива. Дуниты обычно массивные, мелкозернистые породы темно-зеленого (в свежем сколе) или коричневато-бурого (за счет выветривания) цвета. Состоят, в основном, из серпентинизированного оливина, магнетита и хромита, который развит в виде редких, мелких идиоморфных зерен. Серпентин обуславливает петельчатую структуру и образует сеть тонких прожилков. Встречаются многочисленные жилы разного направления, сложенные клинопироксенитом. Мощность тела дунитов более 200 м [98]. Взаимоотношений с породами второй фазы на данной территории не наблюдалось.

К породам второй фазы отнесены *оливиновые габбро* ($v^{\circ} V k \check{z}_2$), *верлиты*, *горнблендиты* и *клинопироксениты* ($v V k \check{z}_2$). Оливиновые габбро закартированы в междуречье рр. Хунтынья и Арбынья. Клинопироксениты, верлиты и горнблендиты связаны между собой постепенными переходами и находятся в тесной пространственной связи, небольшие тела этих пород отмечаются среди амфиболовых габбро на западном склоне г. Ялпингнёр. Тектонические линзы клинопироксенитов и оливиновых клинопироксенитов картируются также в меланже зоны ГУР.

Верлиты состоят из серпентинизированного оливина (до 60 %) и клинопироксена, они связаны постепенными переходами с клинопироксенитами и образуют среди последних шпиро-видные тела.

Клинопироксениты серо-зеленые, темно-зеленые, до черных породы, средне- или крупнозернистые, иногда гигантозернистые и пегматоидные, состоящие из клинопироксена, оливина, амфибола и титаномагнетита в различных количественных соотношениях. Структура полигонально-зернистая, сидеронитовая. Иногда интенсивно серпентинизированы, серпентин, чаще всего, замещает оливин, а пироксен замещается амфиболом. Нередко присутствие зеленой шпинели, ортопироксена (бронзита), иногда – флогопита. В западной части массива, на левом берегу р. Луцоуля отмечаются амфиболитизированные, хлоритизированные, карбонатизированные клинопироксениты, в их составе присутствуют эпидот (до 5 %), соссюрит (менее 1 %), апатит (единичные зерна), редко гранат-андрадит до 5 % [98].

Горнблендиты – черные крупнозернистые, гигантозернистые породы. Состоят из роговой обманки (90–95 %), присутствуют пироксен, плагиоклаз, титаномагнетит, иногда хлорит и редкие зерна апатита.

Оливиновые габбро – средне-крупнозернистые, полосчатые породы, серо-зеленого цвета. Состоят из плагиоклаза (анортита) (до 50 %), клинопироксена (20–30 %), оливина (до 10 %), ортопироксена, роговой обманки, титаномагнетита. Иногда присутствуют зеленая шпинель, соссюрит, цоизит, эпидот, серпентин.

Петрохимические показатели габброидов конжаковского комплекса характеризуют их как низкокальциевые, низкотитанистые породы известково-щелочной серии, содержание стронция в породах колеблется от 636 до 1 004,7 г/т.

По геохимическим характеристикам в породах второй фазы наблюдаются повышенные концентрации сидерофильных элементов: Co (Кк 2,8), Ni (Кк 2,0), Sn (Кк 1,2); халькофильных: Zn (Кк 2,3), Cu (Кк 1,9); литофильных: Mn (Кк 2,1), Cr (Кк 1,7) при значительной изменчивости содержаний Ni, Cu, Cr, пониженные Li, Zr, Ba, Pb, Nb, Be, Y, Yb. Для дунитов характерна типоморфная для ультраосновных пород ассоциация Ni, Cr, Co, также наблюдаются повышенные концентрации Zn (Кк 3,8), Mn (Кк 2,0). Породы обеднены Ti, V, Zr, Ga, Ba, Sr, Pb. Содержания остальных элементов находятся на околочларковом уровне.

Вендский возраст комплекса принят на основании данных полученных при создании комплекта Госгеолкарты-200 листа О-40-VI [109]. Sm-Nd изохронный возраст (550±25 млн лет) определен для оливин-анортитовых габбро южного отрога Серебрянского Камня в Кытлымском плутоне. Для оливиновых габброноритов Восточнокнясьпинского массива получена Sm-Nd изохрона с возрастом 542±25 млн лет. На исследуемой территории из образца крупнозернистого оливинового габбро (обр. 5052) Ялпингнёрского массива были отобраны монофракции пироксена, оливина и плагиоклаза, по которым и породе в целом Ю. Л. Ронкиным была получена эрохрона 570±84 млн лет (СКВО=3,3; Nd_f=0,51229±0,00012) (рис. 14.).

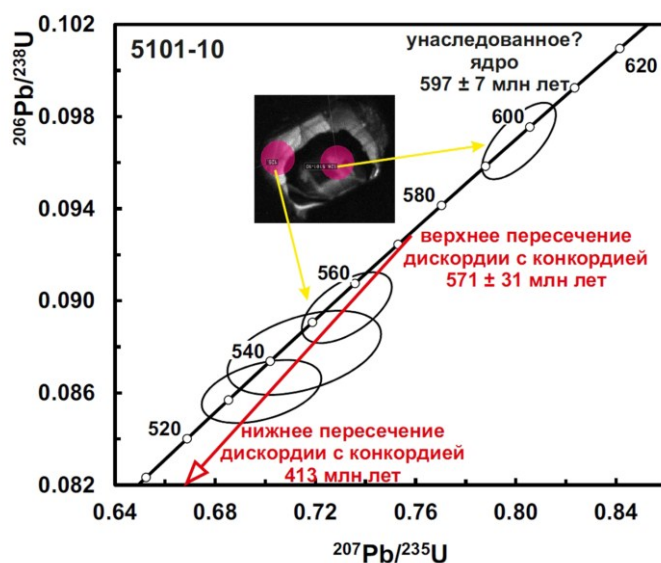


Рис. 14. Sm-Nd эрохрона для оливинового габбро конжаковского комплекса.

ПОЗДНЕВЕНДСКО–КЕМБРИЙСКИЕ ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Сальнёрско-маньхамбовский гранит-лейкогранитовый плутонический комплекс был выделен М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным как гранит-гранодиоритовый, в 1968 году назван сальнёрско-маньхамбовским, по имени двух гранитных массивов – один из которых, Маньхамбовский, расположен севернее, на территории листа Р-40-XII. На площади образования сальнёрско-маньхамбовского комплекса представлены Торрепорреизским, Ыджидлягским массивами, фрагментом массива Седловатая Парма, а также небольшими интрузиями и дайками, расположенными в пределах Ляпинско-Кутимского антиклинория.

Интрузии представляют собой штоки и дайки, вытянутые в субмеридиональном направлении, прорывают позднерифейские образования мороинской и хобейнской свит. Непосредственные контакты с вмещающими породами не наблюдались (задернованы). Имеют две фазы внед-

рения, на территории листа картируется только вторая фаза, представленная лейкократовыми гранитами ($\gamma V_2 - Cs m_2$), гранитами, гранит-порфирами ($\gamma V_2 - Cs m_2$).

В магнитном поле породы комплекса характеризуются отдельными локальными аномалиями амплитудой от -100 до -400 нТл. В поле силы тяжести северная часть комплекса приурочена к зоне перехода поля через нуль, амплитуда поля от -2 до $+3$ мГал. Южная часть комплекса находится в слабоградиентной части поля силы тяжести с амплитудами значений от -17 до -18 мГал.

Торрепорреизский массив имеет протяженность $5,5$ км и ширину до $1,2$ км, расположен восточнее г. Торрепорреиз, в верховьях руч. Соболиный. Западная его часть перекрыта с несогласием песчаниками тельпосской свиты.

Бджидлягский массив назван по р. Бджидляга, где обнажается своей южной частью, прорывая породы хобеинской свиты, на севере перекрыт песчаниками обеизской свиты. Площадь в современном эрозионном срезе около $3,5$ км².

Массив Седловатая Парма расположен на южной рамке листа Р-40-ХVIII, в районе устья р. Маньская Волосница. На исследуемой территории находится его северная часть площадью приблизительно 4 км².

В центральной части массивы сложены лейкократовыми биотитовыми и мусковитовыми гранитами, в краевой – гнейсовидными, хлоритизированными, эпидотизированными гранитами. В петрографическом отношении граниты представляют собой разномасштабные породы светло-серого, зеленоватого, розовато-серого цвета, нередко порфировидного облика с преобладанием мелко-среднезернистых разновидностей. Сложены плагиоклазом (альбит-олигоклаз) – до 50 %, калиевым полевым шпатом (микроклин, шахматный альбит) – $20-30$ %, кварцем – $20-30$ %, образующим изометричные зерна и гранобластовые агрегаты, биотитом, мусковитом. Во вкрапленниках округлые зерна кварца и таблитчатые кристаллы плагиоклаза. Структура аplitовая, гранитовая, бластопорфировая. Аксессуары – сфен, циркон, апатит, ильменит, турмалин, ортит [111].

Метасоматоз проявлен в виде хлоритизации, эпидотизации, окварцевания, калишпатизации. Кварц образует гнезда и прожилки, нередко включающие серицит, наблюдаются участки с образованием гранобластового агрегата кварца и альбита с серицитом, породы обычно в разной степени разгнейсованы, иногда превращены в сланцы.

По данным спектральных анализов в породах сальнёрско-маньхамбовского комплекса наблюдаются повышенные концентрации литофильных элементов: W (Кк 2,6), Zr (Кк 1,3), Ba (Кк 1,3); сидерофильного Sn (Кк 1,3) и пониженные Ni, V, Co, Sc, Cr, Mn, Ge. Содержания остальных элементов находятся на окологларковом уровне.

В петротипических массивах породы принадлежат гранит-лейкогранитовой формации, относятся к магматическим ассоциациям гранодиорит-гранитного типа, переходного между А- и I-гранитами [68]. Наши геохимические исследования указывают на принадлежность гранитов Торрепорреизского и Бджидлягского массивов к известково-щелочной серии, эти породы могут быть сопоставлены с I-гранитами по Чаппелу, точки их составов попадают на дискриминационных диаграммах в поля надсубдукционных и синколлизонных образований (рис. 15).

По данным аэрогаммаспектрометрической съемки, выявлены аномалии калия в пределах Торрепорреизского и Бджидлягского массивов и интенсивные аномалии тория, приуроченные к краевым частям и обрамлению Бджидлягского массива. Эти аномалии, приуроченные к восточному, северо-восточному и западному контакту Бджидлягского массива, вероятно, вызваны аркозовыми песчаниками тельпосской свиты. Формирование аркозовых песчаников связывается с размывом и переотложением кор выветривания по гранитам, в результате чего (в прибрежно-морской обстановке?) формировались псаммиты и псефиты, обогащенные радиоактивными минералами, ранее содержащихся в гранитах в качестве аксессуаров. Степень седиментогенной переработки вещества источника сноса была минимальной, о чем свидетельствует значительное сходство геохимических параметров гранитов и аркозов (рис. 16). Подобные аномалии радиационного поля характерны для восточного контакта Маньхамбовского массива, находящегося севернее рамки листа Р-40-ХVIII, где также картируются обломочные породы, вмещающего ториевые и редкометалльные проявления.

Возраст гранитов определялся в пределах двух массивов – Бджидлягского и Седловатая Парма методом LA-ICP-MS по цирконам. В пробе гранитов массива Седловатая Парма цирконы формируют один крупный кластер (39 определений) со средним значением возраста $492,5 \pm 1,2$ млн лет (рис. 16).

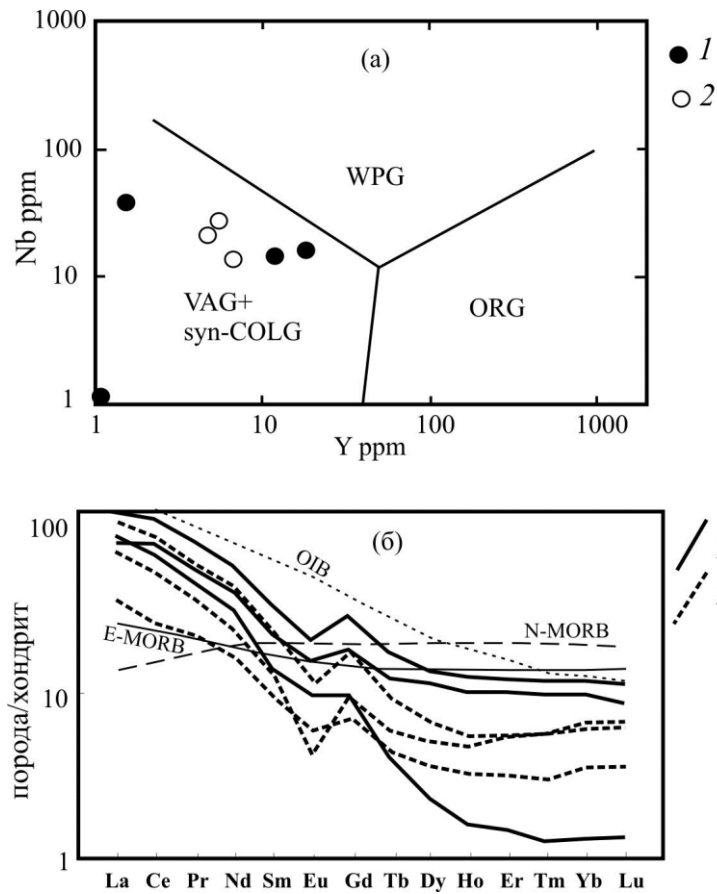


Рис. 15. Дискриминационная диаграмма Y-Nb (а) и график нормированных содержаний элементов (б) для гранитов Торрепорреизского и Ыджидлягского массивов (1) и аркозовых песчаников тельпосской свиты (2).

(а) – поля составов гранитоидов различных обстановок по Pearce et al., 1984: WPG – внутриплитных, VAG – островодужных, syn-COLG – коллизионных, ORG – океанических хребтов; (б) – составы хондрита, OIB (базальтов океанических поднятий), N-MORB («деплетированных» базальтов срединно-океанических хребтов) и E-MORB («обогащенных» базальтов срединно-океанических хребтов) по Sun, McDonough, 1989.

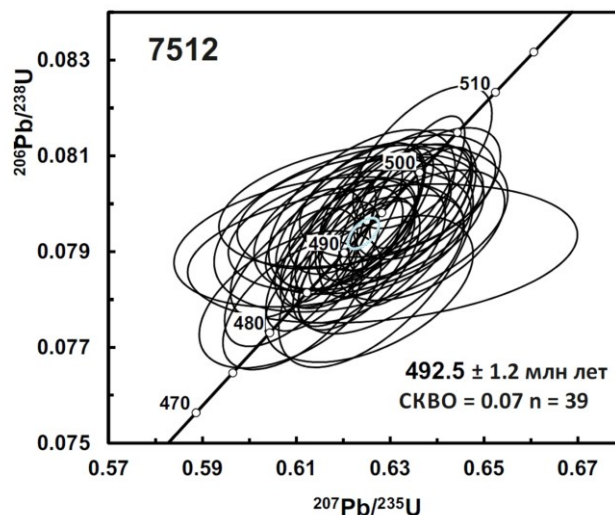


Рис. 16. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранита массива Седловатая Парма (обр. 7512).

Цирконы из гранитов Ыджидлягского массива перед исследованием были разделены на фракции по крупности (чтобы исключить возможные ксеногенные зерна), которые анализировались отдельно. Результаты U-Pb изотопных исследований методом La-ICP-MS приведенные на рисунке 17, свидетельствуют о формировании гранитов в возрастном диапазоне 565–567 млн лет. Таким образом, полученные нами датировки гранитов укладываются в интервал

567–492 млн лет (венд–кембрий), что соответствует возрасту сальнёвско-маньхамбовского комплекса, принятому в Легенде Северо-Уральской серии [93].

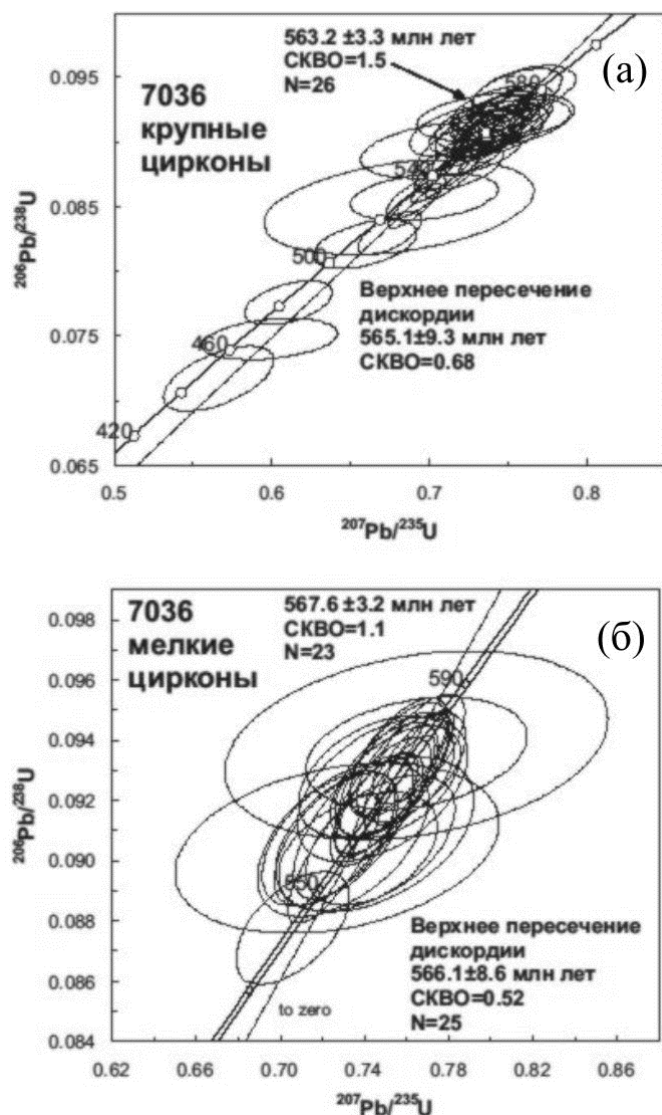


Рис. 17. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранита Ыджидлягского массива (обр. 7036).

ОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Хомасьинские субвулканические образования присутствуют, в основном, в виде даек и силлов на площади распространения пород хомасьинской свиты, единственный шток размером $2,4 \times 0,4$ км слагает вершину г. Иоутхури. Дайки протяженностью до 10 км и мощностью до 200 м субмеридионального направления, имеют согласное залегание с тектоническими структурами. Представлены *метагаббродолеритами* ($\nu\beta^{\text{I}}\text{O}_{1-2}\text{hm}$) и *метадолеритами* ($\beta^{\text{I}}\text{O}_{1-2}\text{hm}$). Контакты секущие, в экзоконтактовой части повсеместно развита амфиболизация, ороговикование, стильпномеланизация [111].

В северной части территории листа Р-40-ХVIII поле даек совпадает по положению и простиранию с локальной отрицательной аномалией магнитного поля амплитудой от -200 до -300 нТл. Поле силы тяжести не имеет особенностей, по направлению дайки совпадают с общим простиранием градиентного поля амплитудой 50 и 53 мГал. Средняя плотность пород $2,86$ г/см².

Метагаббродолериты и метадолериты представляют собой массивные, иногда рассланцованные, среднезернистые (редко мелкозернистые) породы. Цвет от темно-зеленого до зеленовато-серого, в зависимости от степени изменения пород, так например, эпидотизированные разновидности имеют светло-зеленый цвет. Микроструктура бластопорфировая, бластофитовая, немато-

гранобластовая. Состоят из плагиоклаза (до 60 %), чаще всего сосюритизированного, клинопироксена (до 30 %) и роговой обманки, встречаются альбит, эпидот, хлорит, кварц, карбонаты, лейкоксен. Рудные минералы – магнетит (от редких зерен до 10 %), гематит

Фация метаморфизма зеленосланцевая, все разности в той или иной степени амфиболизированы, первичные темноцветные минералы почти полностью замещены актинолитом и хлоритом, плагиоклаз сосюритом, с образованием крупных зерен альбита, эпидота и кварца [114]. Гидротермально-метасоматические процессы распространены в виде окварцевания, эпидотизации.

Составы пород хомасьинских субвулканических образований соответствуют толеитовым базальтам натриевого ряда, принадлежат умереннотитанистой и умеренномагнезиальной сериям. Геохимические характеристики пород сходны с базальтами COX или имеют смешанные параметры континентальных и океанических вулканитов. Распределение РЗЭ близко эталонным составам океанических базальтов N-MORB и E-MORB, отличаясь несколько более высокими содержаниями всех РЗЭ или пониженными концентрациями тяжелых РЗЭ (рис. 18).

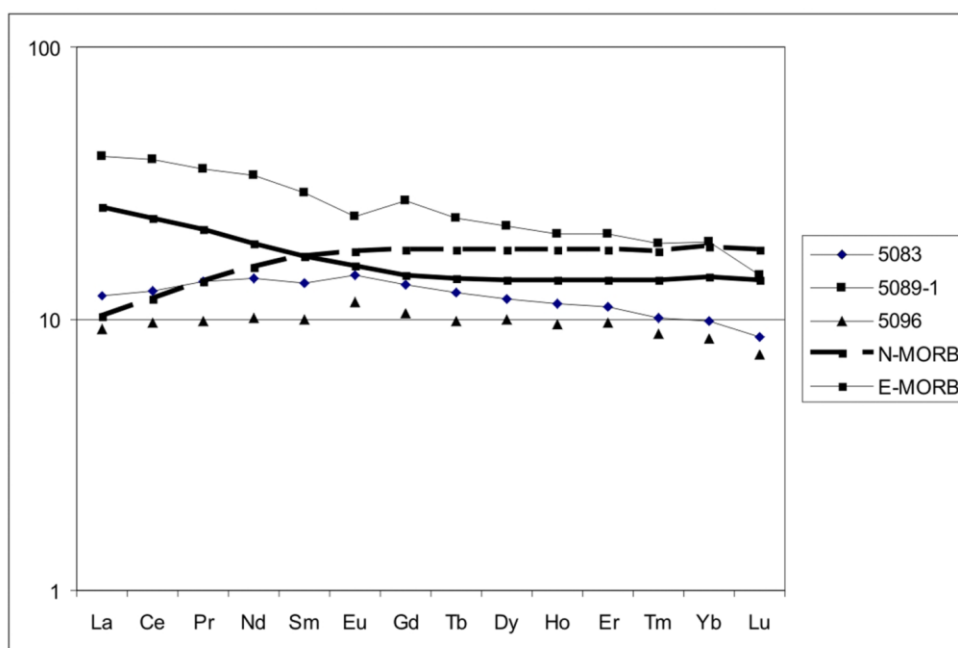


Рис. 18. График распределения содержаний РЗЭ, нормированных на хондрит, в метадолеритах хомасьинских субвулканических образований.

По данным спектрального анализа в полосе распространения даек отмечаются повышенные значения фоновых содержаний, по сравнению с кларком земной коры, халькофильных элементов: Cu (Кк 2,2), Zn (Кк 2,2), Ag (Кк 1,3); литофильных: Mn (Кк 2,1), V (Кк 1,3), Sc (Кк 1,3), Cr (Кк 1,2); сидерофильных: Co (Кк 2,2), Sn (Кк 1,4), Ni (Кк 1,4). Вариации содержаний химических элементов незначительны, кроме Ag. Образования свиты обеднены Ba, Nb, Be, Mo, Pb. Содержания остальных элементов находятся на околокларковом уровне.

Ранне-среднеордовикский возраст определяется в соответствии с легендой Северо-Уральской серии и из соотношений с вмещающими породами: силы и дайки располагаются в поле распространения пород хомасьинской свиты, составы метаморфизованных долеритов сходны с составами метабазальтов, присутствующих в ее разрезе.

Малиновский монцодиорит-гранитовый гиабиссальный комплекс выделен А. Е. Степановым при заверке аэрогаммаспектрометрических аномалий U, Th и K в районе р. Малиновка южнее изучаемой площади (в верховьях р. Ивдель) [119].

В пределах листа Р-40-ХVIII породы малиновского комплекса распространены в Салатимской подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ, прорывают вулканогенно-терригенные толщи саранхапнёрской и хомасьинской свит, слагая в них тела и дайки. На картах предшественников [106] дайки риолитов отнесены к метаморфизованным кислым эффузивам в составе саранхапнёрской свиты.

В физических полях породы комплекса характеризуются локальными отрицательными аномалиями магнитного поля амплитудой от –60 до –300 нТл. В гравитационном поле восточная

часть комплекса находится в положительной градиентной части поля амплитудой от 20 до 33 мГал.

В состав комплекса входят тела *гранитов* (γO_2m), *гранит-порфиров* ($\gamma\pi O_2m$), *дайки риолит-порфиров* ($\lambda\pi O_2m$), *трахириолит-порфиров* ($\tau\lambda\pi O_2m$), *дацит-порфиров* ($\zeta\pi O_2m$) часто катаклазированных, милонитизированных.

Гранит-порфиры, граниты, слагают впервые выделенный Верхнеманьинский массив площадью 2,7 км² и серию мелких даек в междуречье рр. Луцоульи и Тосемтоу. Интрузии прорывают теригенно-метавулканогенные образования саранхапнёвской и хомасьинской свит. Представлены массивными, иногда гнейсовидными неравномернозернистыми, часто мелкозернистыми, порфировидными гранит-порфирами, гранитами розовато-зеленовато-серого, зеленовато-серого цвета. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая, катакластическая, порфировые выделения представлены пертитом и плагиоклазом, часто серицитизированным. В основной массе кроме описанных минералов присутствуют кварц, биотит, мусковит, стильпномелан.

Дайки риолит-порфиров картируются в северной части Присалатимской подзоны среди филлитовидных сланцев саранхапнёвской свиты. Породы светло-зеленовато-серого, желтовато-серого и красноватого цвета. Состоят из кварца 20–45 %, альбита 30–55 %, серицита 5–15 %, хлорита 5–20 %, присутствуют эпидот, гранат, апатит, стильпномелан. Во вкрапленниках плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц (от 1 до 20 %), иногда один плагиоклаз. Рудные минералы – магнетит, гематит, пирит в виде тонко-мелкозернистой вкрапленности [106].

Дайки дацит-порфиров присутствуют в полосе развития пород хомасьинской свиты. Вскрыты канавой и шурфами на Верхнеманьинском участке. Это светло-серые, коричневатые, буроватые, иногда темно-зеленые, полосчатые мелкозернистые породы, превращенные в эпидот-серицит-стильпномелан-плагиоклаз-кварцевые, серицит-стильпномелан-эпидот-кварцевые сланцы. Сланцеватость совпадает с полосчатостью, выражающейся в образовании светлых и темных полос мощностью 0,5–2 мм. Фрагментарно гематитизированные с тонкими (1–5 мм) кварцевыми прожилками, хлоритизированные, обохренные, пиритизированные. Пирит присутствует как в виде рассеянной вкрапленности, так и в виде отдельных кристаллов кубической формы (от 0 до 3–5 %). Под микроскопом структура порфирокластовая, в порфировых выделениях плагиоклаз, текстура реликтовая миндалекаменная, миндалины выполнены эпидотом и кварцем.

Трахириолит-порфиры светло-зеленовато-серые, тонкозернистые породы. Микроструктура гранобластовая, микро-аллотриоморфнозернистая, трахитовая, сферолитовая, основная масса – крипнокристаллическая, микропойкилитовая. Состоят из альбита, кварца, микроклина, мусковита, хлорита, иногда присутствуют стильпномелан, флогопит, глаукофан-рибекитовый амфибол. Во вкрапленниках микроклин, микроклин-пертит, альбит [98].

Широко развиты альбитизация, окварцевание, мусковитизация. Умереннощелочные разности часто подвергнуты серицит-кварцевому метасоматозу с образованием карбонат-полевошпат-серицит-кварцевых, серицит-кварцевых и серицитовых метасоматитов, содержат сульфидную минерализацию.

В петрохимическом отношении породы комплекса, по содержанию щелочей, варьируют от нормально-щелочных (граниты, риолит-порфиры) до умереннощелочных (трахириолит-порфиры), среди них выделяются натриевые, калиево-натриевые и калиевые разности. На дискриминантных диаграммах Rb–Y+Nb и Y–Nb они попадают в поля внутривулканических и синколлизийных обстановок. Нормированные по хондриту спектры распределения РЗЭ сближают их с породами континентальных рифтов и континентальной коры.

По результатам ПКСА для пород малиновского комплекса наблюдаются повышенные концентрации, по сравнению с кларковыми, Zr (Кк 2,2), Yb (Кк 1,9), Sn (Кк 1,6), Y (Кк 1,6), Ba (Кк 1,2), Ag (Кк 1,2) при значительной изменчивости содержаний Ag. Породы обеднены V, Ni, Co, Sr, Ge, Cu, Nb, Cr. Содержания остальных элементов находятся на околокларковом уровне.

Метаморфизованные граниты Верхнеманьинского массива четко фиксируются аэрогаммаспектрометрической аномалией [124]. Анализ спектра радиоактивного излучения показал, что она вызвана, главным образом, повышенными содержаниями калия (более 2–2,5 %), тория (15–20 г/т) и урана (не более 6–7 г/т). Заверка аэрогаммаспектрометрической аномалии наземными замерами радиационного поля показала, что в центральной ее части значения интенсивности достигают 30–35 мкР/ч, фоновые значения за пределами гранитного массива при этом составляют не более 8–9 мкР/ч. Анализ проб метакристаллов методом ISP-MS на редкие и рассеянные элементы показали высокие содержания Rb, Y, Nb, Yb, Ta, Th. Дайки гранитов, трахириолит-порфиров, риолит-порфиров часто локализируются в пределах калиевых аэрогаммаспектрометрических аномалий, сопровождающихся повышенным гамма-полем и аномалиями урана.

Возраст малиновского комплекса в петротипическом районе был установлен U-Pb-методом методом на установке SHRIMP в лаборатории ВСЕГЕИ, где была получена изохрона $476,2 \pm 2,7$ млн лет [68]. При проведении ГДП-200 и подготовке к изданию комплекта Гостгеол-карты-200/2 листа Р-40-ХVIII методом LA-ICP-MS были исследованы цирконы из метаморфизованных гранит-порфиров Верхнеманьинского массива (рис. 19). В результате было получено непрерывное «облако» кластеров от 545 до 465 млн лет, линия дискордии пересекает конкордию на отм. 534 ± 22 млн лет.

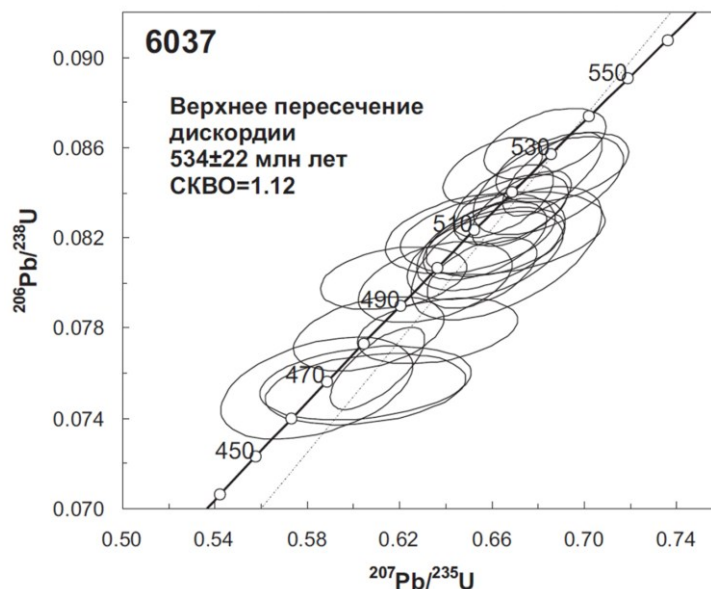


Рис. 19. Результаты исследования U-Pb изотопной системы в цирконах из метаморфизованных гранит-порфиров Верхнеманьинского массива.

Полученные изотопно-геохронологические данные могут иметь несколько вариантов интерпретации:

Гранит-порфиры имеют раннекембрийский возраст, но последующие метаморфические процессы сильно исказили изотопные отношения в цирконах. Этот вариант не согласуется с геологическими данными: граниты имеют активные рвущие контакты с метапесчаниками саранхапнёрской и метабазальтами хомасьинской свит.

Гранитоиды Верхнеманьинского массива имеют ордовикский возраст, но в процессе внедрения они захватили из вмещающих пород большое количество более древних цирконов, что, а также более поздние метаморфические процессы, создало наблюдаемые изотопные отношения (рис. 20).

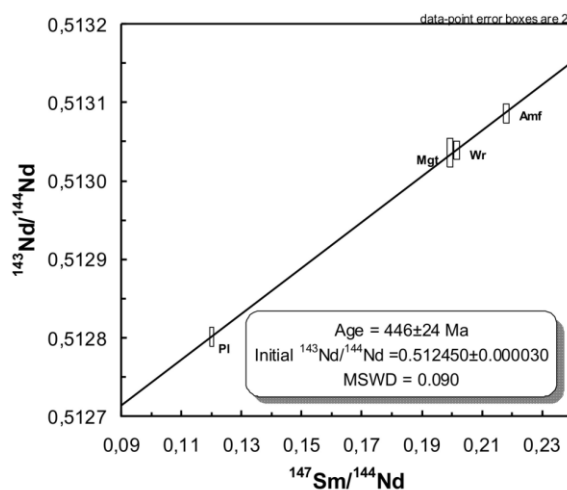


Рис. 20. Sm-Nd изохрона для амфиболового габбро массива Ялпинг-Ньёр.

Возраст пород малиновского комплекса принимается среднеордовикским в соответствии с Легендой Северо-Уральской серии [68].

Салатимский дунит-гарцбургитовый комплекс (ΣO_2s) впервые был выделен И. Д. Соболевым. Петротип комплекса расположен южнее, на территории листа Р-40-XXX, в районе хребта Большой Салатим. Цепочка альпинотипных ультрамафитовых массивов прослеживается вдоль всего Салатимского пояса Северного Урала, образуя линзовидные и пластинообразные тела в войкаро-кемпирсайском меланжевом комплексе. На площади работ комплекс представлен небольшими протяженными, линзообразными, крутопадающими телами вдоль Главного Уральского разлома, сложенными нерасчлененными ультрамафитами.

В геофизическом плане характеризуется узкой цепочкой положительных локальных аномалий амплитудой от 300 до 2 000 нТл, простирающие горных пород комплекса совпадает с направлением силовых линий магнитного поля. Гравитационное поле градиентное, амплитуда значений от 55 до 83 мГал. Средняя плотность пород 2,70 г/см³.

Вследствие интенсивной тектонической переработки, первичные минералы и реликты структур исходных пород почти не сохранилось. Макроскопически это темно-зеленые, зеленые, трещиноватые породы, имеющие зеркала скольжения и бурые корочки выветривания. Состоят на 80–95 % из серпентина представленного антигоритом и лизардитом, присутствуют реликты оливина, пироксена и магнетит (до 1 %).

Возраст (средний ордовик) принят согласно легенде Северо-Уральской серии, он отражает представления о формировании Уральского подвижного пояса.

Саклаимсорский комплекс гранодиорит-гранитовый выделен И. И. Чайковским в 1995 году. Породы комплекса развиты в пределах Ляпинско-Кутимского антиклинория, где входят в состав Котлиинского, Щеголихинского массивов и слагают многочисленные дайки среди образований мороинской, саблегорской и обеизской свит. Интрузивные массивы и дайки представлены *гранитами* ($\gamma O_{2-3}sk$) и *гранодиоритами* ($\gamma \delta O_{2-3}sk$).

Поля развития пород комплекса выделяются локальными отрицательными аномалиями магнитного поля амплитудой от –200 до –500 нТл. В гравитационном поле восточная часть комплекса находится в положительной градиентной части поля амплитудой от 2 до 10 мГал, а юго-западная часть комплекса расположена в отрицательной градиентной части поля силы тяжести амплитудой от –7 до –13 мГал. По простираению комплекс совпадает с направлением силовых линий поля.

Щеголихинский массив расположен в верховьях р. Щеголихинской. Имеет размеры 2,6×1 км, вытянут в меридиональном направлении, прорывает метавулканы саблегорской свиты. Сложен светло-серыми, розоватыми мелко-среднезернистыми гранитами в различной степени катаклазированными и милонитизированными. Все породы подверглись метасоматическим изменениям. Реликты первичных минералов представлены полевым шпатом в виде таблитчатых кристаллов или изометричных зерен (0,5–2 мм) и кварцем, присутствующим в виде ксеноморфных округлых зерен (0,3–0,5 мм). Полевой шпат нацело замещен альбитом и характеризуется наличием полисинтетических двойников. В более измененных разностях отмечаются диаблостовые прорастания кварца в зернах альбита. Акцессории – апатит, турмалин, циркон.

Котлиинский массив находится в верховьях р. Котлия, площадь его выхода на поверхность 4,7 км². Гранитоиды массива в разной степени изменены, перекристаллизованы, прорывают метавулканы саблегорской свиты и содержат их ксенолиты. В строении интрузии участвуют массивные, нередко слабо сланцеватые, средне-мелкозернистые кварцевые диориты и гранодиориты. Породы под микроскопом имеют полнокристаллическую структуру, первичные минералы представлены полевым шпатом (70–80 %) образующим таблитчатую форму и нацело замещенным альбитом, кварцем (15–20 %), роговой обманкой (до 7 %) замещенной хлоритом, эпидотом, реже актинолитом, встречается стильпномелан. Различная степень изменения и перекристаллизации выражена в образовании микрокристаллического лепидогранобластового агрегата, выполненного серицитом, мусковитом, эпидотом, актинолитом, хлоритом, альбитом, сланцеватость обусловлена ориентировкой этих минералов. Акцессории – сфен, ортит, апатит, ильменит.

Гидротермально-метасоматические изменения выражены в образовании серицитизированных, окварцованных, эпидотизированных пород и проявлении участков кварцевых, кварц-альбитовых и кварц-карбонатных жил и прожилков с сульфидами. Ореолы измененных пород, как правило, связаны с тектонически ослабленными зонами и с приконтактной частью интрузий.

В петрохимическом отношении породы относятся к нормальному известково-щелочному ряду, имеют высокие содержания глинозема. Распределение РЗЭ в породах близко характерно-

му для верхней части континентальной коры, на классификационных диаграммах точки составов попадают в поля надсубдукционных и синколлизонных образований.

В геохимическом отношении, по данным ПКСА, в породах саклаимсорского комплекса наблюдаются повышенные концентрации, по сравнению с кларком земной коры, Cu (Кк 2,1), Zn (Кк 2,0), Mn (Кк 1,8), Pb (Кк 1,5), Ag (Кк 1,4), Sn (Кк 1,4), Ba (Кк 1,4) при незначительной изменчивости их содержаний и пониженные Cr, Ni, Li, Nb, Mo, Be. Содержания остальных элементов находятся на околокларковом уровне.

Возраст комплекса определялся при создании Госгеолкарты-1000 листа Р-40. Были получены U-Pb датировки по цирконам (метод SHRIMP-II, лаборатория ЦИИ ВСЕГЕИ) из гранитов Щеголихинского массива. Датировки колеблются в пределах от раннего ордовика до раннего силура, при подавляющем числе цифр, отвечающих среднему ордовика – $463,7 \pm 8,8$ млн лет [68]. Нами была отобрана проба (№ 2134-8) из кварцевых диоритов Котлиинского массива; по валовому составу породы и фракциям амфибола, плагиоклаза и акцессорных минералов (апатита и сфена) с.н.с. ИГГ УрО РАН Ю.Л. Ронкиным была получена Sm-Nd изохрона 465 ± 57 млн лет (СКВО=0,76; $Nd_f=0,512068 \pm 0,000051$). Полученная цифра в пределах аналитической ошибки соответствует результатам определения абсолютного возраста по цирконам. Учитывая это и серийную легенду Госгеолкарты-200, принимается средне-позднеордовикский возраст.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКО–РАНЕСИЛУРИЙСКИЕ СУБВУЛКАНИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Шемурские субвулканические образования развиты незначительно и представлены дайками *риодацитов* ($\lambda\zeta O_3-S_1\dot{s}m$) и *дацитов* ($\zeta O_3-S_1\dot{s}m$). В скважинах пробуренных среди метавулканитов вейской свиты, встречены интенсивно милонитизированные, рассланцованные и метаморфизованные субвулканические кислого состава, превращенные в хлорит-эпидот-альбит-кварцевые, карбонат-хлорит-мусковит-кварцевые, кварц-альбит-эпидотовые сланцы. Эти образования довольно уверенно выделяются в разрезе повышенными значениями кажущегося сопротивления. На графиках ρ_k им соответствуют значения 1 800–9 000 Ом·м, в то время как для вмещающих сланцев характерны значения 200–2 000 Ом·м [98].

По петрографическим наблюдениям, в ортосланцах часто отмечаются реликты исходных пород, имеющие порфиристую или порфиرويدную структуру, с выделениями кислого плагиоклаза (альбита) – субизометричного или вытянутого согласно сланцеватости. Это дает основание для выделения небольших тел субвулканической фации относящихся к породам умеренно-кислого состава (дацитам) [98].

Метаморфические преобразования выражены в хлоритизации, эпидотизации, окварцевании, серицитизации, карбонатизации.

Возраст шемурских субвулканических образований принят в соответствии с Легендой Северо-Уральской серии.

СИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Тагило-кытлымский габброноритовый комплекс выделен по названиям двух крупных массивов – Тагильского и Кытлымского. Породы комплекса широко развиты в пределах Платиноносного пояса, а на площади работ слагают значительную часть Ялпингнёрского массива. Представлены *габброноритами* ($v^h S_{1-2}tk$) и *роговообманковыми габбро* ($v S_{1-2}tk$). Западная граница их повсеместно тектоническая, но с признаками термального воздействия (тектонически сорванная интрузивная), восточная – интрузивная, здесь их прорывают гранитоиды петропавловского комплекса. Обнаженность наблюдается, в основном, по долинам рек, более детально габбронориты откартированы по геофизическим данным, так как средние плотности этих пород и гранитоидов резко отличаются друг от друга [114]. Для габброидов характерно повышенное положительное магнитное поле с амплитудой значений от 60 до 2 000 нТл. К северной и центральной части области распространения комплекса приурочена локальная аномалия амплитудой 95 мГал, размером по простиранию 22 км. Южная часть габбрового массива находится в градиентной зоне с амплитудой значений от 73 до 93 мГал. Простирание горных пород комплекса совпадает с направлением силовых линий магнитного и гравитационного полей.

Породы комплекса на аэро- и космоснимках находятся в зоне неравномерно заболоченной предгорной равнины со слабоврезанными речными долинами и плосковершинным рельефом.

Габбронориты образуют небольшое тело (5,2×1,1 км) в восточной части массива. Это серые среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (Ап_{40–80}), часто зонального и сдвойникового (55–60 %), ортопироксена (гиперстен Fs_{25–44}) слагающего призматические зерна (5–20 %), короткопризматических кристаллов клинопироксена (авгит, F 25–40 %), единичных зерен оливина. Присутствуют титаномагнетит (1–5 %), биотит, редко кварц, зеленая роговая обманка (в виде каймы вокруг зерен пироксена). Акцессорные минералы – сфен, апатит, циркон, рутил, корунд, пирит.

Роговообманковые габбро мелко-среднезернистые, массивные, мезократовые полосчатые или такситовые породы. Под микроскопом имеют гипидиоморфнозернистую, панидиоморфнозернистую, офитовую структуру, иногда с хорошо выраженной трахитоидностью, обусловленной субпараллельной ориентировкой длиннотаблитчатых зерен плагиоклаза. Состоят из плагиоклаза, иногда сдвойникового, часто нацело сосюритизированного (55–60 %), буровато-зеленой роговой обманки, часто уралитизированной (30–40 %), реликтов клинопироксена (диопсид-авгита), реже – ортопироксена, титаномагнетита – 1–5 %. Иногда присутствуют биотит, эпидот, халькопирит, пирит в сростках с гематитом.

Габброиды в различной степени метаморфизованы, часто метасоматически изменены (эпидотизация, окварцевание, хлоритизация). Широким развитием пользуется амфиболизация пироксенов и сосюритизация плагиоклаза.

По петрохимическим характеристикам габброиды комплекса сходны с известково-щелочными и толеитовыми сериями островных дуг. По результатам ПКСА для пород комплекса характерна геохимическая специализация на Cu (Кк 2,8), Co (Кк 2,3), Zn (Кк 1,9), V (Кк 1,7), Mn (Кк 1,7), Ag (Кк 1,2) при незначительной изменчивости их содержаний. Породы обеднены Ba, Nb, Be, Y, Yb, Zr. Содержания остальных элементов находятся на околосреднем уровне.

Раннесилурийский возраст принят на основании результатов определения абсолютного возраста U-Pb методом (по циркону) габбронорита Кумбинского массива (428±7 млн лет), расположенного южнее изучаемой площади, на территории листа Р-40-XXXVI [108], и определения изотопного Rb-Sr изохронного возраста (по фракциям плагиоклаза, пироксенов, магнетита и биотита) офитового габбронорита из Восточнокнязьпинского массива – 428,6±1,6 млн лет, лист О-40-VI [109]. На исследуемой площади изотопно-геохронологические исследования выполнены под руководством с.н.с. Ю. Л. Ронкина в Институте геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург. По монофракциям амфибола, магнетита, плагиоклаза и валовому составу породы из обр. 7082 (г. Ялпингнёр) была получена Sm-Nd изохрона 446±24 млн лет (СКВО=0,09; Nd_i=0,512450±0,000030). Полученное определение (рис. 20) соответствует позднему ордовику, но в пределах доверительного интервала охватывает и ранний силур. Эти данные не противоречат раннесилурийскому возрасту, принятому в легенде Северо-Уральской серии [93].

Петропавловский габбро-диорит-плагиогранитовый комплекс выделен В. В. Шалагиновым на г. Петропавловская Сопка, южнее площади работ. Интрузии этого комплекса образуют на территории листа Маньинско-Большесосьвинский и Иоутыньинский массивы, примыкающие с востока к Ялпингнёрскому массиву. С востока контактируют с породами шемурской и павдинской свит иногда ороговиковая их. Контакты с вмещающими породами как тектонические, так и интрузивные. Породы комплекса в пределах площади представлены двумя интрузивными фазами внедрения – *диоритами* (δS_2p_2) и *кварцевыми диоритами* ($q\delta S_2p_2$) в т о р о й ф а з ы, *тоналитами* ($p\gamma\delta S_2p_3$) и *плагиогранитами* ($p\gamma S_2p_3$) т р е т ь е й ф а з ы.

Южный фрагмент Иоутыньинского массива находится у северо-восточной рамки листа, площадь его, в пределах изучаемой территории, составляет около 4 км². Границы с вмещающими породами тектонические, лишь на западе интрузивные, там он прорывает габброиды тагилокытлымского комплекса. Массив сложен плагиогранитами третьей фазы, которые в магнитном поле характеризуются отрицательными локальными аномалиями от –60 до –300 нТл. Границы комплекса совпадают с положительными значениями поля, с наиболее градиентной частью поля.

Маньинско-Большесосьвинский массив расположен в восточной части листа, протягиваясь на 51 км при ширине от 300 м до 7 км. Имеет как тектонические, так и интрузивные границы, прорывая вулканогенные породы шемурской свиты и габброиды конжаковского и тагилокытлымского комплексов. Сложен кварцевыми диоритами, тоналитами и плагиогранитами. Характеризуется сложным полем и представлен чередованием положительных и отрицательных значений амплитудой от –60 до 400 нТл. Гравитационное поле градиентное, амплитуда значений от 50 до 90 мГал. Средняя плотность диоритов 2,84 г/см³, плагиогранитов 2,71 г/см³.

На аэро- и космоснимках площадь развития пород комплекса находится в пределах предгорной неравномерно заболоченной равнины и поперечно расчлененного пологосклонного рельефа.

Диориты присутствуют в виде субмеридионально расположенных изолированных тел в габброидах конжаковского и тагило-кытлымского комплексов, кварцевые диориты слагают западную часть Маньинско-Большесосьвинского массива. Это зеленовато-серые, серые, неравномернозернистые породы. Структура гипидиоморфнозернистая, редко субофитовая, в кварцевых диоритах иногда гранофировая, со срастанием кварца с калиевым полевым шпатом. Состав – плагиоклаз, часто зональный (65–70 %), роговая обманка (25–30 %), кварц (1–5 %), в кварцевых диоритах (до 15 %). Могут присутствовать клинопироксен, в виде отдельных зерен, биотит, калиевый полевой шпат, редко ортопироксен. Акцессорные минералы – магнетит, апатит, циркон, рутил, турмалин.

Тоналиты пространственно ассоциируют с кварцевыми диоритами (с запада) и плагиогранитами (с востока). Макроскопически это разномасштабные, массивные, розовато-серые, серые, часто порфирированные породы. Структура гипидиоморфнозернистая, микропегматитовая. В порфирированных выделениях плагиоклаз и темно-зеленая роговая обманка. Состоят из зонального плагиоклаза (60–70 %), кварца (15–25 %), роговой обманки (5–15 %), биотита (2–3 %), калиевого полевого шпата (1–5 %). Встречаются редкие зерна диопсида. Акцессории – магнетит, сфен, апатит.

Плагиограниты занимают в массивах крайнее восточное положение, часто образуя тела вытянутые в меридиональном направлении, а также присутствуют в виде даек среди образований вейской свиты. Это крупнозернистые, в приконтактной части до мелкозернистых, массивные, светло-серые, розоватые, порфирированные породы. Структура гипидиоморфнозернистая, участками гранитовая. Состоят из плагиоклаза An_{25} (60–65 %), кварца (30–35 %), биотита, роговой обманки, редко присутствует калиевый полевой шпат.

В породах комплекса широко проявлены такие вторичные процессы как серицитизация, сосюритизация, хлоритизация, эпидотизация. В эндоконтакте интрузии с вмещающими породами отмечается ороговикование.

Составы пород петропавловского комплекса соответствуют островодужным непрерывно дифференцированным известково-щелочными сериями; это высоко- и умеренно-глиноземистые низкотитанистые породы калий-натриевого ряда.

По результатам ПКСА наблюдаются повышенные содержания, по сравнению с кларковыми, халькофильных элементов: Cu (Кк 1,8), Ag (Кк 1,4), Zn (Кк 1,3), литофильного V (Кк 1,1), сидерофильного Sn (Кк 1,1). Вариации содержаний химических элементов незначительны, кроме Cu. Образования свиты обеднены Li, Ba, Nb, Pb, Ni, Be, Sr. Содержания остальных элементов находятся на околокларковом уровне.

О возрасте петропавловского комплекса можно судить по следующим данным: его породы прорывают габброиды тагило-кытлымского комплекса и вулканы шемурской свиты. Южнее исследуемой территории (лист Р-40-XXXVI), при проведении ГДП-200 [108] Rb-Sr изохронным методом были изучены амфибол-биотитовые гранодиориты петропавловского комплекса, слагающие шток в юго-восточной части полиформационного плутона Денежкин Камень, их возраст составил $421,5 \pm 7,2$ млн лет; U-Pb возраст цирконов из этих пород составил $424,8 \pm 7,4$ млн лет (СКВО=0,0013).

В ходе проведения ГДП-200 листа Р-40-XVIII была изучена проба № 5039-3 из биотит-пироксен-амфиболовых кварцевых диоритов петропавловского комплекса (Маньинско-Большесосьвинский массив, р. Манья). По фракциям плагиоклаза, биотита, магнетита, амфибола и пироксена и породе в целом с.н.с. ИГГ УрО РАН Ю. Л. Ронкиным была получена Sm-Nd изохрона 373 ± 33 млн лет (СКВО=1,9; $Nd_i = 0,512562 \pm 0,000031$). Изучение цирконов из этой пробы методом LA-ICP-MS показало наличие 2-х возрастных кластеров – 436 ± 3 и 374 ± 3 млн лет (рис. 21). Различная статистическая обоснованность этих датировок (36 определений для первой и 3 для второй) не оставляют сомнений в том, что полученные данные свидетельствуют о раннесилурийском возрасте кристаллизации диоритов и о девонском метаморфическом событии. Изотопно-геохронологическое исследование цирконов из плагиогранитов Маньинско-Большесосьвинского массива (проба 5114) методом LA-ICP-MS дало цифру $439,4 \pm 1,3$ млн лет (СКВО=1,3, n=30). Более молодые значения возрастов цирконов, присутствующие на графике (рис. 22), вероятно отражают наложенные метаморфические процессы.

Таким образом, полученные нами датировки диоритов и плагиогранитов петропавловского комплекса не противоречат его лландовери-венлокскому возрасту, принятому в Легенде Северо-Уральской серии.

Северорудничный габбро-диорит-гранодиоритовый комплекс выделен В. В. Шалагиновым в районе железорудного месторождения Второй Северный Рудник, южнее площади работ. Породы комплекса распространены очень незначительно и присутствуют только в юго-восточном углу листа, где представлены северным фрагментом Томратского массива.

Слагающие массив диориты прорывают вулканогенно-осадочные породы именовской свиты, от габброидов Ялпингнёрского массива отделяются тектоническим разломом. Дайки порфирировидных диоритов, вероятно также принадлежащие северорудничному комплексу, прорывают плагиограниты Маньинско-Большесосьвинского массива, что наблюдается в обнажениях по р. Манья. В составе комплекса выделяются три фазы внедрения, на площади листа представлены породами в т о р о й ф а з ы – *диоритами* ($\delta S_{3-4} S_2$).

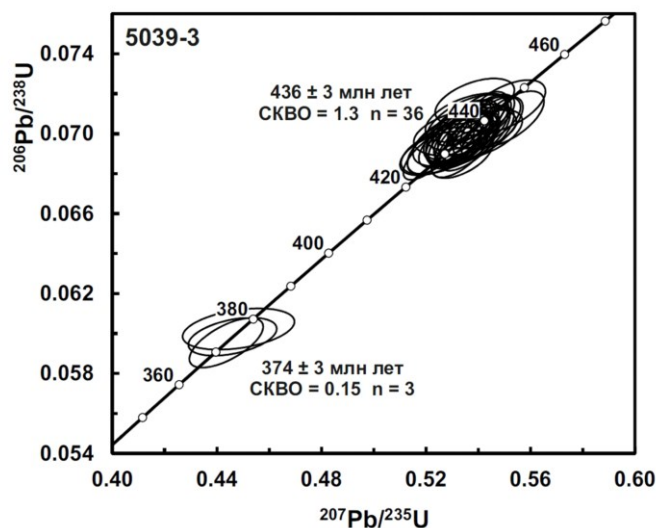


Рис. 21. Результаты U-Pb датирования цирконов из диорита петропавловского комплекса (проба 5039-3).

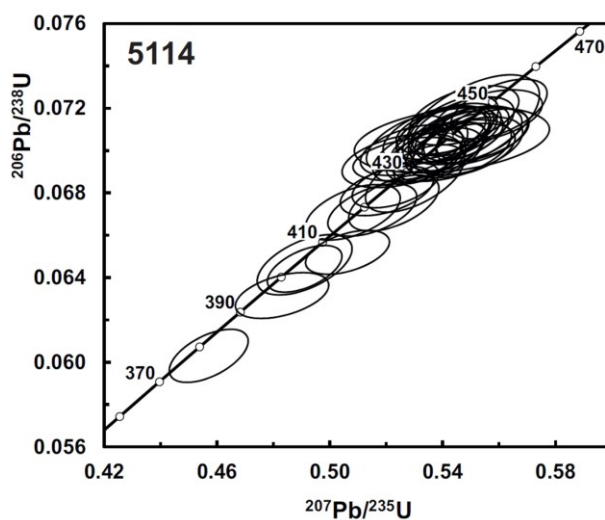


Рис. 22. Результаты U-Pb датирования цирконов из плагиогранита петропавловского комплекса (проба 5114).

Тела диоритов характеризуются локальными положительными аномалиями от 200 до 1 000 нТл. Гравитационное поле слабоградиентное, изменяется от 68 до 78 мГал.

Диориты – светло-серые, массивные, среднезернистые порфирировидные породы. Под микроскопом имеют порфирировую, гипидиоморфнозернистую структуру. Основными породообразующими минералами являются – плагиоклаз (An_{35-45}) (55–60 %), роговая обманка (20–35 %), кварц (до 5–10 %), присутствуют биотит, редко калиевый полевой шпат в графических сростках с кварцем, в отдельных зернах моноклинный пироксен. Рудные минералы магнетит и пирит.

От сходных по содержанию кремнезема диоритов петропавловского комплекса, диориты северорудничного комплекса отличаются повышенным содержанием калия (до 1–1,5 %).

Лудловско–пржидольский возраст комплекса определяется исходя из того что интрузии комплекса прорывают и метаморфизируют образования фаунистически охарактеризованной именовской свиты, а также в соответствии с легендой Северо-Уральской серии [93].

ДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Ивдельский габбро-долеритовый гипабиссальный комплекс (βD_3i) в пределах листа образует дайки и штоки, представленные *долеритами, габбродолеритами*. Породы комплекса картируются в полосе развития интрузивных пород петропавловского комплекса, среди образований лопсийской толщи и шемурской свиты. Представляют собой тела, мощностью от нескольких десятков метров до 500 м и протяженностью 0,5–3,5 км, расположенные, обычно, согласно с тектоническими структурами. С вмещающими породами имеет повсеместно рвущие или пологосекущие контакты. На контакте вмещающие породы обычно слабо ороговикованы, образуя зоны мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Наблюдается пиритизация и развитие стильпномелана.

Долериты зеленовато-серые, темно-серые, иногда розовато-серые полнокристаллические породы, от мелко- до крупнозернистых, чаще среднезернистые, структура четкая долеритовая с фрагментами порфировой, в порфировых выделениях пироксен. Состав – плагиоклаз в виде идиоморфных зерен (50–65 %), моноклинный пироксен (авгит, титанавгит, в оливиновых разностях близок к битовниту), – (5–25 %), пироксен замещается хлоритом, редко амфиболом (15–35 %), биотитом. Плагиоклаз нередко альбитизирован, соссюритизирован. Иногда отмечаются реликты оливина и редкие зерна кварца. Рудный минерал – магнетит [114].

Позднедевонский возраст определяется на основании того что дайки комплекса прорывают фаунистически охарактеризованные образования ранне-среднедевонский лопсийской толщи, а также соответствуют легенде Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3 [78]. Нами по единичным зернам цирконов было получено U-Pb определение 384 ± 74 млн лет (возраст точки пересечения конкордии и дискордии), что соответствует нижней части франского яруса.

МЕТАМОРФИЗМ

Метаморфические преобразования в пределах листа P-40-XVIII развивались в различных палеообстановках, в условиях разных температур и давлений. Можно выделить фоновые, региональные типы метаморфизма – зеленосланцевый и зеленокаменный (здесь и далее геологические типы метаморфизма (по Г. А. Кейльману и К. К. Золоеву [20])), а также локальные типы – глаукофансланцевый, симатический плутонометаморфизм и контактово-термальный метаморфизм.

Метаморфические преобразования связаны с высоким тепловым потоком в пределах островодужной системы (зеленокаменный метаморфизм), с повышением температур и давлений в процессе формирования складчато-надвигового орогена (зеленосланцевый метаморфизм), с субдукционными и коллизионными обстановками (глаукофансланцевый метаморфизм), а также с эксгумацией твердопластических высоко-нагретых блоков нижней коры в условиях аккреционной призмы зоны субдукции (симатический плутонометаморфизм). Контакттово-термальный метаморфизм связан с внедрением интрузий.

В ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург) на микрозонде SX-100 были выполнены анализы породообразующих минералов (операторы В. В. Хиллер, Т. Г. Гмыра, Д. А. Замятин), результаты которых затем были обработаны при помощи программы TPF-UPDATE for Windows Version 2.0 (авторы Д. А. Султанов, А. А. Графчиков, Институт экспериментальной минералогии, Черноголовка, 1997). Программа содержит несколько десятков наиболее известных геотермометров и геобарометров; результаты вычисления P–T параметров метаморфизма приведены в текстовом приложении 13.

ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Продукты зеленокаменного метаморфизма широко распространены в восточной части площади. Для этого типа метаморфизма характерно сохранение реликтовых первичных магматических и осадочных структур и текстур, часто наблюдается псевдоморфное замещение первичных минералов метаморфическими. В соответствии с P–T условиями преобразований можно выделить породы уровня фации зеленых сланцев, пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций регионального метаморфизма умеренных давлений [48]. Парагенезисы фации зеленых сланцев (act+ep+ab, chl+act+ep+ab, chl+ab+ep+q, mu+q+ab+chl) характерны для вулканитов шемурской и павдинской свит позднего ордовика–раннего силура, они развиваются также в интрузивных породах петропавловского, тагило-кытлымского и конжаковского комплексов. Реликты парагенезисов зеленокаменного метаморфизма часто сохраняются в габбродолеритах хомасьинских

субвулканических образований, метагаббро парнукского комплекса, реже – в метагранитах сальнёвско-маньхамбовского комплекса.

Пренит-пумпеллиитовая фация характерна для вулканитов и вулканогенно-осадочных пород именовской и туринской (сосьвинской) свит (хотя в последней встречаются и породы цеолитовой фации). Это, как правило, массивные и слоистые породы с преобладанием первичных осадочных и диагенетических минералов; новообразованные пренит и пумпеллиит в них ассоциируют с альбитом, хлоритом, эпидотом, серицитом.

Цеолитовая фация метаморфизма характерна для осадочных и вулканогенно-осадочных толщ девона в восточной части площади, такой же уровень преобразований характерен для силурийских и девонских осадочных толщ в западной части площади. Цеолиты в парагенезисе с альбитом, кальцитом, халцедоном и кварцем, смешаннослойными силикатами, редко образуют значительные скопления, обычно это неравномерная вкрапленность или прожилки в слабо измененных породах.

Зональность зеленокаменного метаморфизма, вероятно, соответствует глубине погружения в условиях высокого теплового потока палеоостроводужной системы – наиболее древние толщи, слагающие низы разреза (шемурская и павдинская) изменены при P–T параметрах фации зеленых сланцев, вверх по разрезу (и с запада на восток) наблюдается снижение уровня метаморфизма до цеолитовой фации.

ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Продукты зеленосланцевого метаморфизма широко представлены в центральной и западной частях площади. Для них характерно развитие парагенезисов фации зеленых сланцев ($act+ep+ab$, $chl+act+ep+ab$, $chl+ab+ep+q$, $mu+q+ab+chl$) на фоне метаморфических структур и текстур, интенсивного расщепления и складчатости. Особенности составов кальциевых амфиболов демонстрируются на рисунке 23.

Температуры зеленосланцевого метаморфизма несколько различны (рис. 30) – в породах саблгорской свиты позднего рифея–венда они достигают 400 °С в реликтовых парагенезисах, со снижением до 320 °С, в хомасьинской свите ордовика они составляют 280–300 °С, и вблизи зоны ГУР они вновь повышаются (что проявляется в появлении граната, барруазита и роговой обманки). Давление, фиксируемое в парагенезисах зеленосланцевого метаморфизма, постепенно повышается на восток, оставаясь в пределах 3–4 кбар.

В локальных зонах среди зеленых сланцев развиваются стильномелан, парагонит, Ca-Na и Na амфиболы – винчит, барруазит, глаукофан, магнезиорибекит, иногда гранат, роговая обманка, что свидетельствует о наложении на зеленосланцевые парагенезисы продуктов локального метаморфизма – глаукофансланцевого и симатического плутонометаморфизма. Составы амфиболов (рис. 23–26) демонстрируют существование ряда переходных составов от актинолита к роговым обманкам что, вероятно, свидетельствует о незавершенности метаморфических реакций и неравновесности минеральных парагенезисов.

Более высокие температуры метаморфизма в рифейско–вендских толщах западной части площади, вероятно связаны с явлением постколлизийного коллапса, когда ядра орогенов «всплывают», вследствие чего в центральных частях антиклинорий наблюдаются более древние образования, метаморфизованные на больших глубинах. Возможно, в пределах Лапинского антиклинория был более высокий тепловой поток, что определило там более высокий температурный уровень при сходных давлениях, по сравнению с комплексами палеоконтинентальной окраины.

ГЛАУКОФАНСЛАНЦЕВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

В породах хомасьинской, реже – выйской свит, наблюдаются субмеридиональные зоны кристаллизации натриевых амфиболов – ферроглаукофана, магнезиорибекита, реже глаукофана (рис. 24). Для зон глаукофансланцевого метаморфизма характерно блоковое строение кристаллов амфиболов, состав минералов в пределах одного агрегата может меняться от актинолита до ферроглаукофана; наблюдаются обрастания ферроглаукофанов и магнезиорибекитов барруазитами и винчитами. Тенденция эволюции составов амфиболов от натриевых к натриево-кальциевым (магнезиорибекит→винчит, ферроглаукофан→барруазит), вероятно свидетельствует о повышении температуры метаморфического процесса, что подтверждается четко выраженной прогрессивной зональностью гранатов (рис. 27). Регрессивная ветвь метаморфического процесса фиксируется в замещении амфиболов хлоритом. Кроме амфиболов переменного

состава, для зон глаукофансланцевого метаморфизма характерно присутствие эпидота (пистацита), альбита, фенгита, хлорита, стильпномелана, кварца.

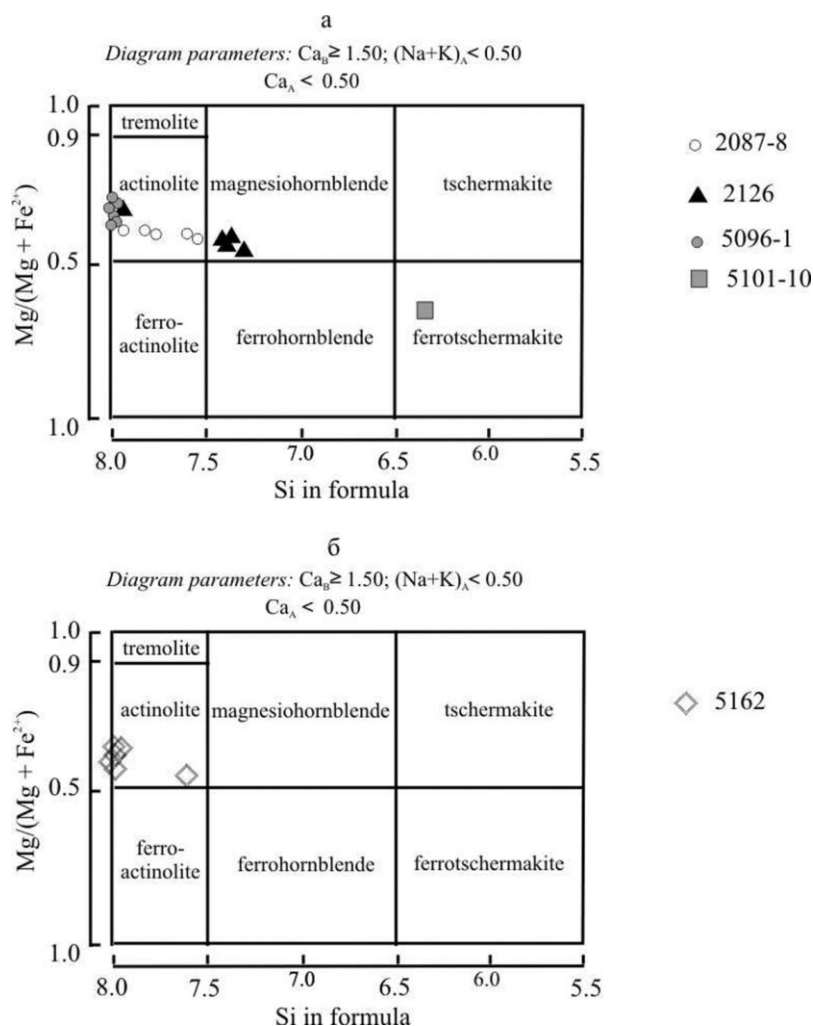


Рис. 23. Составы кальциевых амфиболов на классификационной диаграмме [58].

а – минералы из пород зоны Главного Уральского разлома (хомасьинской свиты – № 2087-8, 2126, 5096-1, белогорского комплекса – 5101-10); б – из метадолерита саблегорской свиты.

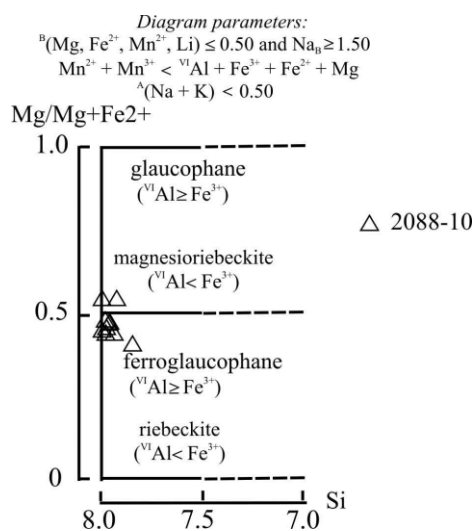


Рис. 24. Ферроглаукофаны и магнесиориебекиты из зоны глаукофансланцевого метаморфизма (обр. 2088-10) на классификационной диаграмме [58].

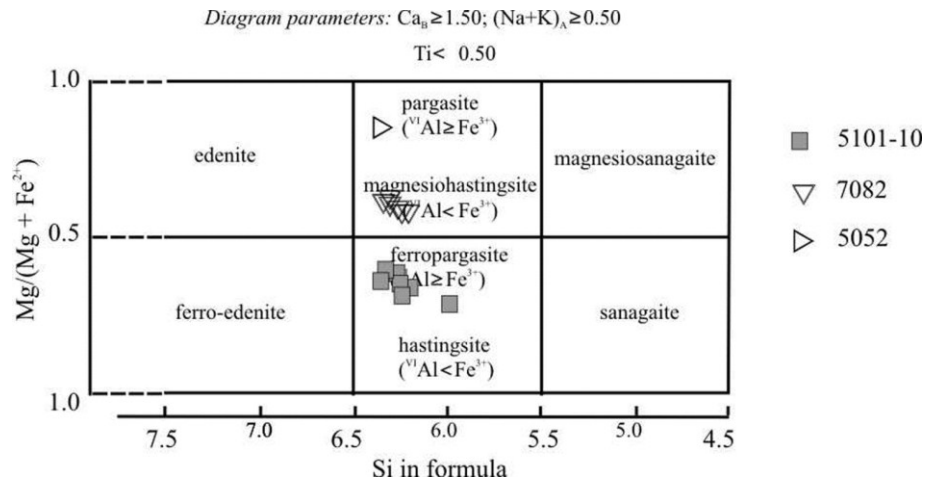


Рис. 25. Составы амфиболов белогорского комплекса (5101-10), амфибол-анортитовых (7082) и оливиновых габбро (5052) центральной части Ялпинг-Ньёрского массива на классификационной диаграмме [58].

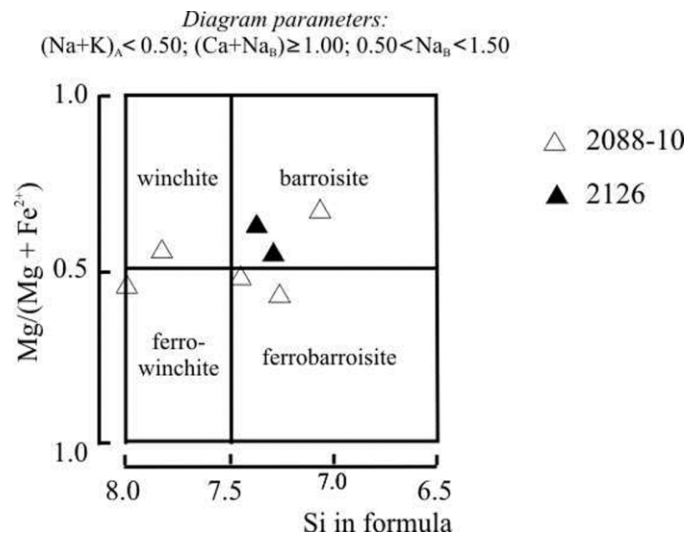


Рис. 26. Составы Na-Ca амфиболов метаморфических пород хомасьинской свиты на классификационной диаграмме [58].

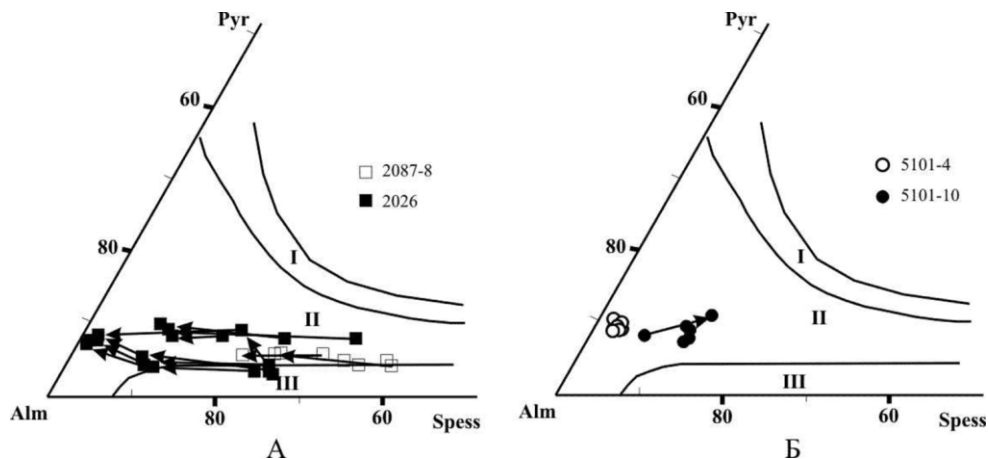


Рис. 27. Зональность гранатов из метаморфических пород хомасьинской свиты (А) и белогорского комплекса (Б) на диаграмме Alm-Pyr-Spess.

Поля составов минералов по [57]: I – гранулитовой и эклогитовой фаций, II – амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, III – фации зеленых сланцев. Стрелки показывают изменение составов гранатов от центра кристаллов к их периферии.

СИМАТИЧЕСКИЙ ПЛУТОНОМЕТАМОРФИЗМ

Симатический плутонометаморфизм связан с минеральными преобразованиями глубинного мантийного и нижнекорового вещества, транспортируемого в верхние горизонты земной коры [14], а также с надвиганием нагретых габбро-перидотитовых пластин на слабо метаморфизованные породы [19, 20, 33, 56]. Первый тип преобразований локализуется в пределах плутонов Платиноносного пояса Урала (на изучаемой территории – в пределах Ялпинг-Ньёрского массива), второй – в подошве крупных офиолитовых аллохтонов. В габброидах Платиноносного пояса наблюдается развитие амфиболов, часто совместно с появлением метаморфических гранобластовых структур. В составах амфиболов наблюдается определенная зональность: в центральной части массива присутствуют паргаситы, замещающие пироксены в оливиновых габбро и образующие парагенезис с анортитом в амфиболовых габбро (рис. 25), в краевой части массива их сменяют магнезиальные роговые обманки в амфибол-анортитовых габбро. Вторая обстановка проявления симатического плутонометаморфизма – подошва высоко-нагретых гипербазит-габбровых пластин. Вероятно, к этому типу относятся гранатовые амфиболиты г. Яны-Ур (междуречье Лопсии и Нахора) и подобные им породы, встреченные по р. Луцоулья (обр. 2126, 2126-6, 2087-8). В этих районах картируются тектонические пластины, содержащие гранат, фенгит, паргасит, различные амфиболы (роговую обманку, актинолит, барруазит, винчит – рис. 26), эпидот и порфиробласты альбита. Составы кристаллов гранатов (рис. 27) демонстрируют хорошо выраженную прогрессивную зональность – происходит резкое снижение содержания спессартинового и увеличение альмандинового и пиропового миналов от центральных частей кристаллов к их периферии. При этом в центральных частях кристаллов гранатов (обр. 2126, 2126-6) присутствуют мелкие чешуйки паргасита и включения цоизита, краевые части зерен гранатов контактируют с фенгитами, цоизит там сменяется железистым эпидотом. Это может свидетельствовать о снижении давления и увеличении температур в метаморфическом процессе.

Изучение метаморфических парагенезисов **белогорского комплекса**, слагающего тектонические пластины в зоне ГУР, тектонически перемежающиеся с блоками перидотитов, дунитов и габбро конжаковского комплекса, показало отсутствие в них достаточно четко проявленной зональности гранатов (рис. 27). В одном случае наблюдается снижение содержания альмандинового и увеличение – спессартинового и пиропового миналов от центра кристалла к краю, что не поддается однозначной интерпретации.

С гранатами ассоциируют плагиоклазы (альбит-олигоклаз), амфиболы (феррочермакиты, ферропаргаситы), биотиты, фенгиты, кварц. Вероятно, белогорский комплекс представляет собой тектонический блок – фрагмент аккреционно-коллизийной шовной зоны байкалит (тиманид), транспортированный совместно с плутонами Платиноносного пояса в верхнекоровую обстановку в пределах аккреционной призмы зоны субдукции Тагильской палеоостровной дуги.

КОНТАКТОВО-ТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Контактово-термальный метаморфизм довольно широко развит в восточном экзоконтакте диорит-гранодиоритовых интрузий петропавловского комплекса – вулканы шемурской, реже павдинской свит превращены там в роговики эпидот-роговиковой и амфибол-роговиковой фаций. Как правило, это массивные пятнистые нематогранобластовые мелкозернистые породы, состоящие из мелкого длиннопризматического амфибола, часто образующего сноповидные агрегаты, гранобластов альбита, эпидота, кварца, магнетита. По мере удаления от интрузий степень преобразования уменьшается, и роговики постепенно переходят в зеленокаменные вулканы.

ОЦЕНКА P–T ПАРАМЕТРОВ МЕТАМОРФИЗМА

Для оценки P–T параметров обычно используются критические парагенезисы минералов, а также особенности их составов. Для приближенно-количественной оценки давлений и (реже) температур часто используются составы амфиболов и мусковитов (рис. 28, 29). Более точные результаты дает вычисление P–T параметров по геотермометрам и геобарометрам (прил. 13). Наиболее распространенной диаграммой для оценки давлений формирования низко- и средне-температурных амфиболов является диаграмма Брауна [54], где по содержанию натрия в позиции M4 (B) и алюминия в четверной координации выделяются поля составов амфиболов высо-

кобарических и низкобарических серий (рис. 28). На этой диаграмме хорошо разделяются амфиболы глаукофансланцевого, зеленосланцевого и симатического плутонометаморфизма. Точки составов минералов первого типа метаморфизма (магнезиорибекиты, феррооглаукофаны, винчиты, обр. 2088-10) располагаются выше изобары 6 кбар; точки составов «фоновых» актинолитов зеленосланцевого типа (обр. 5096-1) образуют компактное поле в области минимального давления. Амфиболы из области симатического плутонометаморфизма (обр. 2087-8 и 2126) образуют тренд от области давлений 1–2 до 5–6 кбар. Вероятно, это свидетельствует о непродолжительности существования стрессового давления и разогрева со стороны глубинных перидотит-габбровых блоков, а также о неоднородности условий проницаемости и насыщенности флюидами, обеспечивающими метаморфические реакции. Точки составов амфиболов из метадолерита саблегорской свиты располагаются в области низких давлений, и только один анализ амфибола из центральной части кристалла, показал соотношение компонентов, соответствующее давлению 5 кбар (рис. 28Б). Точки составов амфиболов белогорского комплекса располагаются в поле неопределенности, но на продолжении высокобарического (7 кбар) тренда глаукофансланцевого пояса Санбагава.

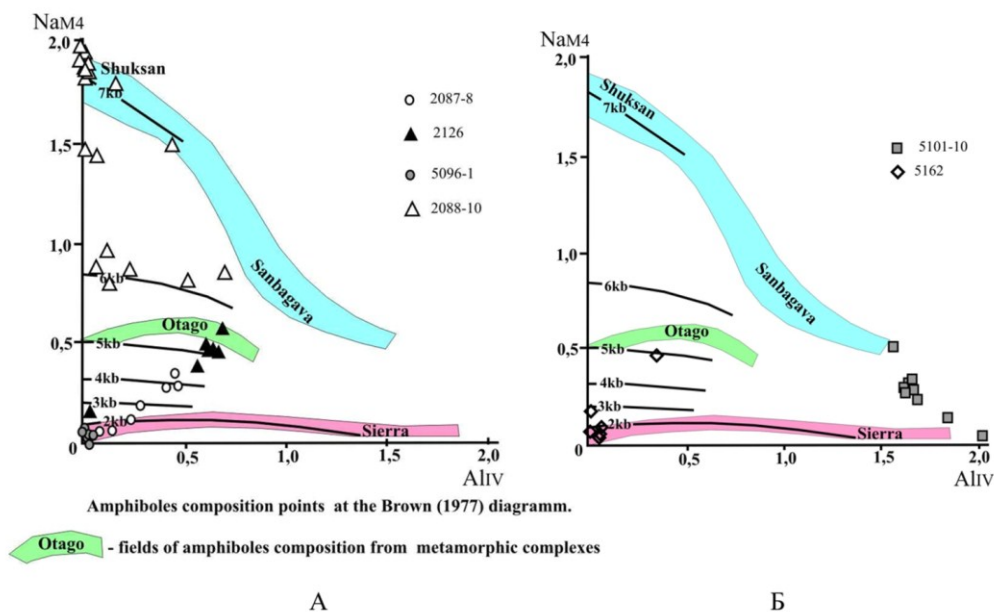


Рис. 28. Положение фигуративных точек составов амфиболов метаморфических пород хомасьинской свиты (А), белогорского комплекса (5101-10) и саблегорской свиты (5162) на диаграмме $Na^{M4}-Al^{IV}$ [54].

Otago – поля составов амфиболов известных метаморфических комплексов.

Дополнительную информацию об условиях формирования метаморфических парагенезисов можно получить по составам белых слюд (рис. 29). Оказалось, что температурные поля составов слюд на диаграмме $Si-Na/(Na+K)$ [5] достаточно хорошо коррелируются с данными по температурам, вычисленными при помощи геотермометров (прил. 13). Так, наиболее низкотемпературными оказались фенгиты из метадолерита, удаленного от зоны ГУР, по мере приближения к Главному Уральскому разлому температуры растут и в обр. 2126 (где присутствуют гранат и роговая обманка), они составляют уже более 400 °С.

Фенгиты из гнейсов белогорского комплекса содержат большое количество парагонитового минала, точки их составов и располагаются в области температур более 500 °С, что также хорошо согласуется с геологическими данными и оценками P–T условия формирования по геотермометрам.

Для наглядности обобщения данных по оценкам параметров метаморфизма, нами был построен схематический модельный разрез, отражающий геологическое строение центральной и западной части листа Р-40-ХVIII (рис. 30). Индексы и крап на этом идеализированном разрезе соответствуют геологической карте, мощности толщ и их элементы залегания выбраны условно для удобства демонстрации структурных соотношений. На данной модели можно заметить следы проявления двух тектоно-метаморфических процессов – субдукционно-коллизийного (конвергентного) и дивергентного.

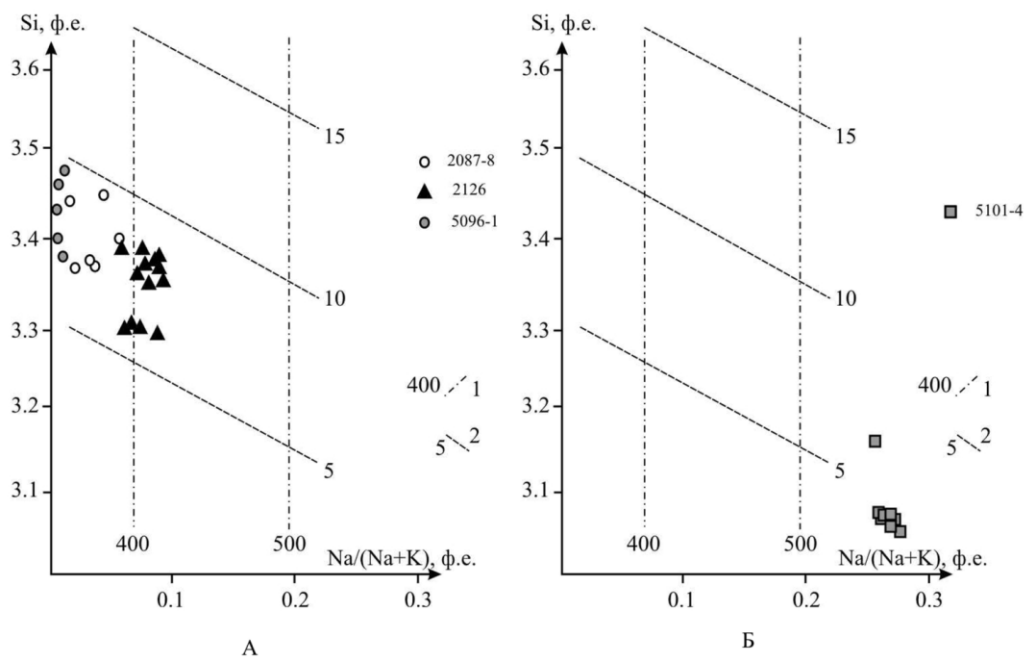


Рис. 29. Положение фигуративных точек составов фенгитов метаморфических пород хомасьинской свиты (А) и белогорского комплекса (Б) на диаграмме Si-Na/(Na+K) [5].

Условные обозначения: 1 – изотермы, °С, 2 – изобары, кбар.

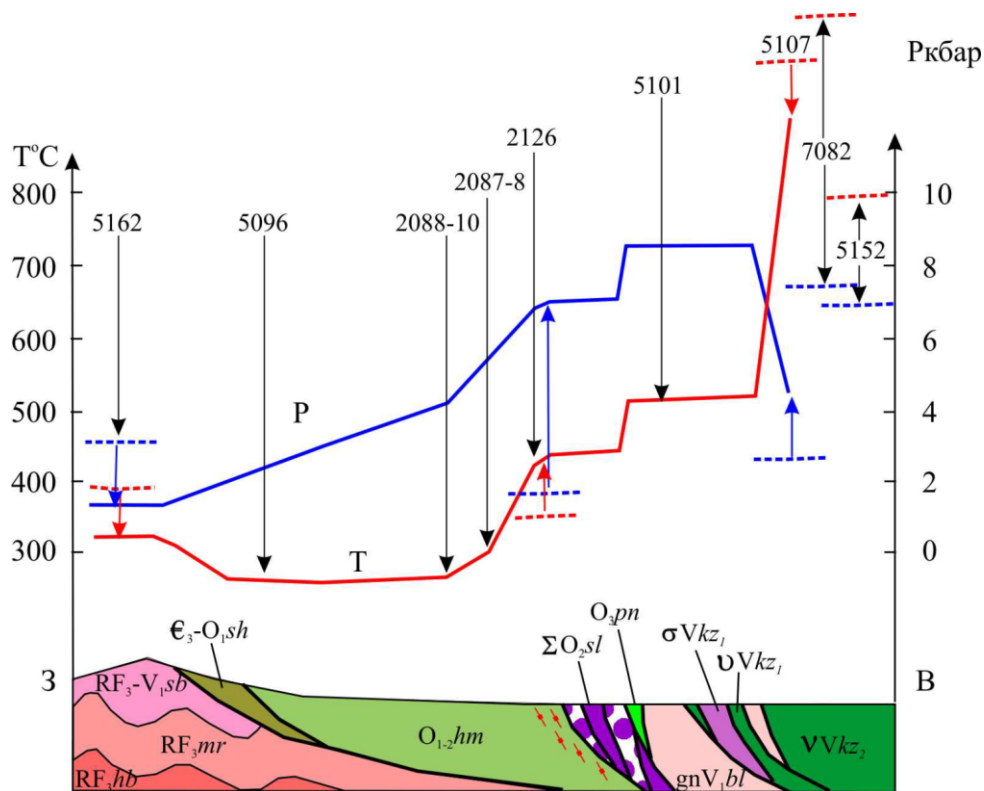


Рис. 30. Идеализированный схематический разрез центральной и западной части территории листа Р-40-ХVIII с кривыми температур и давлений метаморфизма.

Цифры над разрезом соответствуют номерам проанализированных образцов; пунктирные линии соответствуют условиям формирования реликтовых парагенезисов, цветные стрелки показывают направление эволюции P-T параметров.

Первый (конвергентный) процесс проявился в увеличении давлений метаморфизма по направлению с запада на восток, от Ляпинского мегантиклинория к зоне ГУР. В метаморфических парагенезисах кристаллических сланцев зоны ГУР, как правило, запечатлены следы увеличения температур и давлений. Исключение составляет блок гнейсов и кристаллических сланцев белогорского комплекса, где метаморфические минералы не имеют четкой зональности. По

уровням температур и давлений формирования белогорский комплекс отчетливо отличается от метаморфитов хомасьинской свиты. P–T параметры, установленные по амфиболам и плагиоклазам в габбро Ялпинг-Ньёрского массива, фиксируют один из этапов остывания плутона, когда формировались водосодержащие (амфиболсодержащие) парагенезисы. Это могло быть как остывание магматического очага, так и один из этапов метаморфизма поднимающихся твердопластических высоко-нагретых блоков мантийного и нижнекорового вещества (по А. А. Ефимову [14]). Характерно, что давления, вычисляемые по составам амфиболов в габбро центральной части массива (обр. 5152, 7082), соответствуют давлениям, фиксируемым в гранатовых амфиболитах хомасьинской свиты (обр. 2126). Это может служить аргументом в пользу модели формирования метаморфитов зоны ГУР под действием нагретых габброидных блоков. Гнейсы и кристаллические сланцы белогорского комплекса были сформированы при более высоких давлениях, чем обрамляющие их породы, их образование, вероятно не связано напрямую с зональностью симатического плутонометаморфизма. Вероятно, белогорский комплекс был сформирован ранее, в процессе аккреционно-коллизийного события, предшествовавшего Тиманскому орогенезу.

Второй (дивергентный) процесс проявился в западной части площади в снижении температур и давлений в ходе метаморфического процесса в метадолеритах саблегорской свиты. Такая регрессивная направленность метаморфического процесса может быть связана с эксгумацией, всплыванием глубинных блоков в ходе разрушения и коллапса орогена (Тиманского или Уральского).



ТЕКТОНИКА

Территория листа Р-40-ХVIII расположена в осевой части Уральской складчатой системы (УСС) – сложной мегаструктуры, прошедшей многоэтапное развитие. В вертикальном разрезе рассматриваемого фрагмента земной коры принимают участие структурно-вещественные комплексы трех структурных этажей: рифейско–среднекембрийского (байкальского или тиманского), верхнекембрийского–триасового (каледоно–герцинского) и кайнозойского (альпийского). Структурные этажи разделены стратиграфическими перерывами, соответствующими эпохам тектонической активизации и смены геодинамических режимов.

Рифейско–среднекембрийский (байкальский или тиманский) структурный этаж представлен метаморфизованными структурно-вещественными комплексами (СВК), слагающими Основание Уральской складчатой системы. Он объединяет СВК, формирующиеся в рифтовых структурах на континентальной коре и внутриконтинентальных (окраинно-континентальных?) бассейнах. В условиях внутриконтинентальных бассейнов отлагались образования терригенной формации хобеинской и мороинской свит позднего рифея (**ВБРР₃** на тектонической схеме), принадлежащие Ляпинской СФЗ. В конце позднего рифея–венде в пределах формирующегося рифта (возможно, в надсубдукционной обстановке) происходит накопление образований терригенно-базальт-риолитовой формации (**ПКРР₃-V₁**) саблегорской свиты и внедрение интрузий парнукского комплекса габбро-диоритовой формации (**ПКРР₃-V₁**). В пределах Протоуральского палеобассейна, в ранневендское время формируется островодужная риолит-базальт-терригенная формация белогорского комплекса Хордьюско-Конжаковской СФЗ (**ЮДV₁**) и интрузии конжаковского комплекса (дунит-верлит-клинопироксенит-габбровая формация – **ЮДV**). Запечатленный в парагенезисах белогорского комплекса вендский высокобарический метаморфизм, вероятно, соответствует аккреционному событию. Завершение эволюции байкалид (тиманид) в конце позднего венда–кембрии фиксируется образованием интрузий гранит-лейкогранитовой формации (**OV₂-С**) сальнёрско-маньхамбовского комплекса в условиях межплитного орогенеза.

Верхнекембрийско–триасовый (каледоно–герцинский) структурный этаж сформирован палеоконтинентальными и палеоокеаническими структурно-вещественными комплексами УСС, соответственно выделенными в составе Западно-Уральской и Тагильской структурно-формационных мегазон. В строении Западно-Уральской мегазоны отмечается формационная зональность, обусловленная изменением глубоководности седиментационных режимов в процессе от континентального рифтогенеза к последующему развитию пассивной континентальной окраины. В мелководных прибрежно-морских условиях отлагались терригенные формации тельпосской и хыдейской (Михайловско-Вайгачская подзона), хапхарской (Тылайско-Чувальская подзона) и саранхапнёрской свит (Салатимская подзона) (**ПКС₃-O₁**), а также базальтоидно-терригенная формация (**РКО₁₋₃**), соответствующая образованиям хомасьинской и польинской свит. Рифтогенные интрузивные комплексы представлены монцодиорит-монцогранитовой формацией малиновского комплекса (**РКО₂**) Салатимской подзоны и гранодиорит-гранитовой формацией саклаимсорского комплекса (**РКО₂₋₃**) Тылайско-Чувальской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ. В пределах шельфа новообразованной окраины континента формировалась карбонатно-терригенная формация (**ШО₂-S₁**), которая представлена нерасчлененными шугорской серией – яптикшорской свитой и джагальской – филиппьельской свитами Бельско-Елецкой СФЗ. Они сменяются более глубоководной карбонатно-терригенной формацией континентального склона (**CS₁-D₃**), которая в настоящее время выделена в составе Малопечорской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ (известняково-сланцевая толща, малошежимская свита, сланцево-песчаниковая толща, нерасчлененные лопьинская и вачжигская свита, евтропинская свита).

На коре океанического типа, содержащей блоки допалеозойских комплексов, в островодужной обстановке образовались осадочно-вулканогенные формации и интрузивные комплексы

ордовикско–девонского возраста, выделенные в составе Западно- и Восточно-Тагильской СФЗ. Западно-Тагильская СФЗ представлена СВК океанического спрединга или надсубдукционного рифтогенеза, развивающихся на этапе, предшествующем формированию палеодуги, и собственно островодужными комплексами. Первым соответствуют офиолитовые дунит-гарцбургитовая формация в составе салатимского комплекса (POO_2) и формация натриевых базальтов в составе вейской свиты (POO_{2-3}). Серпентиниты салатимского комплекса слагают тектонические пластины в пределах войкарско-кемпирсайского тектоногенного комплекса (TD_3-P). В развитии островодужных формаций прослеживается закономерность, свойственная энсиматическим островным дугам, следующая от юной к развитой и зрелой стадиям. На стадии юной островной дуги формируются вулканы толеитовой натриевой серии, которой соответствуют базальт-риолитовая формация ($ЮДО_3-S_1$ – шемурская свита), перекрываемая известково-щелочными вулканидами базальт-андезит-дацитовая формация павдинской свиты ($ЮДС_{1-2}$); а также интрузивные комплексы – тагилокытлымский (габброноритовая формация $ЮДС_{1-2}$) и петропавловский (габбро-диорит-плагиогранитовая формация $ЮДС_2$). Стадию развитой островной дуги представляют базальт-андезитовая формация $РДС_{2-3}$ (именновская свита) и осадочно-вулканогенный парагенез туринской свиты ($РДС_4-D_1$), а также габбро-диорит-гранодиоритовая формация ($РДС_{3-4}$) северорудничного интрузивного комплекса.

Формирование структурно-вещественных комплексов Восточно-Тагильской СФЗ, занимающей на площади работ крайнее северо-восточное положение, связано с развитием аккреционной призмы палеозоны субдукции. В составе структурно-формационной зоны выделена олистостромово-флишоидная формация ($АПД_{1-3}$), соответствующая терригенным и карбонатным образованиям лопсийской и арбыньинской толщ.

Кайнозойский (альпийский) структурный этаж представлен палеоген–неогеновой терригенной формацией внутриконтинентальных бассейнов, соответствующей маньинской толще и малососьвинской свите.

СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Современная структура **Уральской складчатой системы** сформирована в процессе развития сменяющих друг друга байкальского (тиманского), каледоно–герцинского (уральского) и альпийского тектономагматических циклов и окончательно оформилась во время образования орогена в позднепалеозойское время и его коллапса и разрушения в мезозое. В пределах площади работ выделяются следующие важнейшие структурные единицы – **Косью-Вишерский моноклиний** (I-1), входящий в состав **Западно-Уральского мегамоноклинория**; **Ляпинско-Кутимский антиклиний** (II-1), являющийся частью **Центрально-Уральского мегантиклинория**; **Салатимский пакет пластин** (III-1) – фрагмент **Орангско-Баракальской чешуйчато-блоковой структуры**; **Тагильский синклиний** (IV-1) – часть **Тагило-Магнитогорского мегасинклинория**, включающий *Западно-Тагильский* (IV-1-1) и *Восточно-Тагильский* (IV-1-2) *мегаблоки*. В пределах Западно-Тагильского мегаблока выделяются блоки доуралид – *Лопсийский* (IV-1-1a) и *Маньинско-Ялтингнёрский* (IV-1-1б). *Малопечорский аллохтон* (A) рассматривается как локальная автономная структурная форма.

Косью-Вишерский моноклиний (I-1) – крупная структура регионального плана в составе УСС. В пределы изучаемой площади входит относительно небольшой фрагмент ее восточной части, представленный блоком складчатых образований нижних уровней каледоно–герцинского структурного этажа, частично тектонически перекрытым образованиями Малопечорского аллохтона, с востока моноклиний граничит с Ляпинским антиклинорием. Форма моноклинория определяется контурами перекрывающего его с запада Лягавожского шарьяжа, с востока – Диагональным разломом и сместителями неясной кинематики, осложненных секущими крутопадающими тектоническими нарушениями северо-западного направления. В плане Косью-Вишерский моноклиний имеет изогнутую форму с максимальной шириной 9 км и пережимом в месте изгиба до 1–2 км. На земную поверхность в пределах структуры выходят лишённые магматических образований структурно-вещественные комплексы Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ (Патокско-Уньинский район), накопление которых происходило в условиях континентального рифта и шельфа пассивной континентальной окраины. Внутреннее строение моноклинория осложнено складчатыми структурами более мелких порядков; ядра антиклиналей выполняются образованиями терригенной формации $РКО_{1-2}$ (тельпосская и хыдейская свиты), а крылья и синклиналильные структуры – породами карбонатно-терригенной формации $ШО_2-S_1$ (нерасчлененные шугорская серия–яптикшорская свита и джагальская–филиппьельская свиты). Шарниры антиклиналей в северной части ориентированы

в северо-западном, в южной – в северном направлении. Магнитное поле однородное с отрицательными значениями.

Ляпинско-Кутимский антиклинорий (II-1) занимает значительную территорию листа в его западной половине, протягиваясь от северной до южной рамки. У рамок его ширина составляет 22–23 км, в центральной части сужается до 12 км. Во флангах Ляпинско-Кутимского антиклинория развиты образования каледоно–герцинского структурного этажа с парагенезами шельфового Бельско-Елецкого и батиального Зилаиро-Лемвинского типов. С запада с ним сочленяется Косью-Вишерский моноклинорий (I-1), на востоке он граничит с Салатимским пакетом пластин (III-1).

Граница с Косью-Вишерским моноклинорием представлена серией тектонических нарушений различного направления, наиболее крупным из которых является Диагональный разлом. Восточное ограничение проводится по Присалатимскому разлому. В центральной части структуры (район верховьев р. Егряляга) в ее строении наблюдается резкое сужение области распространения допалеозойских толщ и, соответственно, увеличение объема ордовикских образований. Восточнее этого участка располагается Верхнеманьинской шток гранит-порфиров, Маньинско-Большесосьвинский гранодиорит-диоритовый массив, на этой широте происходит резкое уменьшение площади распространения габброидов Ялпингнёрского массива. Западнее картируется синформа в структуре Малопечорского аллохтона. Вероятно, перечисленные неоднородности строения этого участка земной коры являются выражением глубинного шва, ориентированного в субширотном направлении. Строение антиклинория нарушено многочисленными тектоническими нарушениями северо-западного и северо-восточного направлений.

В ядерной части антиклинория выходят терригенные формации Ляпинской СФЗ – хобеинская и мороинская свиты, крылья сложены саблегорскими терригенно-вулканогенными образованиями. Интрузивные образования байкальского структурного этажа представлены парнукским комплексом габбро-диоритовой формации (массивы Сотчемьельский – 1 на тектонической схеме допалеозойских образований, Верхнепечорский – 8, Челпаньельский – 9 и Койпский – 10), сальнёрско-маньхамбовским комплексом гранит-лейкогранитовой формации (массивы Торрепорреизский – 5, Бджидлягский – 6, Седловатая Парма – 11). Каледоно–герцинский структурный этаж представлен эрозионными останцами грубозернистых терригенных образований тельпосской и хапхарской свит раннего–среднего ордовика, залегающих на разных структурно-вещественных комплексах рифея–раннего кембрия. Интрузивные образования представлены саклаимсорским гранодиорит-гранитовым комплексом (массивы Котлинский – 12 и Щеголихинский – 13).

В рельефе изучаемая часть Ляпинско-Кутимского антиклинория представляет холмисто-увалистую поверхность с гольцовыми грядами и нагорными террасами, расчлененными глубокорезанными водотоками, крутые склоны осложнены цирками и карами, высотные отметки 400–1100 м. Магнитное поле на большей части исследуемого фрагмента антиклинория спокойное отрицательное интенсивностью от –100 до –400 нТл, на фоне которого выделяется ряд линейно вытянутых положительных аномалий до 2000 нТл. Отмечается различие в ориентировке аномалий: в западном крыле структуры они ориентированы в северо-западном направлении, что вероятно отражает поведение остаточных структур тиманид; в северной части восточного крыла соответствуют меридиональной ориентировке уральских структур. Этот факт, очевидно, обусловлен воздействием коллизионных деформаций, формирующих структурный план уралид и влияющих, в частности, на распределение развитого в этой части мегантиклинория метаморфогенного магнетита. К западу влияние позднепалеозойских деформаций ослабевает, вероятно, благодаря жесткому упору, каким является ядро структуры.

Салатимский пакет пластин (III-1) – региональная структура, образованная в результате стрессового давления значительной интенсивности на коллизионном этапе образования УСС. Структура расположена в восточной половине площади. Морфологически представляет серию тектонических пластин разного порядка субмеридионального простирания, разделенных взбросо-надвигами, сопряженными с ГУР. Ширина структуры составляет 12–16 км. От смежных структур отделяется: на западе от Ляпинско-Кутимского антиклинория – Присалатимским взбросо-надвигом с крутым падением у земной поверхности (углы от 50 до 80°) и с глубиной выполаживающимся, восточным ограничением является Главный Уральский разлом (фронтальная часть). Салатимский пакет пластин сложен в крайней западной части образованиями терригенной формация саранхапнёрской свиты (PKC_3-O_1), к востоку от которой распространена базальтоидно-терригенная формация – хомасьинская и польнская свиты (PKO_{1-3}) с обилием субвулканитов основного состава, которые были сформированы в условиях континентального рифта и рифтогенной пассивной континентальной окраины. Комплексы континентальной окраины преобразованы метаморфическими процессами и тектоническими деформациями субдук-

ционного, аккреционного и коллизионного этапов развития района. Стратифицируемые образования прорываются гипабиссальными интрузиями малиновского комплекса монцодиорит-монцогранитовой формации (PKO_2). Тектонические деформации выражены в повсеместном проявлении интенсивного складкообразования различного порядка, формировании сланцеватости кливажных систем в сопровождении дизъюнктивных нарушений взбросо-надвигового и сдвиго-взбросового типов с поверхностями сместителей преимущественно восточного падения. Складки имеют различную морфологию, но преобладают ассиметричные с осевыми поверхностями, согласными поверхности дизъюнктивов. В зонах наиболее крупных тектонических нарушений развиты бластотектониты различного типа, локально проявлены процессы высокобарического метаморфизма с образованием амфиболов глаукофанового ряда. Наиболее интенсивно эти процессы выражены в зоне непосредственно сочлененной с Главным Уральским разломом в тыловой части описываемой структуры, где в узких зонах, ограниченных разломами, проявлен метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации повышенных давлений, глаукофансланцевый метаморфизм и сингенетичный им метасоматоз в виде альбитизации различных пород.

Район распространения Салатимского пакета пластин на севере характеризуется прерывистым плосковершинным увалистым рельефом с субмеридиональными нагорными террасами и холмами; в южной части – субмеридиональными цепочками холмов с крутыми склонами вверх и пологими лапчатыми вниз. Магнитное поле неоднородное, зоны тектонических нарушений трассируются узкими положительными аномальными зонами с амплитудой до 400 нТл.

Малопечорский аллохтон (А) входит в пределы изучаемой площади двумя небольшими фрагментами своей передовой части. Тектонические пластины аллохтона перекрывают образования Косью-Вишерского моноклиория. Границей структур является Лягавожский шарьяж, в плане имеющий дугообразную форму. Малопечорский аллохтон сложен образованиями каледоно-герцинского структурного этажа (Малопечорская подзона Зилаиро-Лемвинской СФЗ) – представлен карбонатно-терригенной формацией ($\text{CS}_1\text{-D}_3$), сформированной в фациальных условиях бативального склона пассивной окраины континента. Малопечорский аллохтон хорошо изучен на сопредельной к западу площади, где располагается его фронтальная часть. Он характеризуется как пакет тектонических пластин чешуйчатого строения, осложненный складчатыми деформациями, «с исключительным развитием восточных падений, изоклиальной складчатости и надвигов большой амплитуды» [35]. На данной площади аллохтон практически не изучен по причине отсутствия обнаженности.

Тагильский синклиорий (IV-1) – одна из важнейших мегаструктур в строении Уральской складчатой системы, сформированная корой островодужного типа. Сочленение этой структуры с образованиями континентальной окраины происходит по Главному Уральскому разлому (фронтальная часть), который маркируется тектоническими пластинами серпентинитов дунит-гарцбургитовой формации (POO_2) и тектоногенным меланжевым комплексом ($\text{TD}_3\text{-P}$). Тагильский синклиорий представлен *Западно-Тагильским* (IV-1-1) и *Восточно-Тагильским* (IV-1-2) *мегаблоками*, сложенными структурно-вещественными комплексами одноименных СФЗ, а также *Лопсийским* (IV-1-1а) и *Маньинско-Ялпингнёрским* (IV-1-1б) *блоками* – тектоническими клиньями образований допалеозойского основания островодужной системы.

Западно-Тагильский мегаблок занимает крайнее западное положение в строении синклиория, отделяясь от структурно-вещественных комплексов палеоконтинентального сектора шовной зоной полимиктового меланжа Главного Уральского разлома субмеридионального направления, на востоке он ограничен от Восточно-Тагильского мегаблока Агриинским разломом и разломами более мелкого порядка северо-северо-западного и северо-восточного направлений, на севере и юге распространяется за пределы площади. Тагильская структура подверглась сильнейшим деструктивным преобразованиям в результате коллизионных процессов конца палеозоя и в мезозое, в результате чего в изучаемом районе ее первоначальные размеры резко сокращены. В наибольшей степени это проявилось в строении Западно-Тагильского мегаблока, представляющего собой серию узких пластин восточного падения мощностью до 1 км. В зоне, сопряженной с ГУР проявлена складчатость, оси складок ориентированы преимущественно по направлению $320\text{--}340^\circ$, углы падения варьируют в больших пределах. Дизъюнктивные нарушения сопровождаются зеркалами скольжения различного направления, зонами милонитизации, приразломной складчатости, кварцевых жил. В магнитном поле разрывные нарушения, ограничивающие тектонические пластины, выделяются резкими градиентными зонами. Разрезы вулканогенных толщ и интрузивных комплексов Западно-Тагильской СФЗ, слагающих одноименный блок, сильно редуцированы и фрагментированы тектоническими нарушениями. В состав Западно-Тагильского мегаблока входят следующие формации: натриевых базальтов (POO_{2-3}), характерных для обстановки надсубдукционного рифтогенеза; базальт-риолитовая ($\text{ЮДО}_3\text{-S}_1$) и базальт-андезит-дацитовая (ЮДС_{1-2}) формации юной островной дуги; базальт-

андезитовая формация (PDS_{2-3}) и осадочно-вулканогенный парагенез (PDS_4-D_1) развитой островной дуги.

Строение Западно-Тагильского блока осложнено внедрением интрузивных тел, образующих крупный полиформационный плутон, который непрерывно прослеживается в меридиональном направлении через всю изучаемую территорию и состоит из нескольких сочлененных массивов: Иоутыньинского – 2, Маньинско-Большесосьвинского – 3, Ялпингнёрского – 4 и Томратского – 14. В строении интрузий отмечается определенная зональность, выраженная в последовательной смене интрузивных комплексов с запада на восток от базит-гипербазитового состава к кислым и от древних к молодым в возрастном интервале от венда до позднего силура.

Иоутыньинский массив входит в рассматриваемую площадь своим южным окончанием на расстояние около 8 км от северной рамки листа, при ширине около 1 км. Его основная часть располагается на сопредельной территории. Он представлен узким блоком, ограниченным тектоническими нарушениями северо-восточного простирания, отделяющими его от серпентинитов салатимского комплекса на западе и вмещающих вулканитов на востоке. Этот массив сложен плагиогранитами третьей фазы петропавловского комплекса габбро-диорит-плагиогранитовой формации ($ЮДС_2$) и небольшим телом габбро тагило-кытлымского комплекса габброноритовой формации ($ЮДС_{1-2}$).

Маньинско-Большесосьвинский массив имеет удлиненную форму, он вытянут в меридиональном направлении на расстояние 46 км от истоков р. Агрия на севере до р. Большая Сосьва на юге при ширине от 4 до 10 км. Площадь его выхода на поверхность составляет около 130 км². Контакты с вмещающими образованиями шемурской и павдинской свит, также как и со смежными образованиями Ялпингнёрского интрузивного массива интрузивные, участками тектонически нарушенные. От Иоутыньинского массива отделен разломом северо-восточного направления. Массив сложен диоритами, тоналитами и плагиогранитами петропавловского комплекса второй и третьей фаз ($ЮДС_2$). В геофизических полях он характеризуется повышенными значениями магнитной восприимчивости и пониженными плотностями.

Ялпингнёрский массив на рассматриваемом участке Платиноносного пояса располагается в его западной части, занимая доминирующее положение. В плане его площадь составляет около 285 км². С запада он граничит с вьйской свитой и метаморфогенными образованиями белогорского гнейсово-амфиболитового комплекса по Ялпингнёрскому разлому, на севере ограничивается тектоническим нарушением восток-северо-восточного направления, на юге также имеет тектонические взаимоотношения с Томратским массивом. Ялпингнёрский массив сложен габброноритовой формацией тагило-кытлымского интрузивного комплекса ($ЮДС_{1-2}$) с инъекциями тел диоритов петропавловского комплекса ($ЮДС_2$) и небольшими телами-ксенолитами оливковых габбро, клинопироксенитов и горнблендитов конжаковского комплекса ($ЮДV$) в северной и южной частях массива. Диориты принадлежат габбро-диорит-плагиогранитовой формации и слагают вытянутые в субмеридиональном и северо-северо-западном направлении тела мощностью в пределах 1 км и множество мелких инъекций среди габброидов тагило-кытлымского комплекса, которые прослежены в восточной части массива. Предполагается, что габбронориты тагило-кытлымского и диориты петропавловского комплексов внедрились на раннем этапе развития Тагильской палеозойской островодужной системы, а ультрамафиты и мафиты конжаковского комплекса слагают блоки образований основания палеозойской островодужной системы. В магнитном поле базиты и ультрабазиты Ялпингнёрского массива выделяются на фоне вмещающих пород и диоритов знакопеременными аномалиями от 60 до 2 000 нТл с преобладанием положительных аномалий. В гравитационном поле выделяется западная часть массива, характеризующаяся высокими плотностями. В восточной части характер поля определяется присутствием среди габброидов диоритов, обладающих относительно более низкими плотностями.

Томратский массив представлен незначительным фрагментом площадью около 0,6 км². Преобладающая часть его располагается на сопредельной к югу площади. Он сочленяется с Ялпингнёрским массивом в крайней юго-восточной части изучаемой территории. В составе массива диориты северорудничного комплекса, принадлежащие габбро-диорит-гранодиоритовой формации развитой островной дуги (PDS_{3-4}).

В магнитном поле Тагильский синклиний характеризуется относительно контрастным положительным полем амплитудой до 1 000 нТл. Западная граница Западно-Тагильского блока трассируется градиентным полем амплитудой от –500 до 500 нТл. Также довольно уверенно внутри мегазоны по магнитному полю амплитудой значений от –100 до 200 нТл выделяется западная граница Восточно-Тагильского блока. В гравитационном поле характер синклиния более сложный. Наиболее уверенно прослеживается южная и центральная части, где наблюдаются максимальные значения от 60 до 100 мГал для Западно-Тагильского блока и значениями

50–60 мГал для Восточно-Тагильского блока, западную границу которого можно условно провести по изолинии 60 мГал.

Восточно-Тагильский мегаблок представлен небольшим тектоническим фрагментом, расположенным в северо-восточной части листа. В плане площадь части блока, входящей на изучаемую территорию, составляет около 80 км². Блок сложен структурно-вещественным комплексом, развитие которого происходило в процессе формирования аккреционной призмы – смешанной олистостромо-флишоидной формацией в составе лопсийской и арбыньинской толщ (АПД₁₋₃). В состав мегаблока входят протяженные субпараллельные тектонические блоки более мелкого порядка, ограниченные взбросами и разломами со сложной кинематикой. В зонах разломов развиваются асимметричные складки размером до первых метров, с восточным падением осевых поверхностей под углами 50–70°.

В западной части Тагильского синклинория картируются тектонические пластины структурно-вещественных комплексов основания УСС – *Лопсийский* (IV-1-1а) и *Маньинско-Ялпингнёрский* (IV-1-1б) блоки. Они имеют линзовидную форму размерами соответственно 18×(до 1,6) км и 18×(до 1) км. Их местоположение сопряжено с зоной Ялпингнёрского разлома. Происхождение этих структурно-тектонических элементов неоднозначно. Они представлены риолит-базальт-терригенным парагенезом ранневендской островной дуги (ЮДV₁), претерпевшим в венде метаморфизм высоких давлений при T – 450–550 °C, P – 8–9 кбар. Последующими тектоническими процессами эти образования (белогорский метаморфический комплекс) были перемещены в пределы аккреционной призмы Тагильской палеоостровной дуги, и в настоящее время слагают тектонические пластины в зоне Главного Уральского разлома.

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

На изучаемой территории главные разрывные нарушения представлены структурными швами, разграничивающими структуры первого порядка. Среди структурных швов выделяются субмеридиональные разрывные нарушения сложной кинематики (*Главный Уральский разлом*, фронтальная часть), взбросо-надвиги (*Присалатимский* и *Агринский*) и *Лягавожский шарьяж*. Со структурными швами сопряжены системы разломов более мелкого порядка. Разрывные нарушения второго порядка – *Диагональный*, *Луцоульинский*, *Ялпингнёрский* и другие разломы. Коллизионная структурно-тектоническая зональность нарушена системами разломов северо-восточного и, наиболее поздних на этой площади, северо-западного простираний. Повсеместно распространены малоамплитудные субширотные разрывы.

Лягавожский шарьяж (1) – сместитель, по которому образования Малопечорского аллохтона надвинуты на Косью-Вишерский моноклинорий. На изучаемой площади расположены два его фрагмента. В рельефе выход надвига на поверхность выражен дугообразной долиной р. Ыджидляга и ее левого притока р. Лягавож с густой сетью левых притоков и выположенной поверхностью стока. Обнаженность практически отсутствует. Положение сместителя четко прослеживается на МАКС.

Диагональный разлом (2) – наиболее крупное разрывное нарушение из системы поздних дизъюнктивов северо-западного направления. Это крутопадающий разлом сложной кинематики, который пересекает образования Ляпинско-Кутимского антиклинория и Салатимского пакета пластин и ограничивает с востока значительную часть Косью-Вишерского моноклинория.

Присалатимский взбросо-надвиг (3) – крупное региональное тектоническое нарушение с длительной историей развития, входящее в систему Главного Уральского разлома. Его сместитель фиксирует границу фронтальной части Салатимского пакета пластин, разделяя рифейские и палеозойские образования. На данной территории параметры этого нарушения не изучены. На площадях, расположенных южнее, по данным сейсмопрофилей МОВ, он характеризуется как система отражающих площадок с углами 50–70° восточного падения, выполаживающихся с глубиной [84]; по характеру там он является левосторонним сдвиго-взбросом. На исследуемой территории разлом интерпретируется как взбросо-надвиг. Для приразломной зоны характерны асимметричные складки западной вергентности. Простирание взбросо-надвига нарушено малоамплитудными разрывными нарушениями северо-западного направления. В магнитном поле Присалатимский разлом выражается градиентной зоной локальных аномалий.

Луцоульинский разлом (4) – тектоническое нарушение второго порядка, сопряженное с Главным Уральским разломом. Этот разлом разделяет отдельные крупные пластины внутри Салатимского пакета пластин. Он выделяется зоной дробления, катаклаза, интенсивного смятия пород, местами – проявлением метасоматоза (альбитизации, серицитизации, окварцевания, пропицитизации) и густой сетью кварцевых прожилков. В месте пересечения с р. Луцоуля в

его зоне известно проявление золота сульфидно-кварцевого типа. В гравиметровом поле разлом фиксируется узкой полосой отрицательных аномалий. В рельефе он прослеживается вдоль урез рек. Предполагается сдвиго-взбросовая кинематика.

Главный Уральский разлом (ГУР) (5) – шовная зона, разделяющая структуры палеоконтинентального и палеоокеанического секторов УСС. ГУР маркируется полимиктовым меланжем с цепью тектонических линз и пластин альпинотипных серпентинитов салатимского комплекса. В современной структуре разлом имеет сдвиго-взбросовую кинематику с поверхностью сместителя восточного падения. По ходу развития его кинематика изменялась. Возможно, на ранних этапах это было тектоническое нарушение сбросового характера, ограничивающее грабенные морфоструктуры. Непосредственные наблюдения на изучаемой площади отсутствуют. Судя по проявлению складчатых деформаций в зоне ГУРа, в приповерхностной части он имеет крутое падение с углами от 60 до 90°. По аналогии с другими районами Урала [84], предполагается, что с глубиной он выполаживается. Приразломная зона характеризуется интенсивными складчатыми дислокациями, трассируется бластотектонитами с узкими локальными зонами проявления глаукофансланцевого метаморфизма высоких давлений, как внутри самой зоны разлома, так и в его лежачем крыле.

Ялпингнёрский разлом (6) – система сопряженных разрывных нарушений в узкой зоне (до 1 км), которая отделяет интрузивные образования Ялпингнёрского пироксенит-габбрового массива от метавулканитов выйской свиты. В северной части площади этот разлом отсечен тектоническим нарушением северо-восточного направления. Это долгоживущий разлом, предположительно унаследованный от палеозойских разрывных нарушений аккреционной призмы Тагильской палеодуги, по которым происходило внедрение интрузий и поднятие блоков метаморфитов фундамента островодужной системы. Вероятно, активные движения по разлому продолжались вплоть до коллизионного этапа. Ветвями этого разрывного нарушения ограничиваются тектонические пластины метаморфитов белогорского комплекса.

Агриинский взбросо-надвиг (7) – тектоническое нарушение, разделяющее Западно-Тагильский и Восточно-Тагильский мегаблоки. Предположительно он имеет надвиговую кинематику западной вергентности с относительно пологими углами восточного падения и значительную амплитуду перемещения, в результате чего, образования туринской свиты на большей части были тектоническими перекрыты. Сопряженные разломы во фронте и тылу этого разрывного нарушения расчленяют образования островодужных формаций на узкие тектонические пластины. В магнитном поле они фиксируются градиентами локальных аномалий.

Вещественным выражением интенсивных тектонических движений, фиксируемых в пределах исследуемой площади на границе структур палеоконтинентальной окраины и Тагильской палеостроводужной системы, является **войкарско-кемпирсайский тектоногенный комплекс (mpD₃–Pvk)**. В пределах листа Р-40-ХVIII комплекс слагает несколько тектонических пластин мощностью до 800 м, приуроченных к висячему крылу Главного Уральского разлома. Обнаженность крайне слабая. Пластины сложены частым хаотическим чередованием тектонических линз серпентинитов салатимского комплекса, углеродистых сланцев и метадолеритов. Комплекс имеет тектонические контакты с образованиями польинской и хомасьинской свит на западе, с выйской свитой – на востоке. Перечисленные горные породы слагают тектонические линзы и пластины различных размеров – от десятков сантиметров до сотен метров, перемежающиеся в разрезе. В составе комплекса преобладает полимиктовый меланж с углеродисто-сланцевым матриксом, но фиксируются и участки с серпентинитовым матриксом. Характерной особенностью является широкое развитие бластомилонитов и милонитов, маркирующих ветвящиеся зоны разрывных нарушений. На фоне общего уровня метаморфизма фации зеленых сланцев, южнее исследуемой территории фиксируются зоны и участки развития индексминералов глаукофан-сланцевого метаморфизма – глаукофана, кроссита, лавсонита, жадеита [29]. На Северном Урале за пределами территории листа Р-40-ХVIII установлено наличие в меланже блоков углеродистых сланцев различного возраста – среднеордовиковских, среднепозднеордовиковских, ордовикско–силурийских, позднесилурийско–раннедевонских, раннедевонских, среднедевонских, позднедевонских (франских) [68]. Таким образом, в составе тектонических блоков войкаро-кемпирсайского комплекса присутствуют породы с установленным диапазоном возрастов от среднего ордовика до верхнего девона. Принимая во внимание эти данные, можно предположить, что начиная с верхнего девона начинается обстановка аккреции и затем – коллизии, приведшие к появлению позднепалеозойского Уральского компрессионного орогена и формированию войкаро-кемпирсайского и других комплексов тектонитов.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Геологическое развитие рассматриваемой территории охватывает рифейско–среднекембрийский (байкальский или тиманский), позднекембрийско–триасовый (каледоно–герцинский) и мезозойско–кайнозойский (альпийский) этапы. На современном эрозионном срезе наиболее древними являются геодинамические комплексы, слагающие основание Уральской складчатой системы «Западный Урал». К ним относятся образования, сформированные в пределах блока с континентальным типом коры, условия внутриконтинентальных и окраинно–континентальных бассейнов в котором в конце рифея сменились рифтогенезом (возможно, надсубдукционным?) и затем, в конце этапа, аккреционными и орогеническими процессами при коллизионном взаимодействии микроконтинентов, позднепротерозойских островных дуг и окраины континента, что повлекло за собой наступление континентального режима в кембрии. В раннепалеозойское время (поздний кембрий–ордовик) в результате глобальных тектонических процессов наступает новый этап рифтогенеза с последующим раскрытием палеоокеана, формированием континентальной окраины и к востоку от нее (в современных координатах) – островодужной системы. В условиях формирования рифтовых структур и пассивной континентальной окраины были образованы структурно–вещественные комплексы Бельско–Елецкой и Зилаиро–Лемвинской СФЗ. Эволюция Тагильской островной дуги происходит в ранне–среднем палеозое (средний ордовик–девон). В девоне в условиях аккреционной призмы формируются терригенно–карбонатные формации Восточно–Тагильской СФЗ. Палеозойский этап завершается аккрецией крупных блоков к окраине Восточно–Европейского палеоконтинента, коллизией, образованием складчато–надвигового орогена и формированием основных тектонических структур. Мезозойско–кайнозойский этап характеризуется континентальными и мелко–водно–морскими обстановками. Мезозойские отложения на изучаемой территории отсутствуют. На поверхность перечисленные геодинамические комплексы были выведены на различных этапах формирования территории.

РИФЕЙСКО–СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИЙ (БАЙКАЛЬСКИЙ ИЛИ ТИМАНСКИЙ) ЭТАП

В позднем рифее в пределах осадочного чехла субконтинентального блока получили распространение терригенные формации, которые на современном эрозионном срезе представлены хобеинской и мороинской свитами (Ляпинская СФЗ). Фациальная обстановка их образования соответствовала условиям внутриконтинентальных бассейнов с трансгрессивным развитием. В конце рифея и в раннем венде на стабильной платформе происходит заложение надсубдукционного (?) рифта, накопление терригенных формаций сменяется развитием вулканогенных образований, в которых проявляются черты рифтогенного и островодужного характера – саблегорская свита Ляпинской СФЗ. Протолит белогорского гнейсово–амфиболитового комплекса и конжаковский дунит–клинопироксенит–габбровый комплекс Хордьюско–Конжаковской СФЗ вероятно формировались в пределах островодужной системы, отделенной от субконтинентальных блоков морским (палеоокеаническим?) бассейном. В габбро и перидотитах проявлен симатический плутонометаморфизм, присутствуют следы процессов высокотемпературного твердопластического течения, развиты зоны бластомилонитов. О существовании палеоокеанического бассейна на этом этапе развития земной коры свидетельствует присутствие докембрийских надсубдукционных офиолитовых и островодужных формаций, изученных на Приполярном и Полярном Урале (поднятие Енганепэ, Манюкуяхинская полоса серпентинитового меланжа, комплекс Дзеля и др.) [12, 23, 38, 60]. Фрагмент доордовикского глаукофан–сланцевого метаморфического пояса, возможно соответствующего шовной зоне – реликту допалеозойской зоны субдукции, описан на хр. Кваркуш [52]. Установленный авторами венд-

ский возраст высокobarического метаморфизма белогорского комплекса, вероятно, фиксирует допалеозойское аккреционное событие. Интрузивный магматизм представлен позднерифейско–ранневендскими интрузиями парнукского габбро-диоритового комплекса. По геологическим реконструкциям, произведенным различными исследователями, в конце венда и кембрии в развитии тиманского океанического бассейна наступил заключительный этап, при котором эта область испытала аккрецию, коллизию и орогенез [22, 37, 59]. На рассматриваемой площади образования этого геологического события являются небольшие Торрепорреизский, Парминский и Ыджидлягский массивы, сложенные синколлизийными гранитами поздневендско–кембрийского сальнёрско-маньхамбовского комплекса с петрохимическими и геохимическими характеристиками, характерными для этой стадии эволюции геодинамических обстановок. В результате коллизии были сформированы складчатые структуры северо-западного простирания, свойственного тиманидам, отражение которых проявляется в магнитном поле [124]. Коллизийные процессы сопровождались проявлением метаморфизма. В среднем кембрии вследствие образования тиманского орогена произошло поднятие, которое сопровождалось перерывом в осадконакоплении.

ПОЗДНЕКЕМБРИЙСКО–ТРИАСОВЫЙ ЭТАП

Палеозойский этап начинается в позднем кембрии с прогибания сформировавшейся континентальной коры, ее разрыва, образования рифта и как следствие его развития в дальнейшем – заложения Уральского океанического бассейна. Во временном интервале позднего кембрия–раннего ордовика в результате рифтогенных и эрозионно-денудационных процессов на сформированных байкальских структурах в мелководных условиях шло накопление осадочных образований (тельпосская, хыдейская, хапхарская и саранхапнёрская свиты), которые в настоящее время выделены в составе Бельско-Елецкой СФЗ, Тылайско-Чувальской и Салатимской подзон Зилаиро-Лемвинской зоны). При дальнейшем развитии рифтинга процессы седиментогенеза чередовались с периодами вулканизма и интрузивного магматизма, представленных базальтами толейтовой серии (хомасьинская свита). В результате интенсивного растяжения континентальной коры образуются системы разломов, формирующих грабеновые структуры. Линейные зоны трещиноватости, связанные с зонами разломов служили подводными каналами для субвулканических интрузий и формирования пояса сближенных даек долеритов, коагматичных вулканикам хомасьинской свиты (Салатимская подзона Зилаиро-Лемвинской зоны). В обстановке рифтогенеза были внедрены небольшой шток гранит-порфиров и дайковые тела риолит-порфиров, трахириолит-порфиров и дацит-порфиров малиновского комплекса и гранодиорит-гранитовые интрузии саклаимсорского комплекса.

После перерастания рифтогенеза в спрединг, в процессе развития океанического бассейна формируется пассивная континентальная окраина, ограничивающая океаническую область с запада (в современных координатах). Начиная со среднего ордовика в обстановке шельфа происходит накопление карбонатных формаций, которые наращивают разрезы в пределах Бельско-Елецкой СФЗ. Синхронно с ними в пределах склона континентальной окраины отлагались карбонатно-терригенные вещественные комплексы, представленные в настоящее время раннесилурийско–позднедевонскими образованиями Малопечорской подзоны Зилаиро-Лемвинской СФЗ, перемещенные на значительное расстояние в составе одноименного аллохтона.

Новообразованная спрединговая зона имела текущее простирание относительно геологических структур байкалид северо-западного направления, и соответствовала в современных координатах субмеридиональному простиранию, что отразилось в ориентировке структурного плана на Уральской складчатой системе. В среднем–начале позднего ордовика в надсубдукционной обстановке началось формирование офиолитовой ассоциации, представленной дунит-гарцбургитовой формацией салатимского комплекса и натриевыми базальтами выйской свиты. С этого момента начинается развитие островодужного режима, который существовал на протяжении позднего ордовика до позднего девона.

С началом субдукционного процесса связывается формирование цепи зональных массивов Платиноносного пояса Урала (ППУ). Мнения о происхождении, возрасте и геодинамической природе этого значимого элемента в строении Урала весьма различны. Авторы поддерживают представления А. А. Ефимова [14, 15] о выводе на современный эрозионный уровень массивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации (вендский конжаковский комплекс) в результате проявления «горячей тектоники» в предостроводужной обстановке, когда разогретые породы, залегающие в основании островодужной системы, приобрели пластичность и были выжаты в верхние слои земной коры, подвергаясь динамометаморфическим преобразованиям. Механизм

этого процесса изложен в работе Р. Г. Язевой и В. В. Бочкарева [50]. Они считают, что «следствием погружения зоны раздвига в желоб под аккреционную призму должна быть мощная термальная аномалия... Появление кровли над зоной спрединга жестко ограничивает возможности свободного раздвига, но над восходящей ветвью мантийной конвективной ячейки продолжается подъем астеносферного материала. В такой аномальной ситуации появляются условия для выдавливания глубинного пластичного вещества на высокие уровни». Вероятно, такой механизм объясняет внедрение габброноритовых и плагиогранитовых магм тагило-кытлымского и петропавловского комплексов «в новообразованную кору преддужья». При этом были захвачены блоки вмещающих пород, которые в настоящее время выходят на земную поверхность в виде тектонических пластин западнее массивов Платиноносного пояса (белогорский комплекс). Соответствие габброноритов тагило-кытлымского комплекса этой (раннеостроводужной) обстановке подтверждается геохронологическими данными.

В формировании Тагильской островодужной системы прослеживается характерная для этого процесса стадийность – от примитивной и юной к развитой островной дуге, с завершением аккреционно-коллизийным этапом. Эти стадии различаются типом магматической дифференциации, фациальными условиями формирования пород, геохимическими характеристиками. Изотопно-геохимические данные свидетельствуют о том, что источником вещества для вулканитов Тагильской палеодуги являлись деплетированная мантия и океаническая кора [26]. На стадии примитивной или юной островной дуги, соответствующей временному интервалу от позднего ордовика до раннего силура, происходит формирование образований контрастной базальт-риолитовой формации, сопровождающихся накоплением кремнистых осадков (шумурская свита). На рассматриваемой площади представлена лишь верхняя часть разреза, в котором преобладают кислые эффузивы. Петрохимическая характеристика отвечает островодужным формациям, а находки в разрезах Среднего Урала в кремнистых прослоях конодонтов и радиолярий [4] свидетельствуют о глубоководных условиях их формирования.

В позднем палеозое – раннем венлоке начинается формирование вулканических построек, образующих островные дуги. В субаральной и субмаринной обстановках развиваются вулканогенные образования известково-щелочного типа базальт-андезит-дацитовая формация (павдинская свита). В междугловых бассейнах накапливались вулканогенно-осадочные и кремнистые породы, содержащие конодонты и радиолярии. Петрохимические параметры этих образований свидетельствуют о едином магматическом очаге для вулканитов павдинской свиты и интрузивных образований петропавловского комплексов, образующих единую вулканоплутоническую ассоциацию.

В поздневенлокско-лудловское время эволюция островных дуг достигает развитой стадии, когда формируется именновско-северорудничная вулканоплутоническая ассоциация, представленная базальт-андезитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой формациями. Значительная роль в вулканическом процессе на этом этапе принадлежит эксплозивным процессам. Вулканизм характеризуется толеитовым и известково-щелочным типом и сопровождался вулканогенно-осадочной седиментацией. Вулканические извержения происходили в подводных и наземных обстановках. Присутствие в туфах и туфоконгломератах обломочного материала органических известняков свидетельствует о разрушении существовавших в это время рифовых построек в условиях барьерной зоны островной дуги. В пржидольско-лохковское время завершается процесс развития силурийской островной дуги, при затухании вулканической деятельности и преобладании эксплозивных и седиментационных процессов происходит накопление образований осадочно-вулканогенной формации (туринская свита).

В конце пражского – начале эмского веков прекратившая магматическую активность силурийская островодужная система испытывает воздымание и превращается в сушу (Тагильский «архипелаг»). По мнению ряда исследователей [36, 50], на этом этапе «зона субдукции испытывает существенную перестройку, что выразилось в перемещении вулканической оси к востоку». В пределах изучаемой площади, начиная с прагиена-эмса и вплоть до франского времени включительно, формируется аккреционная призма девонской островной дуги, представленная смешанной олистостромово-флишоидной формацией (лопсийская и арбыньинская толщи). Девонская вулканическая дуга располагалась восточнее и на современном эрозионном срезе ее реликты наблюдаются за пределами площади работ. В преддуговом прогибе отлагались флишоидные толщи и биогермные известняки, разрушающиеся в процессе аккреции и образующие олистостромы. Источником обломочного материала являлся Тагильский «архипелаг».

По палеомагнитным данным, в девонское время произошла смена направления вращения Восточно-Европейского палеоконтинента и, как следствие, смена тектонического режима [40]. В конце франского – начале фаменского веков происходит аккреция Тагильского и Восточно-Уральских мегаблоков к окраине Восточно-Европейского палеоконтинента [31], и вновь обра-

зованная континентальная окраина начинает развиваться как активная [38] или трансформная [44]. Коллизионный этап охватывает период со среднего карбона до триаса. На этом этапе были сформированы, в общих чертах, основные структуры района. Основной зоной разгрузки тектонических напряжений стала шовная зона Главного Уральского разлома, наследующая направление раннепалеозойской субдукции, как наиболее ослабленный участок земной коры. По ней в процессе аккреционно-коллизионного этапа островодужные образования были надвинуты на континентальную окраину и в результате сгужены образования разного возраста в виде узкой зоны тектонического меланжа войкаро-кемпирсайского комплекса; сюда были выжаты серпентинизированные ультрамафиты офиолитов основания островодужной системы. Коллизионные подвижки в большей или меньшей мере проявлены во всех структурах района. В Ляпинской СФЗ они выразились в формировании нового структурного плана с переориентировкой структур с северо-западного тиманского направления на уральское субмеридиональное. Значительное тектоническое воздействие оказано на блоки, смежные с зоной ГУР, где проявлен высокобарический глаукофансланцевый метаморфизм. В Тагильской мегазоне синколлизионные тектонические процессы проявились в сгуживании островодужных образований, которые в результате были фрагментированы на узкие протяженные пластины и измяты в складки.

МЕЗОЗОЙСКО–КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП

Согласно разработанной во второй половине XX века и продолжающей уточняться теории геологического развития Урала в мезозое и кайнозое выделено шесть тектоно-климатических этапов [41] с характерными особенностями тектонического режима и климатических условий. Выделенные этапы характеризуются своеобразными металлогеническими особенностями.

Первые два тектоно-климатических этапа относятся к нижнему мезозою – это этап образования глубинных разломов с излиянием лав и этап заполнения осадками тектонических впадин типа грабенов. Они не нашли отражения на площади листа, проявившись восточнее района исследований. Со вторым этапом связаны накопления бурых углей.

Третий этап (средняя юра–эоцен) проявился в относительной тектонической стабильности Урала и медленных прогибаниях Зауралья. Образовалась формация коры выветривания. Здесь выделяются два климатических подэтапа, когда образование каолиновых кор выветривания было особенно активным – это юрский период и верхний мел. В мезозое образовались также крупные и весьма важные в металлогеническом плане эрозионно-структурные депрессии, впоследствии служившие главными концентраторами полезных ископаемых осадочного генезиса. Палеогеновая трансгрессия на заключительной стадии третьего этапа, обусловленная небольшим прогибанием территории, послужила главным фактором размыва оставшихся мезозойских отложений, и выравнивания поверхности рельефа. Теплый тропический климат постепенно сменился умеренным.

Поднятие, начавшееся в раннем миоцене, ознаменовало начало нового, четвертого, тектоно-климатического этапа со своей весьма характерной континентальной металлогенией. Для раннемиоценового тектоно-климатического этапа характерно оживление тектонической активности, усиление роли эрозионных и денудационных процессов, размыв химических кор выветривания и заложение новой речной сети. Образование ложково-речной сети, нередко наследующей более раннюю, в том числе мезозойские эрозионно-структурные депрессии, происходило в пределах района приподнятых горных массивов, территория пьедмонта в это время была низкой равниной с многочисленными озерами, соединенными протоками. Климат постепенно становился холоднее, возможно даже с минусовыми температурами в зимний период. Химическое выветривание сменилось физическим.

Пятый тектоно-климатический этап, охватывающий средний миоцен–нижний плиоцен, характеризуется в основном эрозионно-денудационными процессами на фоне продолжающегося снижения среднегодовых температур и переменной (сезонной) влажности. Металлогенические особенности пятого этапа характеризуются переывом и переотложением осадков, образовавшихся ранее.

Шестой (верхнеплиоцен–четвертичный) этап так же беден полезными ископаемыми, за исключением россыпей золота, аккумулирующихся обычно в речных долинах. В эоплейстоцене существовала озерно-аллювиальная система. Резкое похолодание климата в среднем неоплейстоцене способствовало образованию ледниковых форм рельефа горно-долинного и покровного оледенений. В позднем неоплейстоцене территория находилась в пределах зоны последнего горно-долинного оледенения. В это время заложилась речные террасы. В голоцене наступила

эпоха прохладного гумидного климата, в долинах всех рек и притоках формировались пойменные террасы.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В орографическом отношении описываемая площадь охватывает водораздельную часть Северного Урала с небольшим участком западного склона и часть восточного склона – на северо-западе с резко выступающими горными вершинами (гг. Торрепорреиз, Атертумп, Атынгаух, Тосемактатумп), на юго-западе с увалами Маньпупуньер и Яныпупуньер, в центральной части с протяженными продольными увалами Яны-Квот-Ньер и Мань-Квот-Ньер, в восточной части с отдельными вершинами (гг. Артелингоут, Лопсиятумп, Иоутхури, Маньятумп, Ялпингньёр) и полого понижающимся к востоку низкогорьем, переходящем в холмистую равнину. Большая часть района покрыта таежным лесом, местами с преобладанием лиственных пород после обширных пожаров, реже горной тундровой растительностью в гольцовой зоне.

Геоморфологические районы исследуемой площади в целом совпадают с орографическими. Это с запада на восток: остаточные горы западного склона Северного Урала, приподнятые горные массивы и приподнятый отпрепарированный пенеппен (пъедмонт) [128].

Рельеф района приподнятых горных массивов холмисто-грядово-увалистый с абсолютными отметками в интервале 1 096–170 м. Гряды и увалы сложены терригенно-вулканогенными, реже терригенными, иногда интрузивными породами. Склоны их в привершинной части обычно крутые, ниже плавно переходящие в пологоволнистую поверхность днищ долинообразных понижений. На вершинах, как правило, сохранились (как реликты древнейшего пенеппена) субгоризонтальные площадки.

Район приподнятого отпрепарированного пенеппена (с местным названием «пъедмонт») Северного Урала характеризуется низкогорным, холмисто-увалистым и равнинным, неравномерно заболоченным рельефом с абс. отм. 400–160 м. Положительные формы рельефа (мелкие сопки и увалы) сложены вулканогенными, вулканогенно-терригенным и терригенно-карбонатными породами. Озерно-болотные котловины фиксируют фрагменты ложбин стока ледниковых вод плейстоценового времени.

ГЕНЕТИЧЕСКИ ОДНОРОДНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Генетически однородные поверхности созданы денудационными склоновыми процессами – конструктурными и аструктурными, препарирующими древние складчатые структуры с комплексом разнообразных пород и интрузивных тел, и аккумулятивными, образующими поверхности палеоген–неогеновых осадочных образований, аллювий мертвых долин, речные террасы, озерно-палюстринные и водноледниковые равнины. По возрасту поверхности условно подразделены на позднемезозойско–четвертичные, кайнозойские, неоген–четвертичные и четвертичные.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ АСТРУКТУРНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

1. Поверхности врезания – *склоны речных долин, созданные совместной деятельностью эрозии и плоскостного смыва* (N_2-Q), образуют современную речную сеть, общий план которой существенно зависит от тектонических разломов разных направлений и неотектонических поднятий. К западу от главного Уральского водораздела долины рек имеют преимущественно согласное направление с простираем пород допалеозойского фундамента, либо наследуют древние структуры как тектонического характера (кольцевые), так и эрозионного (позднемезозойские депрессии). На восточном склоне преимущественное направление долин рек – субширотное, секущее породы палеозойского фундамента, с коленообразными фрагментами про-

дольного. Возраст поверхности врезания в горной части условно плиоцен–четвертичный, ниже, в пределах распространения покровного оледенения – четвертичный.

2. *Поверхность гольцовой денудации, созданная нивально-экзарационными процессами на поверхности моделированного пенеплена (MZ-Q)*. Слабо расчлененная субгоризонтальная поверхность моделированного пенеплена представляет собой поверхность выравнивания комплексной денудации позднемезозойско–четвертичного возраста, сохранившихся от размыва на уплощенных вершинах района приподнятых горных массивов Северного Урала. Обвальнo-осыпные склоны гор гольцовой денудации развиты только в районе приподнятых горных массивов. Эти склоны крутизной около 30° сложены коллювиальными образованиями и имеют голоценовый возраст. Субгоризонтальные поверхности днищ каров, трогов созданы выпахивающей деятельностью и шлифовкой ледника. Возраст хорошо разработанных каров и цирков ханмейский, а слабо разработанных – полярноуральский.

ДЕНУДАЦИОННЫЕ КОНСТРУКТУРНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

Денудационные структурные склоны образовались в результате препарирования сложно дислоцированных допалеозойских и палеозойских метаморфических пород, вулканитов силура, вулканогенно-осадочных и осадочных пород силура–девона, секущих интрузивных тел ультраосновного и основного, кислого и среднего составов. Конфигурация склонов зависит от селективного выветривания слагающих их пород, наложенных пликтивных структур и разрывных нарушений. Склоны перекрыты делювиальными, солифлюкционными, реже коллювиальными образованиями. Длительность формирования этих склонов определяется временем заложения в верхнем миоцене–раннем плиоцене (начало неотектонических поднятий) и продолжается в настоящее время.

3. *Склоны, образованные сложно дислоцированными рифейскими породами (KZ)*, широко развиты в западной части площади в пределах района приподнятых горных массивов. Склоны прямолинейно-вогнутые, преимущественно пологие, с уклоном до 15° перекрыты коллювиальными и делювиальными образованиями; более крутые, с уклоном более 30° – коллювиальными образованиями. Над кварцитопесчаниками склоны более крутые, чем над кристаллическими сланцами.

4. *Склоны, образованные сложно дислоцированными рифей–вендскими породами (KZ)*, развиты в западной и центральной части площади (район приподнятых горных массивов). Склоны прямолинейно-выпуклые, с уклоном 15–30°, перекрыты коллювиальными и делювиальными образованиями.

5. *Склоны, сложенные дислоцированными палеозойскими метаморфическими породами (KZ)*, распространены сравнительно узкой полосой в восточной части площади преимущественно в пределах пьедмонта. Они образуют прерывистый, пологоволнистый восточный склон (угол уклона до 5°), сложенный сильно метаморфизованной вулканогенной толщей, перекрытой морскими отложениями палеогена и озерными – неогена, также гляциофлювиальными образованиями среднего и делювиальными образованиями позднего неоплейстоцена.

6. *Склоны, сложенные осадочными породами силура–девона (KZ)*, развиты на крайнем западе и на крайнем северо-востоке территории. На западе склоны преимущественно полого-вогнутые, с углом уклона до 10°, в верхней части крутые – с углом наклона до 30°. Нижние части склонов перекрыты делювиальными и солифлюкционными, верхние – делювиально-коллювиальными образованиями верхнего неоплейстоцена–голоцена. На северо-востоке склоны очень пологие (до 5°), переходящие в волнистую равнину; практически полностью перекрыты гляциофлювиальными образованиями среднего неоплейстоцена и палюстрием голоцена.

7. *Склоны, сложенные вулканогенно-осадочными породами (KZ)*, широко распространены в центральной части площади, в районе приподнятых горных массивов, и менее – в районе приподнятого отпрепарированного пенеплена на востоке. Склоны преимущественно средние и крутые, с углом уклона до 30° и более, осложнены ложбинно-грядовым микрорельефом. Они перекрыты чехлом элювиальных, коллювиальных, делювиальных, делювиально-солифлюкционных образований позднего неоплейстоцена, реже гляциальных и гляциофлювиальными образованиями среднего и позднего неоплейстоцена, а также морскими отложениями палеогена–неогена и континентальными – неогена.

8. *Склоны, сложенные карбонатными (карстующимися) породами (KZ)*, незначительно распространены в западной части района приподнятых горных массивов и в районе пьедмонта восточного склона Северного Урала. Склоны пологие, волнистые, с уклоном до 5°, осложнены микрозападинным рельефом. Они перекрыты гляциофлювиальными образованиями среднего и

позднего неоплейстоцена, а также маломощным чехлом элювиальных и делювиальных образований позднего неоплейстоцена.

9. *Склоны, сложенные интрузивными породами основного (габброиды) и ультраосновного (дуниты, гарцбургиты) состава (KZ)* развиты преимущественно в южной части территории. Склоны крутые (до 20°) в пределах района приподнятых горных массивов и пологие (до 5°) в пределах отпрепарированного пенеплена. Они образуют грядово-увалистый рельеф с крутыми, прямолинейно-вогнутыми склонами. Перекрыты морскими отложениями палеогена–неогена и аллювиально-озерными – неогена, гляциофлювиальными образованиями среднего неоплейстоцена, а также маломощным чехлом коллювиально-делювиальных, делювиально-солифлюкционных образований.

10. *Склоны, сложенные интрузивными породами кислого и среднего состава (KZ)*, довольно широко распространены в пределах юго-восточной части пьедмонта и ограничено – в районе приподнятых горных массивов. В первом случае склоны пологие, с уклоном до 5°, во втором – крутые с уклоном до 20°. В пределах пьедмонта перекрыты морскими отложениями палеогена–неогена, реже аллювиально-озерными – неогена, также гляциофлювиальными образованиями среднего неоплейстоцена, в остальных случаях маломощными элювиальными и делювиальными образованиями верхнего неоплейстоцена. В районе приподнятых горных массивов покрыты маломощными элювиальными, коллювиальными и коллювиально-делювиальными отложениями позднего неоплейстоцена.

АККУМУЛЯТИВНЫЕ ПОВЕРХНОСТИ

11. *Поверхность пойменных аллювиальных террас (Q_n)* объединяет высокую и низкую поймы голоцена. Развит по всем рекам и является аккумулятивным, за исключением неравновесных участков, где цоколь часто обнажен у уреза воды. Пологоволнистая поверхность террас покрыта лугами, местами заболочена и залесена. Высота уступа низкой поймы 0,5 м, высокой поймы до 2 м, ширина ее от нескольких десятков метров до первых сотен метров.

12. *Первая надпойменная терраса (Q_{III})*, с высотой уступа 2,5–3 м для западного склона и 1,5–4 м (на неравновесных участках до 8 м) для восточного, прослеживается по долинам почти всех рек территории. Ширина террасы до 200 м. Поверхность обычно залесена, иногда заболочена. Терраса аккумулятивная. Плотик расположен ниже уреза воды на 3–5 м, а в пределах неравновесных участков – на высоте 2–5 м выше уреза воды.

13. *Вторая эрозионно-аккумулятивная надпойменная терраса (Q_{III})*, с высотой уступа 3–5 м от уреза воды, развита по крупным рекам – Ыджидляга, Печора, Лопсия, Манья, Большая Сосьва. Ширина террасы составляет от 200 м до 1,5 км. Высота цоколя над урезом воды до 2–3 м. Терраса слабо выражена в рельефе.

14. *Палюстринная равнина (Q_n)* довольно широко распространена на территории. В пределах района приподнятых горных массивов она располагается, как правило, на террасах в долинах рек, в седловинах на плоских водоразделах. Ширина ее здесь из-за сильно расчлененного рельефа обычно небольшая и редко превышает 500 м. В районе пьедмонта на выложенных водораздельных пространствах участки палюстринной равнины достигают 3–4 км ширины. Сложены болотными образованиями голоценового возраста, мощностью до 4–8 м.

15. *Гляциальные поверхности (Q_{III})*, созданные ледниковой аккумуляцией горно-долинного позднелепестостенового полярноуральского оледенения, развиты преимущественно на разветвленном хребте Яныпунёр на юго-западе листа, также отмечены на водораздельном хребте. Располагаются они обычно в привершинных частях логов, фиксирующих истоки современной речной системы, по площади незначительны. Коррелятны первой надпойменной террасе. Намного более развиты гляциальные и гляциофлювиальные поверхности, образованные ханмейским горно-долинным оледенением. Отмечаются они в долинах ручьев и у подножия склонов практически на всей площади района приподнятых горных массивов. Поверхность слабо всхолмленная, с низкими грядами и мелкими западинами. Возраст их позднелепестостеновый (ханмейский), ввиду того, что в них вложен аллювий второй надпойменной террасы начала позднего неоплейстоцена.

16. *Гляциальные и гляциофлювиальные поверхности (Q_{II})* вангерьюской толщи покровного оледенения широко распространены на востоке в районе пьедмонта, почти сплошным, хотя и маломощным чехлом перекрывая дочетвертичные отложения и палеозойский фундамент. Здесь поверхность в целом довольно ровная, заметно наклоненная на восток, частично заболоченная, с невысокими холмами, грядами, сложенными галечниками конечной морены ледника. На западе ледниковые образования развиты в пределах Илычской мезозойской эрозионно-

структурной депрессии, наследуемой разветвленной речной сетью рр. Ыджидляга и Лягавож с многочисленными притоками, прорезающими и размывающими отложения толщи. Возраст принят средненеоплейстоценовым, коррелятным синхронному тазовско-самаровскому оледенению Западной Сибири.

17. *Аллювиально-озерная равнина* (Q_E), фрагментарно картируемая по сортированным пескам, представлена на востоке площади, в пределах пьедмонта. Отложения морфологически в рельефе не выражены, выполняют переуглубленные участки. Обычно перекрыты маломощными образованиями покровного оледенения. Возраст принят эоплейстоценовым по положению в разрезе и по единичным палинологическим данным.

18. *Гляциальные и гляциофлювиальные отложения* (Q_{II-III}) образуют слабосхолмленный рельеф на морской и озерной равнине палеоген–неогенового возраста. Развита на междуречьях в пределах Сартынтурской депрессии, преимущественно в западной части пьедмонта, в полосе до 10 км по широте. Характерен общий слабый наклон поверхности на восток. Возраст ее принят средне-верхненеоплейстоценовым.

ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И ИХ ГЕНЕЗИС

На описываемой территории самые крупные формы рельефа, созданные речной деятельностью, представлены хорошо выраженными в пределах приподнятых горных массивов *мезозойскими эрозионно-структурными депрессиями*: на западе это Илычская, в центре – северное продолжение Вишерско-Висимской и на востоке – Сартынтурская. Мертвая долина эоплейстоценового возраста в районе пьедмонта в рельефе практически не выражена, фиксируется по синхроничным аллювиальным отложениям.

Вишерско-Висимская депрессия выделена в 1975 году Федоровым В. И. в верховьях р. Бол. Косьва, по результатам поисково-геоморфологических работ. На исследуемой площади северное ее продолжение представлено рукавом шириной 3,5–7,5 км, пересекающим лист в северо-северо-восточном направлении к западу от главного Уральского водораздела. Депрессия выражена в современном рельефе, распространяется в пределах рифейских, рифей–вендских и кембрийско–ордовикских метаморфизованных терригенно-вулканогенных образований. Наследуется современными долинами верховий рр. Ыджидляга, Печора, врезанными в ее сохранившиеся фрагментами днище с остаточными корами выветривания на 150–200 м; врез последнего в окружающую горную страну в свою очередь также составляет около 200 м. Сохранившиеся выровненные фрагменты древнего днища депрессии имеют абсолютные отметки 430–630 м. Древние водотоки, образовавшие Вишерско-Висимскую депрессию, как и современные, могли иметь разную направленность стока в субмеридиональных направлениях, возможно с долинами прорыва на запад и восток.

Небольшая Сартынтурская депрессия, выделенная Генераловым П. П. в 1970-х годах, расположена в юго-восточной части территории в пределах развития вулканогенно-осадочных пород нижнего палеозоя. Восточным ее бортом, выраженным в рельефе, служит хребет Ялпингньёрского габбрового массива (длина 15 км), западный борт проходит по неотектоническому уступу, отделяющему геоморфологический район приподнятых горных массивов от приподнятого отпрепарированного пенеппена (длина не менее 50 км). Ширина депрессии около 10 км. Западный борт намного протяженнее восточного, фактически сnivelированного всхолмленной равниной пьедмонта. В своей верхней части на юге депрессия разделяется на два нешироких рукава. Фиксируется по остаточным корам выветривания, развитым на ее днище. В нижней части депрессии, ее днище неотектоническими уступами поднимается к западу от абсолютных отметок от 200 до 350–400 м. В палеогене и начале неогена (ранний миоцен) Сартынтурская депрессия представляла собой мелководный морской залив, о чем свидетельствуют соответствующие отложения.

Илычская депрессия выработана в пределах развития ордовикско–силурийских терригенных толщ. Врез ее достигает 200 м, длина в пределах листа 45 км, ширина около 10 км. Днище довольно ровное, слабо наклонено на северо-запад, абсолютные отметки – 230–260 м. В южной части контур депрессии замкнут, в северной – имеет выход в бассейн р. Илыч на западном склоне Урала. Депрессия практически не изучена из-за расположения в пределах заповедника (и запрета на геологические работы). Есть основания предполагать, что Илычская мезозойская депрессия во многом аналогична Сартынтурской и так же включала в свои контуры мелководный морской залив раннекайнозойского возраста.

Мертвая долина расположена на крайнем востоке территории. Зафиксирована по фрагментарным отложениям аллювиальных песков в пределах пьедмонта восточного склона. Длина

установленного контура до 20 км, общая ширина 6–8 км, но здесь умещается два или даже три более узких потока со стоком на северо-северо-восток. Возраст песков по палинологическим данным и взаимоотношениям с другими образованиями принят как эоплейстоценовый; они обычно перекрыты гляциофлювиальными образованиями среднего неоплейстоцена.

Современная речная сеть на западном склоне Урала представлена верховьями р. Печора с многочисленными впадающими в нее мелкими речками и ручьями, а также притоками р. Илыч, самый крупный из которых р. Ыджидляга. На восточном склоне – это притоки р. Йоутынья, верхнее течение рек Лопсия, Манья, Большая Сосьва с их многочисленными притоками.

Долины рек асимметричны, террасированы, ширина их варьирует в зависимости от литологического состава вмещающих пород, достигая 0,5–1 км; уклон рек, текущих в субширотном направлении вкрест простирания пород, больше уклонов рек субмеридионального направления. Террасовый комплекс представлен двумя надпойменными террасами, высокой и низкой поймой, описанными выше.

Неотектонические уступы установлены в районе пьедмонта, на его границе с приподнятыми горными массивами. Не всегда выражены в рельефе, скрываясь под толщей аккумулятивных отложений. Как правило, эти уступы наследуют линейный план древних разломов.

Структурно-денудационные уступы прослеживаются в пределах района приподнятых горных массивов Северного Урала, а также вдоль западной и восточной его границ. Бровки уступов часто расположены в районе горизонталей 350–450 м. Уступы расположены в привершинных частях увалов и гряд или являются бортами долин рек. Они образуют также крутые линейные склоны увалов, гряд, поверхность которых имеет различный микрорельеф: от плоского до ступенчатого, часто с выходами коренных пород в уступах террасовидных площадок. Здесь проявляются как денудационные, так и эрозионные признаки. Направление уступов как правило совпадает с простиранием складчатости пород, либо с простиранием контактов пород резко отличающегося состава. Отчетливо выступающие в рельефе уступы обусловлены послепалеозойской тектоникой.

Монадники – останцы селективного выветривания, представляющие собой отдельные вершины в районе приподнятых горных массивов.

Останцы выветривания широко развиты в пределах приподнятых горных массивов Северного Урала. Это отдельные скалы или группы скал высотой 5–20 м, расположенные в водораздельной части на вершине или на крутых приводораздельных склонах. Наиболее примечательна в этом отношении группа останцов выветривания хр. Маньпупунёр, в истоках р. Печора, достигающих высоты 40 м.

Скальные гребни встречаются сравнительно редко, протяженность их, как правило, невелика и обычно составляет первые сотни метров.

Ледниковые формы связаны с цирками (карами), троговыми долинами и конечными моренами. В гольцовой зоне на крутых склонах отмечаются циркообразные углубления диаметром от первых сотен метров до 2 км. От них начинаются троговые долины с хорошо выработанным корытообразным поперечным профилем. Высота бортов долины составляет обычно первые десятки метров, ширина – 100–1 000 м, длина до 10 км. В устьевой части долины наблюдаются поперечные валы высотой до 15 м, связанные с конечной мореной.

Мерзлотные и солифлюкционные формы в гольцовой зоне представлены нагорными террасами, глыбовыми развалами – курумами в виде обширных полей-откосов, каменных рек. В пределах заболоченных участков отмечаются гидролакколиты, в условиях мерзлых грунтов образующих бугры пучения, а при растаивании льда – блюдцеобразные понижения с моховым болотом, иногда с открытой водой.

Формой микрорельефа, обязанной своим происхождением мерзлотным процессам, являются также широко развитые в гольцовой зоне на субгоризонтальных площадках полигональные грунты, образующие в плане похожий на соты рисунок, где каркас сот выполнен небольшими грядами грубообломочного материала, а внутреннее наполнение – алеритисто-песчанистое с дресвой. Эта форма рельефа по всем параметрам является типично голоценовой, однако спорово-пыльцевой анализ из алевроитового материала середины «соты» (пробы 4017, гл. 0,1 м и 4017, гл. 0,3 м; хр. Мань-Квот-Ньер, главный Уральский водораздел), показал комплекс, по составу близкий позднему миоцену–раннему плиоцену (см. главу «Стратиграфия»). На фоне обилия пыльцы хвойных встречены представители родов: *Tilia*, *Fagus*, *Ulvic*, *Quercus* (из-за ограниченного количества пыльцы пробы формально не являются репрезентативными). Аналогичные случаи отмечены на гольцах западнее исследуемой территории [79]. Исходя из условий образования полигональных грунтов, когда благодаря гляциальным процессам образуется конвекционный поток (очень замедленного действия), перемещающий обломочный материал от центра мерзлотной соты на ее края и перемешивающий тонкий материал, возможно подня-

тие изначально нижних рыхлых слоев наверх. А поскольку основная рельефообразующая планиция склонов произошла в неогене, и в это время на субгоризонтальных поверхностях аккумуляровались отложения аналогов каракольской серии, то здесь не наблюдается особого противоречия и даже напрашивается вывод о том, что неотектоническим поднятием эти участки горной местности могли быть помещены на высоту, где мерзлотные процессы (на фоне общего климатического похолодания) обеспечили сохранность древней пыльцы.

Карстовые, суффозионные формы развиты на карбонатных породах девона. Плиоцен-четвертичный карст встречается на западном склоне [112].

НЕОТЕКТОНИКА

В результате масштабного изучения геоморфологии региона Северного и Приполярного Урала в 1960–1970-х годах, в том числе анализа ярусности рельефа, между кряжем горного Урала на западе и аккумулятивной Западно-Сибирской равниной были выделены (на площади листа) в диапазоне высот 150–170 м – абразионно-аккумулятивная равнина, в диапазоне 190–220 м – денудационная равнина, на 240–330 м – полигенетическая поверхность и на отметках 400–420 м – поверхность пресноводно-бассейновой аккумуляции. Время формирования самой высокой поверхности – миоцен, ниже ее – миоцен–плиоцен, двух первых – плиоцен–плейстоцен. Все эти поверхности составляли «пьемонт восточного склона Урала» [71]. В последующих геологических работах разных авторов это название – пьемонт – сохранилось и закрепилось. Условия формирования пьемонта до конца не выяснены, вопросы о степени влияния морских абразионных и ледниковых процессов остаются спорными. В районах Среднего и Южного Урала этой комплексной поверхности дано название приподнятый отпрепарированный пенеплен [128]. Новые данные об осадконакоплении в кайнозойскую эру, в частности, установление морского генезиса палеоген–неогеновых отложений, позволили уточнить некоторые аспекты неотектонических процессов на восточном склоне Северного Урала как раз в зоне сочленения пьемонта и кряжа Урала. По нашему мнению, выявлена связь не только с древними тектоническими структурами (в этом нет ничего нового), но и с геологическими формациями.

Анализ поперечных разрезов по буровым профилям предшественников [114, 115, 98] позволил выделить три основных неотектонических шва субмеридионального простирания, дробящих западную часть пьемонта на ступени с разной амплитудой поднятия. Эти швы слабо выражены в современном рельефе, уступы между ними в значительной степени сглажены абразионно-эрозионными процессами. Картина также сильно осложняется тектоническими нарушениями северо-западного простирания.

Главным тектоническим швом, отделяющим отпрепарированную равнину от горного Урала, является западный контакт вьейской свиты (средний–поздний ордовик), сложенной метаморфизованными вулканитами, с вулканогенно-осадочной хомасьинской свитой раннего–среднего ордовика. Данное неотектоническое разрывное нарушение соответствует фронтальной части Главного Уральского разлома. На исследуемой территории данный шов маркируется тектоническим меланжем и пластинами серпентинитов салатимского комплекса. Абсолютные отметки поднятия (в современном рельефе) – 280–320 м. Не менее значимый разлом расположен к западу в 4–6 км и проходит собственно в полосе распространения хомасьинской свиты – здесь фиксируется также борт Сартынтурской депрессии; это крайняя черта распространения морских отложений палеогена–миоцена. Абсолютные отметки 400–420 м. Третий шов, расположенный внутри района пьемонта (на крайнем востоке листа), проходит (предположительно) по восточной границе интрузивных комплексов габброидно-гранитоидного состава со складчатыми осадочными толщами силура–девона. Геоморфологически он является границей, к востоку от которой морские отложения кайнозоя (на площади пьемонта) в очень значительной степени размыты. Абсолютные отметки 180–200 м.

Оценивая глубину палеогенового моря исходя из мощности имеющихся осадочных отложений (70 м) примерно в «–100 м» относительно существующего уровня Мирового океана, можно получить изобазы поднятия для каждого из наших неотектонических швов-уступов: 280–300 м, 370–420 м и 500–520 м.

Время начала неотектонического поднятия по имеющимся результатам изучения опорных разрезов – ранний миоцен. При этом поднятие территории привело (на пьемонте) к смене морского режима на континентальный. В западной части это событие произошло немного раньше, чем в восточной (в пределах листа), возможно из-за меньшей глубины моря. Поднятие было медленным, прерывисто-колебательного характера. До середины плиоцена здесь, вероятнее

всего, была низкая прибрежная равнина с крупными озерами и лиманами. Высота ее могла составлять около 50 м над уровнем моря, существовавшего на северо-востоке. Судя по настоящим невысоким абсолютным отметкам отпрепарированного пенеplена, характер поступательных движений для этого геоморфологического района оставался таким же неспешным.

Некоторое оживление новейших тектонических движений имело место в начале и середине неоплейстоцена, в голоцене, что находит свое отражение в различном гипсометрическом положении поверхностей выравнивания и уровней речных террас. Голоценовые и современные движения, как правило, проходят по новейшим тектоническим структурам, заложенным в конце плиоцена или несколько раньше. Несмотря на незначительную вертикальную амплитуду (первые метры), новейшие движения хорошо подчеркивают морфологическую зональность и усиливают контрастность рельефа.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Согласно разработанным во второй половине XX века (и продолжающим развиваться и уточняться по настоящее время) представлениям об истории геологического развития Урала в мезозое и кайнозое, выделено шесть тектономагматических этапов рельефообразования [41], с характерными особенностями тектонического режима и климатических условий. Выделенные этапы увязываются с металлогеническими эпохами для мезозойско-кайнозойского цикла развития Урала.

Первые два тектоно-климатических этапа относятся к нижнему мезозою – это этап образования глубинных разломов и излияния лав и этап заполнения осадками тектонических впадин. Они не нашли отражения на площади листа, проявившись восточнее района исследований. Со вторым этапом связаны накопления бурых углей. Третий этап (середина юры–эоцен) проявился в относительной тектонической стабильности Урала и медленных прогибаниях Зауралья. Образовалась формация коры выветривания. Здесь выделяют два климатических подэтапа, когда образование каолиновых кор выветривания было особенно активным – это юрский период и верхний мел. Большинство исследователей считает, что коры выветривания юрского возраста (почти) нацело уничтожены денудационными процессами, и сейчас мы имеем дело с верхнемеловыми корами выветривания. Для района приподнятых горных массивов, вероятно, это справедливо, для района же отпрепарированного пенеplена различить коры выветривания юрского возраста (если они сохранились) и мелового практически невозможно как из-за отсутствия синхроничных осадочных отложений (на исследуемой территории они отсутствуют), так и из-за сходных климатических условий образования – теплый влажный климат континентального режима. В конечном счете, это неважно, так как свою главную функцию – высвобождение из пород фундамента компонентов, обогащающихся при переотложении и становящихся полезными ископаемыми, – химически глубоко проработанные мезозойские коры выветривания выполняли на протяжении всей мезозойской эры. В мезозое образовались крупные и весьма важные в металлогеническом плане эрозионно-структурные депрессии, впоследствии служившие главными концентраторами экзогенных полезных ископаемых.

Палеогеновая трансгрессия на заключительной стадии *третьего этапа*, обусловленная небольшим прогибанием территории, послужила главным фактором размыва мезозойских отложений, выравнивания поверхности рельефа и образования района отпрепарированного приподнятого позднее пенеplена. Область, которую сейчас называют пьедмонтом, вероятно представляла собой в палеогене неглубокий шельф внутреннего моря, протягивающийся от возвышенностей Урала на десятки километров, возможно до существовавшего уже тогда Восточно-Уральского уступа, где начиналось относительно глубокое море. Нижняя часть пачки палеоген-неогеновых отложений (маньинская толща) сохраняется в переуглублениях под долинными отложениями современных рек.

Поднятие, начавшееся в нижнем миоцене, ознаменовало начало нового, *четвертого, тектоно-климатического этапа* со своей весьма характерной континентальной металлогенией. Для раннемиоценового тектоно-климатического этапа характерно оживление тектонической активности, усиление роли эрозионных и денудационных процессов, размыв химических кор выветривания и заложение новой речной сети. При этом континентальные неогеновые отложения (малососьвинская свита) прорезаются долинами рек насквозь, они в настоящее время залегают только на водораздельных пространствах. Образование ложково-речной сети, нередко наследующей более раннюю, в том числе мезозойские эрозионно-структурные депрессии, происходило, видимо, только в пределах района приподнятых горных массивов, территории пьедмонта в это время была низкой равниной с многочисленными озерами, соединенными протока-

ми. Климат постепенно становился холоднее, возможно даже с минусовыми температурами в зимний период. Образование химических кор выветривания если и происходило, то очень ограничено.

Пятый тектоно-климатический этап, охватывающий средний миоцен–средний плиоцен, характеризуется в основном эрозионно-денудационными процессами на фоне продолжающегося снижения среднегодовых температур. Относительно холодный и влажный климат при отсутствии корообразования способствовал образованию осадочных отложений малоглинистых (измельчение субстрата происходит в основном за счет истирания), алевритисто-песчанистых с гравием и галькой разной степени окатанности. Металлогенические особенности пятого этапа характеризуются перемывом и переотложением всех рыхлых отложений и кор выветривания, образовавшихся ранее.

Шестой (позднеплиоцен–четвертичный) этап так же беден полезными ископаемыми, за исключением россыпей золота, аккумулирующихся обычно в речных долинах. В эоплейстоцене существовала озерно-аллювиальная система. Резкое похолодание климата в среднем неоплейстоцене способствовало образованию ледниковых форм рельефа: гляциальных и гляциофлювиальных образований покровного оледенения. В позднем неоплейстоцене, судя по наличию в отложениях реликтовых горизонтов криометаморфизма, глыбовых горизонтов, криогенных форм, территория находилась в пределах зоны горно-долинного оледенения. Речные долины на площади пьедмонта могли образоваться только после верхненеоплейстоценового горно-долинного оледенения (ханмейского). В это же время на остальной территории заложилась речные террасы. В голоцене наступила эпоха прохладного гумидного климата, приведшего к окончательному формированию речной сети.

ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ ГЕОМОРФОЛОГИИ

Анализ генезиса и возраста рельефа, процессов денудации, эрозии и неотектоники выявили некоторые особенности в истории образования рельефа Северного Урала, значение которых еще предстоит оценить.

Вновь выявленные на территории морские отложения палеогена, местами выходящие на дневную поверхность, могут быть продуктивны на фосфориты, а береговая линия палеогенового бассейна – на марганцевые руды осадочного типа. Площадь их распространения на исследуемой территории, хотя и невелика, но вполне доступна для исследований, в отличие от перекрытых заболоченных областей Западно-Сибирской равнины.

Золотоносность дотеррасового (доверхненеоплейстоценового) комплекса рыхлых образований местами сопоставима с золотоносностью современного аллювия. Этот комплекс является промежуточным коллектором россыпного золота и основным поставщиком его в аллювий современных долин [102].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа известны три малых месторождений россыпного золота; семь россыпе-проявлений золота; 8 коренных проявлений железа, меди с цинком, золота, урана; 36 пунктов минерализации; ряд геохимических ореолов, геофизических аномалий и потоков рассеяния (прил. 1 и 2). Ведущее значение для рассматриваемой территории безусловно имеет россыпное золото. Все объекты минерального сырья принадлежат 7 генетическим типам и относятся к 13 рудным формациям. Сведения о полезных ископаемых на территории листа Р-40-ХVIII даны по состоянию на 01.01.2014 г.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЖЕЛЕЗО

На характеризуемой территории известны 3 проявления и 6 пунктов минерализации железа, тяготеющих к интрузиям «Платиноносного пояса Урала», а также локализованных в стратифицируемых образованиях рифея (саблгорская, хобеинская и мороинская свиты) и ордовика (хомасьинская свита). Они объединены в две формации: титан-железорудную мафитовую и железистых кварцитов. Для некоторых проявлений и пунктов минерализации, расположенных среди метаморфитов рифея, рудноформационный тип не определен.

Титан-железорудная мафитовая формация. Имеющиеся объекты несут все признаки «качканарского» геолого-промышленного типа – это *проявления Ялпингньёр (IV-4-26), Проявление 212 (IV-4-25) и пункт минерализации Проявление 199 (IV-4-22)*. Они располагаются в пределах крупного Ялпингньёрского дунит-клинопироксенит-габбрового массива, сложенного породами конжаковского и тагило-кытлымского комплексов. Первое из них расположено в 1 300 м к юго-востоку от вершины горы Ялпингньёр, приурочено к контакту жилообразных плагиоклазитов и меланогаббро; вблизи границы габбро обогащены роговой обманкой и вмещают вкрапленность титаномagnetита. На контакте с плагиоклазитами (0,2 м) развиты сплошные титаномagnetитовые руды, в остальной приконтактовой части содержание рудного минерала составляет 40–50 %; общая мощность минерализованной зоны здесь около 1 м. К югу от контакта наблюдаются только плагиоклазиты и часть рудной жилы мощностью 1,3 м. Максимальные концентрации полезных компонентов по химическому анализу бороздовых проб составляют (%): Fe_2O_3 – 51,8; TiO_2 – 2,40; P_2O_5 – 0,35. Пробирным анализом установлено присутствие платины в количестве до 0,03 г/т. В 10 м к западу от центра описанного проявления среди габбро встречена зона сульфидной вкрапленности (пирит, халькопирит) мощностью 0,5 м [114]. *Проявление 212 (IV-4-25)* находится в 1,4 км северо-западнее горы Ялпингньёр и приурочено к телу горнблендитов среди габбро, обнажающихся в виде останца шириной около 3 м. Они секутся прожилками габбро-пегматитов мощностью 0,2 м и содержат линзообразные рудные жилы титаномagnetита. По данным химического анализа штуфных проб содержание полезных компонентов составило (%): Fe_2O_3 – до 29,17; TiO_2 – до 1,04; P_2O_5 – до 0,3 [114].

Формация железистых кварцитов. В пределах территории листа известен один пункт минерализации подобного типа – *Рудопроявление 170 (IV-3-11)*. Он располагается на южном склоне высоты с отметкой 559,8 в 600 м к юго-западу от ее вершины; приурочен к метасоматически измененным (фельdspатизированным) кварцитам хомасьинской свиты ордовика. Здесь кристаллический magnetит представлен равномерной вкрапленностью (в количестве 20–40 %) и лишь изредка образует маломощные прожилки. По данным химического анализа штуфных проб среднее содержание $Fe_{общ.}$ составляет 27,23 %, TiO_2 – 4,95 %, MnO – 1,38 %. Мощность

образований не установлена, по элювиально-делювиальным крупноглыбовым развалам они прослежены на расстояние 150–200 м. В магнитном поле железорудная минерализация оконтуривается локальной аномалией шириной 50–100 м, прерывисто протягивающейся в субмеридиональном направлении на 2–3 км при интенсивности до 2 000 нТл [114].

Среди объектов железа неясной рудноформационной принадлежности наиболее хорошо изучено *проявление Атертумп (I-2-2)*, слагающее южный склон одноименной горы на севере площади листа, в приводораздельной части Главного Уральского хребта. Выявлено по результатам заверки аэромагнитной аномалии интенсивностью до 5,5 тыс. нТл. В его геологическом строении участвуют основные вулканиты саблегорской свиты, вмещающие рассеянную тонкозернистую и тонкопрожилковую вкрапленность магнетита; редко наблюдаются сегрегации размером до 0,5 см. Местами встречается вкрапленность сульфидов, а также медная зелень в виде пленок, примазок, иногда гнездовидных скоплений. Эпигенетические процессы приводят к перераспределению магнетита и образованию участков карбонат-эпидот-кварцевых метасоматитов (с пониженной магнитностью) и хлорит-магнетитовых зон с резко повышенными ее значениями. По результатам геолого-геофизических и аналитических работ на участке оконтурены и заверены три зоны магнетитовой минерализации с содержанием $Fe_{\text{общ}}$ до 15,44 % [94]. Общая прослеженная протяженность первой (основной) зоны не менее 2 200 м, средняя мощность около 600 м, заверенная глубина – 300 м. Наблюдаемая длина подобной же зоны № 2 составляет 1 100 м при средней мощности 200 м. Мощность минерализованной зоны № 3 около 170 м, протяженность согласно аэрогеофизическим данным не менее 600 м. О. В. Ли [94] выполнена прогнозная оценка участка Атертумп на железо; суммарная величина ресурсов высоких категорий составляет 203,1 млн т. В настоящее время описываемое проявление отнесено к малоперспективным ввиду неясного геолого-промышленного типа оруденения и низких содержаний полезного компонента. Пункты минерализации железа, имеющие неясное происхождение, представлены вкрапленностью гематита в сланцах докембрийского возраста.

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

МЕДЬ

Представлена 7 пунктами минерализации, большинство которых могут быть отчетливо отнесены к **медно-кварцевожилковой рудной формации**. Типичным ее представителем является *пункт минерализации Усть-Котля (IV-4-2)*, выявленный Котлинской ГПП ОАО УГСЭ в 2008 году [98]. Расположен он на левобережье р. Бол. Сосьва, в 4,2 км северо-восточнее устья р. Луцоуля. Локализуется среди габброидов тагило-кытлымского комплекса и приурочен к небольшому разрыву северо-западного простирания. В крупнозернистых роговообманковых габбро вскрыта зона линейной коры выветривания шириной 8 м; здесь же фиксируется серия мелких кварцевых жил, самая крупная из которых («рудная») имеет мощность до 0,6 м. С востока зона тектонически граничит с телом клинопироксенитов. Рудная жила сложена изумрудно-зеленым кварцем (пропитанным медной зеленью, иногда синью), местами интенсивно ожелезненным, с видимой сульфидной минерализацией (пирит и халькопирит). Простирание жилы северо-западное, падение крутое северо-восточное. Минерализованный участок, вероятно, имеет локальное распространение и быстро выклинивается по падению и простиранию. Жила опробована; химическим анализом установлены следующие содержания элементов: Cu 0,32–0,8 %; Zn <0,005 %; Pb <0,005 %; S 0,02–0,27 %; Au <0,01 г/т; Ag 1,2–2,9 г/т. Из-за незначительных масштабов оруденения объект не представляет интереса [98].

Остальные *пункты медной минерализации (I-3-4, 7; II-3-7, III-3-9)*, отнесенные к данной формации, представлены зонками тонких кварцевых прожилков (или отдельных маломощных жил) в сланцах саранхапнёрской и хомасьинской свит. В жилах и штокверках с вкрапленностью сульфидов содержание меди составляет 0,1–2 %. Для двух пунктов минерализации рудноформационная принадлежность не установлена.

МЕДЬ, ЦИНК

На территории исследований находятся 1 проявление и 3 пункта минерализации меди с цинком. Все они локализованы на восточном склоне Урала, многие из этих объектов содержат сопутствующее золото. Оруденение принадлежит к одной формации – **медно-цинково-колчеданной** («уральский» геолого-промышленный тип), локализованной среди вулканитов шемурской свиты верхнего ордовика–нижнего силура. Наиболее хорошо изученным является

проявление Большесосьвинское (IV-4-4), расположенное на правом берегу р. Бол. Сосьва в 1,3 км севернее оз. Экипурымтур. На участке развиты базальты, андезибазальты, дациты (часто альбитизированные), секущиеся дайками долеритов, габбродолеритов, риолитов; в западной части они прорываются интрузией кварцевых диоритов. Рудовмещающими являются альбитизированные (а нередко окварцованные и серицитизированные) дациты и их туфы. Выявлено несколько субмеридиональных зон сульфидной минерализации с содержанием пирита до 25 % (иногда до 80 %), на юге скрывающихся под оз. Экипурымтур. Среди этой полосы находятся два рудных тела: северное («магнетит-медно-колчеданное») и южное («серно-колчеданное»). Халькопирит-пиритовая прожилково-вкрапленная минерализация прослеживается и в юго-восточном направлении (на 1,5 км); падение зоны на восток под углами 50–65°. Максимальная выявленная мощность северного рудного тела составляет 4,6 м (установлена в одной из скважин на глубине 10,0–14,6 м); среднее содержание меди 0,85 % (максимальное – 2,49 %), цинка – до 0,1 %. Там же встречены скарноподобные породы с содержанием железа 32,36 %, меди 0,1 %, бора 0,14 %. Южное тело представлено прожилково-вкрапленной пиритовой минерализацией, мощность его до 15 м. Преимущественно серно-колчеданный состав руд определяет незначительные концентрации меди – до 0,01 % [114]. Халькопирит отмечен в виде отдельных неправильных гнезд и незначительных (до 0,8 см) прожилков по трещинам среди туфов, встречается также совместно с пиритом. Рудные тела по простиранию не прослежены; не заверены бурением и локальные положительные гравитационные аномалии, расположенные в благоприятной для колчеданного оруденения геолого-структурной позиции. На участке Большесосьвинского проявления признана целесообразной постановка детальных поисковых работ; в настоящее время он входит в лицензионный объект «Северо-Сосьвинская площадь». В 2010 г. здесь проводилось поисковое бурение силами ОАО «Корпорация Урал Промышленный–Урал Полярный» за счет собственных средств. Результаты этих работ авторам объяснительной записки не известны.

Пункт минерализации Маньинское (Проявление 47) (III-4-9) расположен на правом берегу р. Манья в 8 км выше устья р. Мазапатья. Он приурочен к восточному экзоконтакту гранитоидного массива с вулканитами шемурской свиты. Дацинты и дациандезиты вверх по разрезу сменяются базальтами, андезитами и их туфами с прослоями глинисто-кремнистых сланцев, относящимися уже к павдинской свите. Все эти породы прорываются многочисленными, преимущественно субширотными дайками долеритов, а также порфировых андезибазальтов и дацитов. Широко развиты метасоматические изменения пород: альбитизация, эпидотизация, гематитизация, а также экзогенное «обеление». Выявлено несколько зон сульфидной (до 10 % объема пород) прожилково-вкрапленной минерализации, одна из которых приурочена к висячему боку кислых эффузивов, примыкающих к телу кварцевых диоритов. Большинство зон располагается на контакте разных по составу пород, вблизи даек и разрывных нарушений. Содержание меди по штучным пробам не превышает 0,8 % [114]. Данный участок заслуживает дальнейшего изучения в связи с тем, что минерализованные зоны не прослежены по простиранию и оценены только единичными штучными пробам; кроме того в рыхлых отложениях здесь выявлены геохимические аномалии индикаторов медно-колчеданного оруденения, некоторые из которых располагаются в благоприятных геолого-структурных условиях. Рассматриваемый пункт минерализации также входит в пределы лицензионной «Северо-Сосьвинской площади» (см. выше); в 2010 г. на объекте проводилось поисковое бурение, результатов которого авторы не имеют.

Прочие *пункты минерализации (IV-4-9, 16)*, относимые к медно-цинково-колчеданной рудной формации, незначительны по размерам, обладают низкими содержаниями рудных компонентов и считаются бесперспективными.

СВИНЕЦ, ЦИНК

Немногочисленные первичные геохимические ореолы этих металлов (иногда с сопутствующим барием) обычно локализируются вблизи зон разломов. При заверке убогая вкрапленная и прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация, как правило, оказывается приуроченной к маломощным (до первых метров) кварцевожилным зонам. Характерна также и несколько повышенная золотоносность кварцевых жил в пределах этих контуров.

ВОЛЬФРАМ

Потоки рассеяния шеелита выявлены в аллювии водотоков, дренирующих участки развития гранитных интрузий сальнёрско-маньхамбовского комплекса. В шлиховых пробах на р. Ыджидляга на *радиоактивной аномалии II-2-2* количество этого минерала (в ассоциации с

цирконом, ортитом, монацитом, золотом) достигает сотен знаков при максимуме на востоке широтного отрезка долины. В целом он распределен по водотоку довольно равномерно, исчезая лишь в интервале от устья р. Ляго-Вож до устья руч. Холодный. Шеелит находится в шлихах в виде мелких (от пылевидных до 0,5 мм) слабо окатанных зерен или их сростков, реже – обломков кристаллов [112].

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ, РАССЕЯННЫЕ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

НИОБИЙ, ИТРИЙ

Представлены несколькими не выраженными в масштабе карты *площадными и точечными аномалиями* (IV-3-2, 5, 14 и др.) этих элементов, иногда с молибденом; выявлены они в альбитизированных породах хомасьинской свиты вблизи Главного Уральского разлома на широте массива Ялпингнёр, приурочены к полосе шириной 1,5–2 км и протяженностью около 16 км. В метасоматитах, связанных с дайками гранитоидов малиновского комплекса, содержание полезных компонентов следующие: Nb 0,001–0,05 %, Y до 0,01 %, Mo 0,001–0,005 % [106, 114].

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

В пределах листа известны 3 проявления и 18 пунктов минерализации золота, отнесенные к пяти рудным формациям: золото-кварцевой малосульфидной, золотосульфидно-кварцевой, золотосульфидной, золотоносных конгломератов и золото-порфировой.

Наиболее перспективными считаются объекты первых двух из них, но в большинстве своем они слабо изучены и отнесение к той или иной формации порой условно. Так, представителем **золото-кварцевого малосульфидного рудноформационного типа** может считаться *пункт минерализации I-3-2*. Металлоносными образованиями там выступают слабо сульфидизированные (менее 5 %) кварцевые жилки и прожилки в сланцах хомасьинской свиты ордовика.

К **золотосульфидно-кварцевой рудной формации** принадлежат три объекта, сосредоточенные в так называемой «Луцоульинской зоне дробления».

Проявление Участок Луцоульинский (IV-3-3) расположено на левом берегу р. Луцоуля в 8,6 км выше ее устья; приурочено к отложениям хомасьинской свиты ордовика на западе упомянутой зоны дробления. Участок сложен слюдисто-хлорит-альбит-кварцевыми, серицит-полевошпат-кварцевыми, слюдисто-хлорит-карбонат-кварцевыми сланцами с прослоями метапесчаников. Здесь же отмечаются мелкие секущие тела габбродолеритов. Падение пород восток-юго-восточное при углах от 50 до 80°. Сланцы дизъюнктивно дислоцированы, смяты в мелкие складки, пронизаны многочисленными согласными прожилками и жилами кварца. На проявлении выделено три зоны интенсивно окварцованных, пиритизированных и серицитизированных пород, содержание золота в которых составляет 0,9–2,9 г/т. Сопутствующие элементы присутствуют в следующих концентрациях: Ag – до 10,2 г/т, Cu – до 0,05 %, Zn – до 0,1 %, Mo – до 0,002 %, Sn – до 0,001 %, Ba – до 0,2 % [114]. В процессе маршрутных исследований при ГДП-200 Лопсийской площади в обнажении по правому берегу р. Луцоуля из пиритизированных зеленых сланцев отобраны две бороздовые (длиной по 1 м) и четыре сколковые пробы; содержание золота по результатам атомно-абсорбционного анализа лишь в одной из них является значимым – 0,13 г/т, в остальных оно составляет менее 0,05 г/т.

Пункт минерализации Южно-Котлинское (№ 163) (IV-3-13) находится на водоразделе рек Котлия и Бол. Сосьва, в 500 м к западу от перевала с высотной отметкой 428,0 м; приурочен к гидротермально измененным породам хомасьинской свиты, характеризуется той же структурной обстановкой, что и вышеописанное проявление, располагаясь в 8 км к югу от него. Западная часть пункта минерализации представлена метапесчаниками, которые к востоку постепенно сменяются полосчатыми (хлорит)-карбонат-серицит-кварцевыми сланцами с прослоями филлитов. Согласные кварцевые прожилки иногда группируются в жильные зоны мощностью до 1 м; общее падение слоистости крутое восточное. Раздробленные и перемятые породы подверглись гидротермально-метасоматической проработке (сульфидизация, окварцевание, серицитизация, карбонатизация, эпидотизация, амфиболитизация); все они сильно обохрены, охры желтого и красноватого цвета развиваются по магнетиту, пириту, реже халькопириту, заполняют пустоты, иногда образуют самостоятельные «прослои», где содержание их достигает 60 %. Наименьши-

ми вторичными изменениями отличаются песчаники и филлиты. Максимальные содержания золота (0,6–0,7 г/т) установлены в сульфидизированных сланцах серицит-полевошпатово-кварцевого состава. Устойчивыми концентрациями металла (0,2–0,4 г/т) характеризуются пиритсодержащие филлиты и филлитовидные сланцы. Ни по простиранию, ни по падению минерализованные зоны не прослежены.

К **золотосульфидной формации** относятся 9 пунктов минерализации с бедной сульфидной вкрапленностью в породах; содержание золота в таких объектах обычно не превышает 1 г/т. Наиболее изучен *пункт минерализации Высота 660,8 м* (III-3-1), расположенный в верховьях р. Манья. Участок сложен образованиями серицит-актинолит-альбитового и (слюдисто)-хлорит-полевошпатового состава, развитыми по саблегорским долеритам; падение их восточно-восточное под углом 60–70°. Широко проявлено метасоматическое изменение пород: окварцевание, серицитизация, альбитизация, пиритизация; фиксируется общая зараженность золотом (0,1–0,3 г/т). Наибольшие концентрации металла (до 1,4 г/т) тяготеют к измененным (серицит-актинолит-альбитовым) сланцам; содержание сопутствующего серебра – до 15,8 г/т [114]. Ни по падению, ни по простиранию минерализацию не прослежена; объект представляет интерес для дальнейших поисков золота.

Пункт минерализации Лопсийское-2 (Проявление 58) (II-3-3) расположен на правом берегу р. Лопсия в 2 км западнее г. Лопсиятумп; участок сложен сланцами хомасьинской свиты. В штупе из пиритизированных пород содержание золота по результатам химического анализа составило 0,1 г/т. В 5 км южнее названного объекта в однотипной геологической обстановке пройден картировочный буровой профиль [106]. Скважинами вскрыты интенсивно перемятые парасланцы (на западе углеродсодержащие), насыщенные кварцевыми жилами и прожилками, часто включающими рассеянную вкрапленность сульфидов; мощность таких зон составляет 3–5 м (до 11 м). Вскрытая ширина полосы минерализованных сланцев – около 500 м. Отобранные на золото пробы были утеряны [106]. В связи с благоприятной геолого-структурной обстановкой и признаками золотого оруденения (при отсутствии аналитических данных) объект требует дальнейшего изучения.

В 5,8 км южнее упомянутого пункта минерализации оконтурен *ПГХО Проявление 32* (III-3-7); при его заверке в слюдисто-хлорит-полевошпатовых породах золотоспектрометрическим анализом установлены весовые содержания металла (до 2,4 г/т) [114].

Формация золотоносных конгломератов представлена двумя *проявлениями*: *Верховья р. Тосемптоу* (III-3-11) и *Верховья р. Тосемптоу 1* (III-3-6), а также *пунктом минерализации Южно-Лопсийское* (II-3-6). Конгломераты залегают среди грубообломочной нижней части саранхапнёвской свиты, обнажены в истоках правых притоков р. Манья. Здесь они образуют линзы или прослои (мощностью от 0,2 до 35 м) среди песчаников и гравелитов, прослеживаются непрерывно на 2,5–5 км. По рудно-минеральному составу конгломераты разделяются на две разновидности: гематитовые и гематит-магнетит-пиритовые. Первые обычно залегают в нижних частях псефитовых пачек, вторые – в верхних. Повышенные концентрации золота, как правило, характерны для тех из них, где количество галек составляет 50–80 % от общего объема породы, а размер окатанных обломков превышает 2 см. Содержание металла по данным пробирного и спектрозолотометрического анализа достигает 2 г/т, при этом сами кварцевые гальки его не несут или вмещают в незначительном количестве (до 0,05 г/т). Золото свободное, мелкое; золотины пластинчатой формы (окатанные и полуокатанные) размером до 0,2×0,3 мм, поверхность их блестящая или матовая, иногда покрыта гидроокислами марганца. Часть золотинок имеет пробность 770, другие – высокопробные (в центральной части – 970, с поверхности – около 1 000). Специализированным анализом в конгломератах выявлено 27 минералов; из них кварц, слюда, гематит, магнетит, пирит, рутил, циркон, апатит, амфибол, турмалин содержатся в весовых количествах, а золото, муассонит, ильменит, гранат, халькопирит, галенит, хромит, монацит и другие – в редких знаках. Большинство названных минералов относится к кластогенным – за исключением халькопирита, галенита и (отчасти) пирита, которые считаются образовавшимися в процессе наложенных гидротермальных процессов.

Золото-порфировая формация. При ГДП-200 Лопсийской площади выявлен *пункт минерализации Обнажение 5044* (IV-4-5), расположенный на правом берегу р. Бол. Сосьва в 2,5 км северо-восточнее оз. Эпикурымтур. Здесь у уреза воды наблюдается гривка (частично перекрытая валунно-галечными отложениями) интрузивных пород петропавловского комплекса, представленных сильно раздробленными выветрелыми (до состояния дресвы) порфиroidными амфиболовыми диоритами с внедренными в них дайками и жилами плагиогранит-порфиоров. Среди диоритов наблюдаются зонки разноориентированных кварцевых прожилков (до 1 см), эпидозитов и эпидот-кварц-скаполитовых метасоматитов с неравномерной вкрапленностью сульфидов (около 5 %) – пирита и, возможно, халькопирита (с развивающейся по нему медной

зеленю). Мощность зон переработки более 1 м. Содержание золота в 7 бороздовых и штучных пробах по результатам атомно-абсорбционного анализа от 0,075 до 0,88 г/т, по пробирному анализу одной пробы – 0,8 г/т. В 1,7 км ниже по течению реки в равномерно сульфидизированных (5–8 %) хлорит-альбит-серицит-кварцевых метасоматитах по диоритам содержание золота (пробирный анализ) 0,4 г/т.

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

В пределах листа Р-40-ХVIII известны три малых россыпных месторождения золота и семь непромышленных россыпей, установленных на реках Печора, Бол. Сосьва, Луцоуля, Котля, Манья и их притоках. Наиболее детально изучена юго-восточная часть территории, где сосредоточены основные объекты россыпного золота. Государственным балансом полезных ископаемых учтены запасы по трем золотоносным россыпям общей массой около 200 кг (прил. 1). Первые опубликованные сведения о россыпных полезных ископаемых Северного Урала, где упоминается о наличии золота в верховьях Печоры, датированы 1828 годом. С этого времени почти непрерывно проводились специализированные поиски, как за счет средств государства, так и на частные инвестиции российских и иностранных компаний. Добыча, насколько известно, осуществлялась обычно в небольших масштабах; сведения об извлеченном металле практически отсутствуют. В советский период подобные работы стали проводиться более планомерно и целенаправленно, сформировались единые методы поисков и разведки россыпей.

Россыпь р. Манья (III-4-4) расположена у восточной рамки листа; общая ее протяженность 24,5 км, но на исследуемую площадь попадает лишь самый верхний участок длиной 5 км. Разведка месторождения состоялась в 1988–1991 гг. [86]. Долина реки врезана на 30–70 м в довольно плоскую поверхность выравнивания предположительно плиоценового возраста; уклон тальвега сравнительно небольшой для горной реки (0,003–0,002), четко различаются пойма и две надпойменные террасы. Большая часть золота сосредоточена в отложениях поймы и первой террасы; наиболее обогащенная часть приурочена к широтному фрагменту долины в среднем течении реки. Продуктивность россыпи на верхнем участке – 11,7 кг/км. Средняя ее ширина от 60 м (на верхнем участке) до 80 м на нижнем. Среднее содержание золота: вверху – 274 мг/м³, внизу – 186 мг/м³. Мощность песков от 1,6 до 2,2 м; мощность торфов 1,4–1,6 м. Золото мелкое – более 80% попадает в классы +0,1+0,25 мм; в нижней части россыпи возрастает количество весьма тонкого золота (–0,1 мм). Металл хорошо окатан, практически не встречаются первичные кристаллические формы. Золото высокопробное: 878–993 (в среднем 932); микропримеси – медь, серебро, цинк, висмут, молибден, платиноиды. Утвержденные запасы (категория С₁) химически чистого золота составляют 457 кг (на площади листа Р-40-ХVIII – порядка 50–60 кг), общий объем горной массы 1 891 тыс. м³. Россыпь лицензирована ОАО «Сосьвапромгеология».

Россыпь р. Бол. Сосьва (IV-4-7) расположена в верховьях этого крупного притока Северной Сосьвы, вблизи устья рек Котля и Луцоуля. Основанием для постановки предварительной разведки послужили поисково-оценочные работы в бассейне р. Манья (1983–1986 гг.) [115]; результаты ее содержатся в производственном отчете за 1988–1991 гг. [86]. Горно-геологические условия на объекте осложнены плохой обнаженностью, большой шириной долины (до 2 км), развитием склоновых процессов. Две надпойменные террасы расположены в диапазоне высот 3–8 м, уклон русла 0,0018. Золотоносная струя в долине р. Бол. Сосьва приурочена к приплотиковому горизонту, либо подвешена над ним. Балансовые пески характеризуются средним содержанием 252 мг/м³, имеют среднюю мощность 1,5 м и перекрываются слабозолотоносными торфами мощностью в среднем 0,5 м. Крупность золота варьирует в пределах от 2 до 0,1 мм; в класс +0,25 мм попадает 50 % металла. Золотины несут следы многократного аллювиального переотложения; пробность от 830 до 983 (средняя – 920). Утвержденные запасы категории С₁ химически чистого золота составляют 90 кг, объем горной массы 357 тыс. м³. Россыпь лицензирована.

На участке *россыпи р. Луцоуля (IV-4-12)* протяженностью 0,8 км выделяются пойма и надпойменная терраса (продуктивные толщи локализуются на обоих уровнях); уклон русла реки 0,08. Средняя мощность торфов 0,8 м, песков – 1,5 м. Среднее содержание металла для долинной части россыпи 354 мг/м³, для террасовой – 172 мг/м³; ширина первой – 30–400 м, второй – 40–140 м. Шлиховое золото отличается от золота рек Манья и Бол. Сосьва более крупным размером, меньшей окатанностью и сравнительной низкопробностью (среднее значение 890). По крупности металл в классе +4,0+1,0 мм составляет 62 %; встречаются самородки. Часть золота сохранилась в виде кристаллов и их сростков; микропримеси – медь, серебро, висмут и молибден. Утвержденные запасы категории С₁ химически чистого золота составляют

58 кг (объем горной массы 169 тыс. м³), категории С₂ – 21 кг (горная масса 59 тыс. м³). Россыпь лицензирована.

ПЛАТИНА И ПЛАТИНОИДЫ

Платиноносность геологических образований на территории листа Р-40-ХVIII изучена крайне слабо. Этот вид минерального сырья представлен единственной рудной формацией: **платинометалльной малосульфидной ультрамафит-мафитовой**. При поисковых работах на медь [98] выявлен один *пункт минерализации Луцоульинский (IV-4-11)*; он расположен в 400–500 м выше устья р. Луцоуля на левом ее берегу. В апатит и эпидотсодержащих пироксенитах с редкой (1–2 %) вкрапленностью пирита, реже халькопирита спектральным анализом установлены Cu (до 0,06 %), Zn (до 0,018 %), Pb (до 0,002 %). В дубликате сколковой пробы, отобранной на атомно-абсорбционный анализ, содержание благородных металлов составило: Pd 0,382 г/т, Pt 0,272 г/т, Au 0,018 г/т [98]. При ГДП-200 Лопсийской площади данный объект был повторно изучен и опробован. обнажение представлено чередованием мелкозернистых гнейсовидных аляскитовых плагиогранитов, хлоритизированных лейкократовых плагиогранитов, а также амфиболитизированных и хлоритизированных крупнозернистых плагиоклазовых или оливиновых (?) клинопироксенитов. Породы часто раздроблены, фрагментами содержат неравномерную вкрапленность пирита (до 8 %), количество которого увеличивается вблизи зон небольших разрывов. Содержание благородных металлов в пяти бороздовых пробах из пиритизированных пироксенитов: Pt 0,029–0,044 г/т, Pd 0,003 г/т, Au 0,005–0,02 г/т. В связи с невысокой концентрацией платиноидов объект признан малоперспективным. Кроме того, иногда фиксируются несколько повышенные содержания платины (до 0,015 г/т) в сланцах мороинской и (редко) саблегорской свит верхнего протерозоя. Все они отмечены в южной части листа (левобережье р. Печоры), пространственно совмещены с отдельными геохимическими аномалиями золота.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

УРАН, ТОРИЙ

Аэрогаммаспектрометрической съемкой [112, 124] в центральной и северной частях листа (область распространения верхнепротерозойских саблегорской, мороинской и хобеинской свит) зафиксировано 18 площадных и точечных аномалий урана, тория и калия. При проведении ГДП-200 листа Р-40-ХVIII была обследована Верхнеманьинская аномалия. Аномалия субизометрической формы, размером 3,2×1,1 км, повторяет контур Верхнеманьинского гранитоидного массива. Максимальные содержания составили: уран 4,5–5 г/т, торий 16,5 г/т, калий 3,6 %; мощность экспозиционной дозы гамма-излучения (МЭД) до 13,5 мкР/ч (по данным аэрогаммаспектрометрической съемки). По результатам маршрутной гамма-съемки выяснено, что аномалия связана с коренными выходами и элювиальными развалами серицитизированных гранит-порфиров малиновского комплекса, МЭД над которыми составила 20–25 мкР/ч, при фоне над вмещающими породами 4–9 мкР/ч, по данным ICP-MS анализов содержание тория составило от 1,1 до 13,2 г/т, урана от 0,2 до 2,5 г/т. Остальные площадные аномалии урана, тория и калия, по-видимому, связаны с саблегорскими субвулканическими образованиями (метаморфизованными трахириолитами), либо с аркозовыми песчаниками тельпосской свиты, хотя не исключена и рудогенная природа этих аномалий. Содержания урана, тория, калия и МЭД по этим аномалиям приведены в приложении 2 и не превысили: торий 28,5 г/т, уран 19,5 г/т, МЭД 21 мкР/ч. По результатам специализированных поисковых работ на уран [117] выявлен один небольшой объект – *Ыджидлягское проявление (II-2-10)*. Проявление расположено на правобережье р. Ыджидляга в 2,4 км севернее ее русла. Участок сложен раннеордовикскими конгломератами, гравелитами, аркозовыми песчаниками и кварцитами тельпосской свиты. Аркозовая толща пересекается двумя субмеридиональными зонами микроклинизации с высокой радиоактивностью (от 70 до 700 мкР/ч); протяженность их составляет от 5 до 10 км при ширине 500–1 000 м. Проявление представлено радиоактивными микроклинизированными конгломератами, обогащенными видимой вкрапленностью торита-оранжита в виде субизометричных ореолов размерами до 70–100×20–30 м. Отмечено единственное коренное обнажение, в котором содержание урана в прослое конгломератов мощностью 3,8 м составляет 0,01 %. В элювиальных обломках вкрапленная уран-ториевая минерализация сосредоточена в цементе конгломератов; концентрация урана – 0,005–0,025 %, тория – 0,04–0,062 %, циркония 0,24–0,25 %, ниобия до 0,1 %, Ta₂O₅ до

0,005 %, редких земель 0,08–0,11 %, иттрия до 0,03 %, ванадия до 0,01 %. Оруденение слабо-контрастное; рудные минералы: урансодержащий торит, циркон, лейкоксен, радиоактивный апатит, гематит, магнетит. По генезису Ыджидлягское проявление считается гидротермальным, отнесено к **урановой гумбеитовой формации**. В связи с низким содержанием полезного компонента объект оценен отрицательно [117].

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

МИНЕРАЛЬНЫЕ УДОБРЕНИЯ

ФОСФОРИТ

Единственный *пункт минерализации Проявление 79* (П-4-4) расположен на правом берегу р. Арбынья, у восточной рамки листа. Приурочен к вулканокласто-терригенным образованиям лопсийской толщи нижнего–среднего девона. Шурфом были вскрыты светлые коричневатосерые глины с обломками пород афанитового строения. В штучной пробе из этих обломков силикатным анализом определены следующие содержания: P_2O_5 – 22,3 %, SiO_2 – 20,4 %, Al_2O_3 – 5,23 %, Fe_2O_3 – 5,02 %, TiO_2 – 0,3 %, CaO – 33,77 %, MgO – 0,85 %, S – 0,05 %, CO_2 – 1,54 % [106]. В картировочных скважинах, пройденных вблизи пункта минерализации, подобных образований не встречено. При ГДП-50 повторно опробованы потенциально рудоносные образования, но анализы не были получены [106]. Перспективность объекта остается неясной.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

Общая картина распределения на территории минерального сырья обусловлена сочетанием неодновременных процессов (как общегеологических, так и рудообразующих), сменявших друг друга в пространстве и времени и проявлявшихся в самых разнообразных геодинамических обстановках.

ЭПОХИ, ЭТАПЫ И СТАДИИ МИНЕРАГЕНЕЗА

Крупнейшими отрезками времени, определяющими специфику концентрирования полезных ископаемых в рудные объекты, принято считать минерагенические эпохи, которые, как правило, соответствуют региональным тектоническим (тектономагматическим) циклам. При этом о минерагении наиболее древних (дорифейских) формаций сказать что-либо определенное невозможно, поскольку соответствующий структурный этаж находится здесь на большой глубине. В рамках минерагенических эпох выделяются этапы; в последних иногда отчетливо обособляются еще менее длительные промежутки – стадии.

Рифейско–среднекембрийская минерагеническая эпоха на Урале обычно подразделяется на пять этапов: раннерифейский, среднерифейский, позднерифейский, позднерифейско–вендский и поздневендско–среднекембрийский. Картируемые образования, связанные с первыми двумя из них, на территории не обнаружены; третий и пятый этапы минерагенически не выражены. Лишь в *позднерифейско–вендский этап*, отвечающий континентальному рифтогенезу, фиксируется сколько-нибудь значимое рудообразование: с мафитами второй фазы конжаковского комплекса связана титаномагнетитовая минерализация (магматический тип).

Позднекембрийско–триасовая минерагеническая эпоха приходится на становление и длительную эволюцию Уральской мобильной области вплоть до превращения ее в одноименную складчатую систему. В ней обычно четко различаются три этапа, среди которых на описываемой площади представлены два ранних. В *позднекембрийско–раннедевонском этапе* выделяются две стадии. Первая из них (поздний кембрий–ордовик) отвечает возникновению новой континентально-рифтовой системы, последующему преобразованию ее центральных частей в зону спрединга (с формированием океанической коры), зарождению континентального склона и шельфа на пассивной окраине. В это время господствуют гидротермально-осадочные и магматические рудоформирующие системы. В существенно карбонатных отложениях концентрируется стратиформная минерализация свинца и цинка. Крупнообломочные терригенные образования базальных стратонев палеозоя вмещают золотое и уран-ториевое оруденение. С малиновскими гипабиссальными гранитоидами ассоциируют проявления золотосульфидно-кварцевой формации; с ультрамафитами – объекты хромовых руд (за пределами площади). Вторая стадия (поздний ордовик–ранний девон) минерагенически фиксируются здесь лишь в палеоокеаническом секторе уралид. Связана она со становлением и эволюцией островной дуги; набор рудоформирующих систем достаточно широк: гидротермальные (вулканогенные и плутоногенные), магматические, за пределами трапеции – контактово-метасоматические, гидротермально-осадочные, осадочные. Позднеордовикско–раннесилурийские вулканы вмещают медно-цинковые колчеданные руды. С габброидами тагило-кытлымского комплекса связаны титан-железородные проявления. Петропавловские диориты и гранитоиды инициируют оруденение золото-порфировой и золотосульфидно-кварцевой формаций. *Раннедевонско-среднекаменноугольный этап* в целом совпадает с существовавшим тогда на палео-Урале режимом активной континентальной окраины (формирование «вулканоплутонических поясов» и флишевых прогибов) и проявлением первых признаков коллизионных процессов. В минерагени-

ническом отношении этап выражен слабо и представлен здесь своей ранней стадией: в нижне-среднедевонских флишеидных осадках отмечена фосфоритовая минерализация.

Мезозойско–кайнозойская эпоха подразделяется на два этапа: *среднетриасово–эоценовый* (характеризуется платформенным режимом на всем Урале; здесь проявлен только локально уцелевшими от размыва безрудными корами выветривания) и *олигоцен–четвертичный*. Последний знаменуется существенной структурной дифференциацией территории. Уже в начале периода западные районы (современный Уральский кряж) испытывают тектоническую активизацию на фоне общего воздымания, а с плиоцена – резкое усиление неоорогенитических движений, сопровождавшееся уничтожением поверхностей выравнивания. Частичное разрушение коренных объектов металлических полезных ископаемых приводит к образованию россыпей (в изучаемом районе – только золотоносных); все они связаны с последней (четвертичной) стадией минерогенеза.

ГЛАВНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Площадь листа целиком находится в пределах крупнейшего таксона – Урало-Новоземельского минерогенического пояса; более детальное районирование осуществляется раздельно для двух возрастных интервалов: доолигоценового и олигоцен–четвертичного (условно – «коренного» и «россыпного»).

Для доолигоценовых образований в составе упомянутого пояса на характеризуемой площади выделяются различного размера части пяти минерогенических зон. **Кожимско-Висимская золото-железо-полиметаллическая минерогеническая зона** (1 Pb,Zn,Fe,Au/C₃-MZ) распространена у западной границы трапеции. Отвечает восточным областям Косью-Вишерского моноклинория и Малопечорского аллохтона, сложенным здесь ордовикско–девонскими терригенными и карбонатными осадками. Непосредственно за рамкой листа зона вмещает проявления стратиформных цинково-свинцовых руд. Сопряженная с вышеупомянутой **Ляпинская редкометалльно-вольфрамово-золоторудная хрусталеносная минерогеническая зона** (2 q₀,Au,W,R/RF₂-O,P-K) также распространена на площади локально, соответствует ядерной части Ляпинско-Кутимского антиклинория с выходами на поверхность вулканогенных и терригенных пород, а также габброидных и гранитоидных интрузий в возрастном диапазоне от позднего рифея по ордовик. С пермско–триасовым временем связывается гидротермально-метасоматическая («телетермальная») активизация, с юрско–меловым – корообразование. Обычно весьма рудонасыщенная (в т. ч. промышленными месторождениями), на данном участке рассматриваемая зона проявлена слабо: из прямых признаков полезных ископаемых фиксируются лишь небольшие «нетитульные» объекты железа и урана с торием. **Верхнеманьинско-Синегорская редкометалльно-железо-золоторудная минерогеническая зона** (3 Au,Fe,R/C₃-O,MZ) пространственно совпадает с Салатимским пакетом пластин, ограниченным с двух сторон сравнительно пологопадающими разрывами. В пределах зоны развиты преимущественно слабо метаморфизованные нижнепалеозойские терригенные породы с подчиненным количеством основных вулканитов и редкими гипабиссальными гранитоидами ордовикского возраста. Таксон вмещает здесь проявления золота (различных формаций), а также магнетитовую и «гидротермальную» медную минерализацию. **Западно-Тагильская ванадиево-титаносная платино-железо-меднорудная минерогеническая зона** (4 Cu,Fe,Pt(Ti,V)/V-D₁) отвечает северной части одноименного мегаблока Тагильского синклинория. Стратиграфические подразделения представлены здесь вулканогенными, реже осадочными образованиями среднего ордовика–нижнего девона. Значительное пространство рассматриваемой зоны выполняют нестратифицируемые раннедевонские метаморфиты, а также магматиты ультраосновного, основного, среднего и кислого состава, относящиеся к пяти комплексам, последовательное внедрение которых в сумме охватывает почти тот же возрастной интервал. На территории листа таксон вмещает, хотя и в малых объектах, но почти все характерные для него виды минерального сырья: проявления медно-цинково-колчеданной формации и «магматического» железа, пункты минерализации золота и платиноидов. **Центрально-Тагильская железо-золоторудная угленосно-бокситоносная минерогеническая зона** (5 Al,УБ,Au,Fe/S₂-J) выражена небольшим фрагментом у восточной рамки листа. Здесь ее слагают девонские вулканогенно-осадочные образования, прорванные дайками долеритов ивдельского комплекса. В нижнем из двух обнаженных на площади стратонтов отмечена фосфоритовая минерализация осадочного генезиса.

Для олигоцен–четвертичного возрастного интервала районирования в «уральском» секторе Урало-Новоземельского минерогенического пояса выделяются две минерогенические зоны: **Западно-Уральская алмазо-золороссыпная** (6 Au,di/P₃-Q) и **Восточно-Уральская платино-**

золороссыпная (7 Au,Pt/N-Q). Граница между ними обычно разделяет складчатую систему на «салическую» (западную) и «фемическую» (восточную) региональные полосы, «поставлявшие» в позднекайнозойские долины и депрессии разный набор россыпных минералов. Малые россыпи золота (промышленные и непромышленные) на площади листа фиксируются преимущественно во втором из упомянутых таксонов, в первом золотоносность ограничивается в основном шлиховыми потоками. Сколько-нибудь значимых объектов (или сопутствующих компонентов) МПГ и алмазов осадочно-механического генезиса здесь не выявлено.

Пространственная неравномерность в распределении объектов минерального сырья (это давно установленный факт) определяет «дискретность» минерагенического районирования для большинства иерархических уровней; в минерагенических поясах – начиная с ранга рудных районов. Степенью концентрации полезных ископаемых и (или) их прямых признаков, а также их значимостью для территории обусловлена перспективность те или иных локальных таксонов. Среди 7 названных выше минерагенических зон четыре включают перспективные площади ранга рудных узлов (зон). Все эти подразделения охарактеризованы ниже.

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ ОРУДЕНЕНИЯ, ЛОКАЛЬНЫЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ ПЛОЩАДИ И КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рассматриваемая территория по «уральским меркам» вряд ли может быть отнесена к рудонасыщенным. При этом далеко не все полезные ископаемые относятся здесь к приоритетным в плане прироста минерально-сырьевой базы региона. Из-за малых размеров объектов, низких содержаний полезного компонента или технологических сложностей при его извлечении, некондиционности руд (вредные примеси), отсутствия должной инфраструктуры и других негативных факторов бесперспективными могут считаться платиноиды, уран, торий, фосфориты. Неясными остаются перспективы для слабо изученных проявлений железа. Ведущая же роль принадлежит (в порядке значимости) россыпному и коренному золоту, меди, свинцу, цинку. Ниже при описании благоприятных факторов локализации эти виды сырья даются в «традиционной» последовательности. Большинство перспективных площадей, зафиксированных в графически материалах комплекта, выделено в процессе предшествующего ГДП-200.

МЕДЬ, ЦИНК

Значимые концентрации этих полезных ископаемых в таком сочетании установлены только для колчеданных руд. К региональным относятся все рудоконтролирующие факторы: формационный (раннеостроводужная контрастная базальт-риолитовая формация), стратиграфический (вернеордовикско-нижнесилурийская шемурская свита: один из основных колчеданосных уровней на Урале), литологический (преимущественно кислые вулканиты; здесь – лавы и туфы дацитов). При подготовке к изданию ГК-1000/3 листа Р-40 (2006 г.) в Западно-Тагильской МЗ была выделена *Малососьвинская цинково-меднорудная зона потенциальная* (4.0.1 Cu,Zn/O₃-S₁); для части таксона в пределах «миллионной» трапеции (76 км²) осуществлена прогнозная оценка категории Р₃ на медь (113 тыс. т) и цинк (169 тыс. т) [68]. В процессе ГДП-200 Лопсийской площади уточнены (существенно уменьшены) контуры распространения колчеданосной шемурской свиты, соответственно сокращена (до 30 км²) площадь этой рудной зоны в рамках листа Р-40-ХVIII. При этом сохраняются все прямые и косвенные признаки медно-цинково-колчеданного оруденения: наличие проявлений и пунктов минерализации; широкое развитие серицит-кварцевого метасоматоза, сопровождающегося сульфидизацией; пространственное совпадение положительных локальных гравитационных аномалий с зонами электропроводимости. По результатам ГДП-200 ресурсы Малососьвинской потенциальной рудной зоны (ее части) были переоценены; учитывая тот факт, что прогнозируемое оруденение локализуется в верхней части шемурской свиты, за эталонный объект принято Валенторское месторождение, находящееся в той же геологической обстановке. Для расчета использовалась известная формула Быховера: $Q=S_0 \times q_{\text{рт}} \times K_1 \times K_2$, где Q – количество прогнозируемого металла, S₀ – площадь объекта прогноза (30 км²), q_{рт} – удельная площадная продуктивность объекта-аналога (для меди – 38 тыс. т/км², для цинка – 42 тыс. т/км²), K₁ – коэффициент подобия (здесь – 0,5), K₂ – коэффициент соответствия, учитывающий соотношение рангов эталонного (месторождение) и прогнозируемого (рудная зона) объектов (принят равным 0,05). Таким образом, прогнозные ресурсы категории Р₃ выразятся цифрами: медь – $30 \times 38 \times 0,5 \times 0,05 \approx 28$ тыс. т; цинк – $30 \times 42 \times 0,5 \times 0,05 \approx 31$ тыс. т. В качестве дальнейших работ рекомендованы крупномасштабные

специализированные поиски. На перспективный объект составлен паспорт; он зафиксирован в базе данных ФГУП «ВСЕГЕИ» под № 7960672. Его экспертиза (при апробации НРС Роснедра отчетных материалов по ГДП-200, 2012 г.) не проводилась по формальным причинам (малая площадь прогнозируемого объекта).

СВИНЕЦ, ЦИНК

Для стратиформной полиметаллической минерализации важнейшим рудоконтролирующим фактором является литолого-стратиграфический: шельфовые среднеордовикско–нижнесилурийские известняки и доломиты (последовательно и согласно залегающие щугорская серия, яптикшорская, джагальская и филиппьельская свиты). Рудогенерирующие источники не определены; существенная роль в локализации объектов свинцово-цинковой апокарбонатной формации традиционно отводится геохимическим барьерам на границе литологически разнородных сред. При ГДП-200 на северо-западе территории в пределах Кожимско-Висимской МЗ был выделен *Шантым-Прилукский цинково-свинцоворудный узел потенциальный* (1.0.1 Pb,Zn/O₂-S₁), распространяющийся за границу листа. Непосредственно за рамкой в тех же стратонах располагаются три известных проявления упомянутого типа: Закола-Йольское, Шантым-Прилукское и Сотчем-Йольское. Рудные тела мощностью 3,5–15 м залегают субсогласно с напластованием и зачастую контролируются зонами межпластовых тектонических срывов; содержание полезных компонентов: свинец – 0,15–2,6 %; цинк – 0,6–6,02 %; сопутствующая медь – до 1,18 %. Все объекты разведывались с подсчетом запасов категории С₂ (авторских, не учитываемых Госбалансом), которые в сумме составляют (тыс. т): Pb – 17,9; Zn – 10,5; Cu – 1,5 [68, 112]. В западной части листа Р-40-ХVIII специализированные поисковые работы не проводились (обследование ограничилось геологосъемочными маршрутами по долинам основных рек); исходя из общности геологических обстановок, узел был распространен и в его пределы. Для прогнозной оценки юго-восточной части таксона за эталонный объект принят Саурейский цинково-медно-свинцоворудный узел (включающий одноименное месторождение с балансовыми запасами руд), находящийся в той же Западно-Уральской минерагенической мегазоне и имеющий близкий состав рудовмещающей формации при едином возрастном уровне (интервале) оруденения. Расчет прогнозных ресурсов проводился по той же «классической» формуле (см. выше) с добавлением еще одного понижающего коэффициента (К₃); при этом S₀ – 300 км²; q_{рт} для свинца – 3 тыс. т/км², цинка – 0,25 тыс. т/км²; К₁ – 0,2; К₂ – 0,9; К₃ (доля потенциально продуктивных образований в контуре узла составляет 91 %) – 0,91. Прогнозные ресурсы категории Р₃ указанной части Шантым-Прилукского потенциального узла следующие: свинец – 300×3×0,2×0,9×0,91≈147 тыс. т; цинк – 300×0,25×0,2×0,9×0,91≈12 тыс. т. Рекомендовано проведение специализированных крупномасштабных поисковых работ третьей очереди. На перспективный объект составлен паспорт, который был апробирован ФГУП «ВСЕГЕИ» (совместно с представлением отчета на НРС Роснедра) и рекомендован к постановке на учет под № 5360679. Следует отметить, что территория, на которой располагается этот локальный минерагенический таксон, экономически освоена слабо и принадлежит Печоро-Илычскому государственному заповеднику.

ЗОЛОТО КОРЕННОЕ

Этот вид минерального сырья является наиболее распространенным в пределах Урало-Новоземельского пояса, встречаясь почти во всех его минерагенических зонах. Факторы, которыми определяется локализация золоторудных объектов, не столь однозначны, как для других полезных ископаемых. Если для большинства проявлений и пунктов минерализации гидротермального плутоногенного типа (золото-порфировая, золотосульфидно-кварцевая формации) источник рудоносных метасоматитов и гидротермалитов определяется достаточно уверенно (малиновский, петропавловский комплексы), то удаленные от интрузий объекты (как правило, золотосульфидной, отчасти золото-кварцевой формаций) не обнаруживают заметных генетических связей с магматитами и рассматриваются как «телетермальные». Для формации золотосодержащих конгломератов факторы контроля (стратиграфический и литологический), напротив, предельно конкретны: рудовмещающими являются псаммито-псефитовые «базальные» подразделения палеозоя (здесь – саранхапнёрская свита верхнего кембрия–нижнего ордовика). Специализированные поисковые работы на коренное золото в пределах листа не проводились, а пробы перспективных участков ГСР-50 (например, с картировочного бурового профиля [92]) зачастую утеряны. При ГДП-200 Лопсийской площади в пределах Верхнеманьинско-Синегорской

МЗ выделена *Няйсманьинско-Тосемтоуская золоторудная зона потенциальная* (3.0.1 Au/O₁₋₂). Она протягивается в меридиональном направлении через всю центральную часть листа и имеет среднюю ширину около 6 км; площадь ее в пределах трапеции около 500 км². Контуры зоны примерно совпадают с западной полосой развития хомасьинской свиты. Прямыми признаками оруденения являются проявления и пункты минерализации золота трех «гидротермальных» формаций. Все они приурочены к мощной «Луцоульинской зоне дробления» и чаще всего локализируются в узлах пересечения тектонических трещин меридиональной и северо-западной ориентировки. Здесь же широко проявлены гидротермально-метасоматические преобразования (серицитизация, объемное и прожилковое окварцевание, пиритизация). Рудогенерирующим для золота считается малиновский монцодиорит-гранитовый комплекс, малые тела которого прорывают парасланцы, песчаники и основные вулканиты указанного выше стратона. Косвенными признаками благороднометалльной минерализации являются моноэлементные и комплексные (включающие золото и элементы-спутники) геохимические аномалии, а также шлиховые потоки. При прогнозной оценке за эталонный объект принято известное Халмерьинское золоторудное поле, включающее два месторождения с утвержденными запасами и серию проявлений с апробированными ЦНИГРИ (2003 г.) ресурсами высоких категорий; удельная площадная продуктивность этого рудного поля составляет 1,5 т/км² [100]. Прогнозные ресурсы золота категории P₃ рассчитывались по приведенной выше формуле Быховера (принятые коэффициенты: K₁ – 0,5 и K₂ – 0,1) и составили: 500×1,5×0,5×0,1≈37 т. Из направлений дальнейших работ рекомендованы крупномасштабные специализированные поиски первой очереди. С отчетными материалами по ГДП-200 представлен паспорт (№ 7960680), апробированный в ФГУП «ВСЕГЕИ» и рекомендованный к постановке на учет в авторской версии. При прогнозно-минерагенических исследованиях в зоне проектировавшегося транспортного коридора Ивдель-Лабытнанги [100] ресурсы категории P₃ всей Няйсманьинско-Тосемтоуской потенциальной золоторудной зоны оценены в 55 т.

ЗОЛОТО РОССЫПНОЕ

Распространение золотоносных россыпей также ограничено пределами Урало-Новоземельского минерагенического пояса. На территории листа Р-40-ХVIII промышленные содержания металла связаны только с аллювиальными россыпями (долинный и террасовый типы). К важным факторам, контролирующим россыпеобразование, относится геоморфологический. В частности, благоприятной обстановкой для формирования террасового комплекса является область сочленения зоны приподнятых горных массивов Северного Урала и отпрепарированного пенеplена (пъедмонта) восточных высоких предгорий. Сопутствующее этому резкое изменение продольного и поперечного профиля речных долин способствует повышению концентрации осаждаемого золота в связи с уменьшением скорости водных потоков. Оконтуривание и прогнозная оценка большинства локальных россыпных таксонов выполнены в рамках специализированной работы ОАО «УГСЭ» [81].

В пределах Восточно-Уральской МЗ выделяются два золотороссыпных узла: *Маньинский* (7.1.1 Au) и *Верхнебольшесосьвинский* (7.1.2 Au), входящие в **Северососьвинский платино-золотороссыпной район** (7.1 Au,Pt/N-Q). Первый представлен своим западным фрагментом и включает *Мазапатынское золотороссыпное поле потенциальное* (7.1.1.1 Au). Поисково-оценочные работы в нижней части долины р. Мазапатья выполнены Сосьвинской ГРПЭ в 1985–1988 гг. [72]; максимальная золотоносность (608 мг/м³ на интервал и 254 мг/м³ на пласт мощностью 3,5 м) связана с аллювием поймы. Для поля подсчитаны прогнозные ресурсы категории P₁ в количестве 91 кг при среднем содержании 107 мг/м³ на массу (для участка 5×0,6 км) и средней вскрышной мощностью 2,8 м. После отчета Д. С. Гетьмана (1989 г.) прогнозные ресурсы не пересчитывались. Оценка ресурсов категории P₃ для этой части Маньинского узла не проводилась. Верхнебольшесосьвинский узел на территории листа располагается целиком и включает три потенциальных золотороссыпных поля: *Луцоульинское* (7.1.2.1 Au), *Котлиинское* (7.1.2.2 Au) и *Большесосьвинское* (7.1.2.3 Au). Поисковые работы проводились там в 1960-х годах [69, 70], оценочные – в первой половине 1980-х [115], предварительная разведка – в 1987–1991 гг. [86]. Для первых из двух названных полей прогнозные ресурсы россыпного золота оценены по категории P₁ (0,127 и 0,11 т соответственно), для последнего – по категории P₂ (0,1 т). При ГДП Лопсийской площади для оставшейся (за вычетом россыпных полей) части Верхнебольшесосьвинского узла определены прогнозные ресурсы категории P₃ в количестве 0,13 т; при этом наиболее перспективным представлялся отрезок долины р. Бол. Сосьва в ее верховьях и прилегающая устьевая часть р. Сысья со следующими параметрами: общая протя-

женность 8,5 км, ширина контура 30 м, средняя мощность 4 м, среднее содержание на массу 0,13 г/м³ (минимальное промышленное в Северососьвинском россыпном районе). При апробации в ФГУП «ВСЕГЕИ» (2012 г.) принято решение эти ресурсы не ставить на учет ввиду незначительного их количества; в материалах ГК-200/2 трапеции Р-40-ХVIII они сохраняются как авторские.

В Западно-Уральской МЗ впервые для территории листа (при подготовке к изданию ГК-200/2) выделен локальный минерагенический таксон среднего ранга – *Бджидлягский золото-россыпной узел потенциальный* (6.1.1 Au); он входит в известный **Щугорско-Верхнепечорский золото-алмазроссыпной район потенциальный** (6.1 di, Au/P₃-Q). Последними геологосъемочными работами установлена шлиховая золотоносность в долинах рек Бджидляга и Ичетляга; в своих верховьях они врезаются в породы рифея и палеозоя, в среднем и нижнем их течении приурочены к областям развития довольно мощных толщ позднего кайнозоя. Металлоносность водотоков охарактеризована 255 шлиховыми пробами, из которых 104 показали присутствие золота (в 22 пробах – с весовым содержанием). Оценка прогнозных ресурсов категории Р₃ осуществлена прямым расчетом (с элементами метода аналогии). При сравнении упомянутых шлиховых потоков с теми, что распространены всего в 30–45 км юго-восточнее (но при этом лучше изучены) можно с большой долей вероятности утверждать, что золото этих двух районов происходит из сходных по типу коренных источников; оно практически не отличается по химическому составу и морфологии. При таком допущении средний вес одного шлихового знака составит 0,033 мг (как среднеарифметическое от 169 знаков общим весом 5,6 мг, извлеченных из 46 шлиховых проб с золотом, которые отобраны в сезоне 2011 г. при ГДП-200 Лопсийской площади). Рассчитанные таким образом содержания россыпного золота в долине р. Бджидляга колеблются в диапазоне 50–250 мг/м³; среднее содержание (как среднеарифметическое для 22 равнообъемных проб с весовым металлом) составит 115 мг/м³. Учитывая, что шлиховые пробы отбирались из самого верхнего слоя аллювия, а основное тело россыпи, как правило, тяготеет к плотнику, правомерно ожидать увеличение концентраций золота с глубиной; поэтому полученное выше среднее значение удваивается (до 230 мг/м³). Для продуктивных участков бассейнов рек Бджидляга и Ичетляга принимаются следующие параметры: общая протяженность 51 км (51 000 м), средняя ширина золотоносного контура (совокупной ширины наиболее продуктивных пойменной и первой надпойменной террас) – 350 м; средняя мощность пласта 2,1 м (по аналогии с россыпями рр. Бол. Сосьва и Луцоуля). Коэффициент рудоносности вычисляется как отношение золотосодержащих шлихов к их общему количеству по обоим водотокам: 104/255=0,4. Коэффициент надежности прогноза принимается равным 0,7, поскольку рассчитанный вес шлихового золота может содержать погрешность. Прогнозируемая масса шлихового металла вычисляется по известной формуле: $Q=L \times l \times h \times C_{cp} \times K_1 \times K_2$, где L – длина подсчетного контура, l – его ширина, h – мощность, C_{cp} – среднее содержание золота, K₁ – коэффициент рудоносности, K₂ – коэффициент надежности прогноза. Таким образом, прогнозные ресурсы золота категории Р₃ для Бджидлягского потенциального золотороссыпного узла составят: 51 000×350×2,1×0,23×0,4×0,7≈2,4 т. По аналогии с восточным склоном Северного Урала (бассейн р. Северная Сосьва) кроме размываемых металлоносных пород коренного субстрата вероятным поставщиком золота в россыпи могут являться морские и континентальные галечники неогенового возраста. На перспективный объект составлен паспорт, направленный для апробации в ФГУП «ВСЕГЕИ»; в пределах таксона рекомендовано проведение крупномасштабных специализированных поисков. В связи с тем, что прогнозируемый объект расположен в пределах особо охраняемой территории (ФГУ «Печоро-Ильчский заповедник») паспорт перспективного объекта не поставлен на учет, ресурсы россыпного золота потенциального узла остаются как авторские.

В том же Щугорско-Верхнепечорском золото-алмазроссыпном районе «изолированно» располагается *Верхнеключикское золотороссыпное поле потенциальное* (6.1.0.1 Au). Оно вмещает малую непромышленную россыпь, поисковые и оценочные («шурфовочные») работы на которой проводились в 1971–1980 гг. [110, 111, 112]. По их результатам выделены продуктивные пласты в пойменно-руслowych и террасовых отложениях долины руч. Верхний Ключик и прилегающей левобережной части долины р. Печора. Плотность оценочной сети (семь линий на 2,8 км) позволила оценить прогнозные ресурсы россыпного золота по категории Р₁. Они составили 0,064 т при среднем содержании 0,31 г/м³ и объеме горной массы 312 тыс. м³; средняя пробоность золота 940. Об апробации этих ресурсов профильными организациями сведений нет.

ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В гидрогеологическом отношении площадь листа относится к Уральской гидрогеологической складчатой области. В соответствии с гидрогеологическим районированием на основе карты районирования Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000 (2004 г.) в ней выделяются три структуры второго порядка: I – **Западно-Уральский гидрогеологический массив**; II – **Центрально-Уральский гидрогеологический массив**; III – **Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область**. Они совпадают с крупными структурно-тектоническими мегазонами, соответственно Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоной, Центрально-Уральским поднятием и Тагильской складчато-надвиговой мегазоной. На составленной гидрогеологической схеме (рис. 31) выделены гидрогеологические структуры третьего порядка по литолого-формационному принципу, составляющие водоносные зоны трещиноватости литифицированных массивов и площади распространения горизонтов грунтовых вод, связанных с литолого-генетическими комплексами рыхлых плиоценовых и плейстоценовых образований.

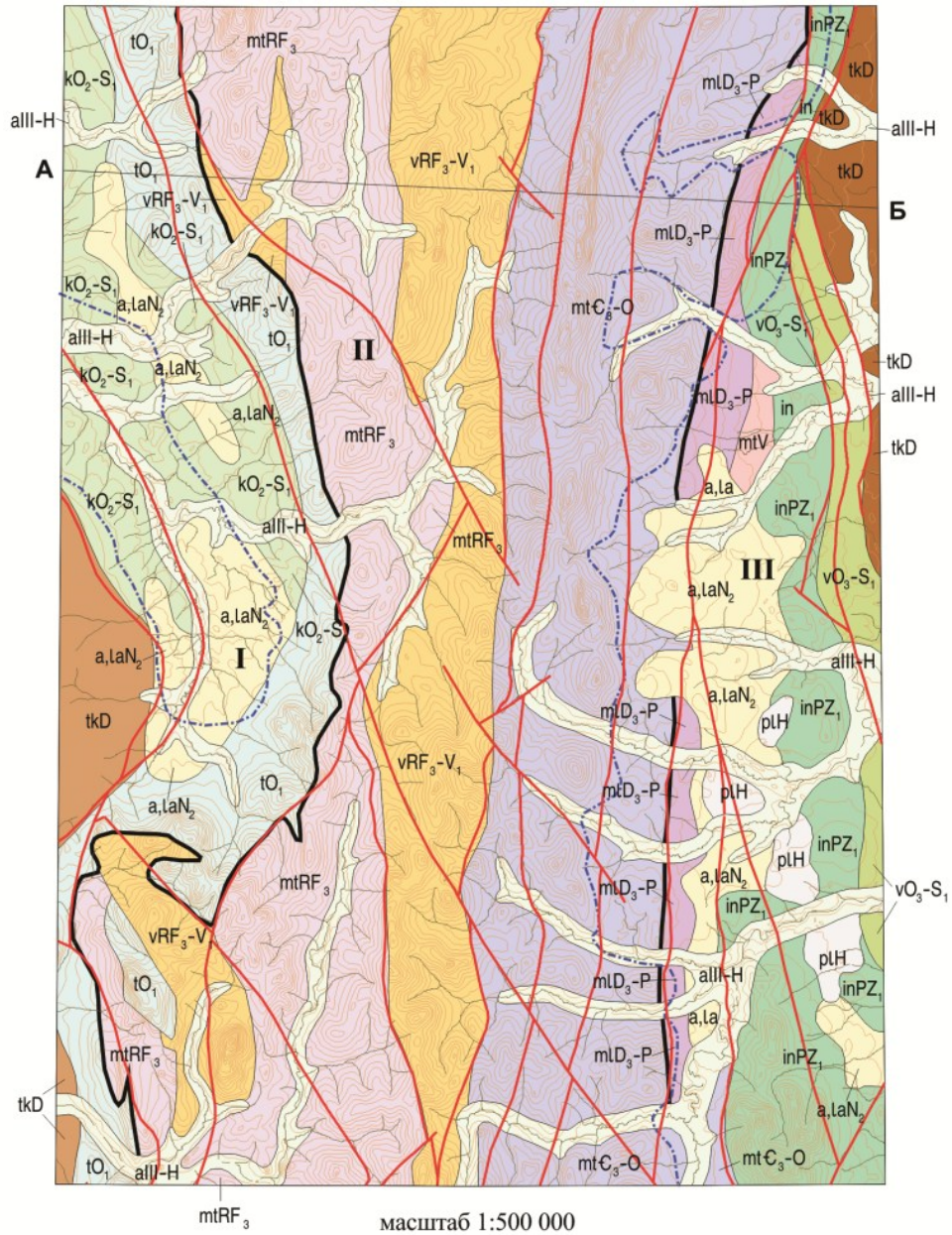
ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПЛИОЦЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

1. *Палюстринный (болотный) голоценовый (pH)* водоносный горизонт приурочен к пониженным заболоченным участкам рельефа. Он сложен торфом, глинистым торфом и иловатыми глинами с растительным детритом. Мощность 2–3 до 5 м. Основанием палюстрия служат глинистые породы неогена, коры выветривания и коренные породы. Глубина залегания грунтовых вод 0,1–0,5 м. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков. Болотные воды обогащены гуминовыми кислотами, часто «ржавые» на вид, с цветными железистыми пленками на поверхности. Воды пресные, с минерализацией до 120 мг/л, с содержанием аммония до 1 мг/л, со слабой общекислотной агрессивностью. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, обладающие неприятным запахом и вкусом и не пригодны для питьевых нужд.

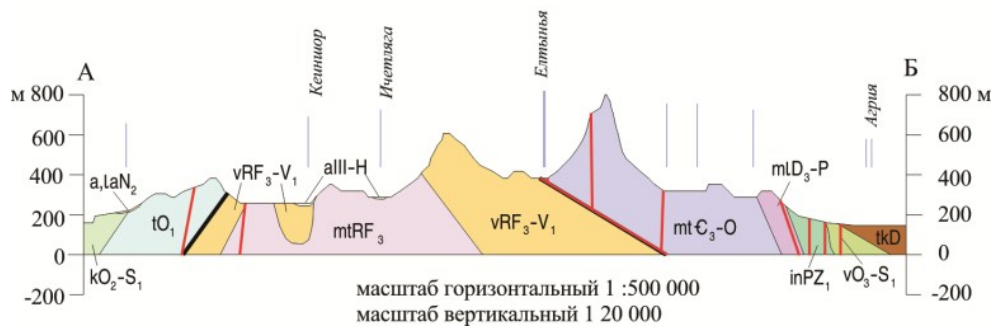
2. *Аллювиальный верхнеоплейстоценово–голоценовый горизонт (aIII–H)* приурочен к аккумулятивным поймам, первой и второй надпойменным террасам. Аллювий сложен полимиктовыми галечниками с валунами, гравийными песками, супесями и суглинками. Мощность от 5–10 до 15 м. Галечники залегают преимущественно на коренных породах. Коэффициенты фильтрации галечников 10–30 л/с, супесей, суглинков – до 1,0 л/с. Валунные галечники и гравийные пески формируют в основании аллювиального разреза базальный слой и с ним связаны пластовые воды; супеси и суглинки пористые и к ним приурочены поровые грунтовые воды.

Глубина залегания грунтовых вод 1–3 м, зеркало которых слабо повышается к тыловому шву террасовых поверхностей. Питание грунтовых вод осуществляется за счет поверхностных полководных вод, пик которых приходится на конец мая–начало июня, и за счет атмосферных осадков, преимущественно максимальных в осеннее время. Локальное питание происходит за счет водоносных зон трещиноватости коренных пород из бортов долин. Грунтовые воды сопряжены с водотоками русел рек, воды безнапорные, открытые и лишь в случае залегания в средней части аллювия линз или пачек водоупорных глин, пластовые воды приобретают незначительный напор. Обводненность неравномерная: источники на бичевниках надпойменных террас имеют дебит 0,1–3,0 л/с, дебиты скважин – 0,4–8,0 л/с. По данным Г. Ф. Проскурина [112] в долине р. Илыч был зафиксирован родник с дебитом 15 л/с, но резко сократившимся в межень. Грунтовые воды пресные, с минерализацией 20–120 мг/л, по химическому составу гидрокарбонатно-кальциевые, имеющие слабую щелочную реакцию.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА



СХЕМАТИЧНЫЙ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ по линии А-Б



Уральская гидрогеологическая складчатая область:
 I - Западно-Уральский гидрогеологический массив;
 II - Центрально-Уральский гидрогеологический массив;
 III - Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область;

Гидрогеологические подразделения

Водоносные горизонты плиоцен-четвертичных образований

pH	Пальостринный голоценовый комплекс. Торф, глинистый торф, глины иловатые с растительным детритом
aIII-H	Аллювиальный верхнеплейстоценово-голоценовый комплекс. Галечники с валунами, гравийные пески, супеси и суглинки
a, IaN ₂	Аллювиальный, озерно-аллювиальный плиоценовый комплекс. Глины, суглинки, супеси с линзами разнозернистых песков, алевриты и галечники в основании <i>Водоносные зоны трещиноватости коренных пород Западно-Уральский гидрогеологический массив</i>
tkD	Терригенно-карбонатного девонского комплекса. Алевриты, сланцы глинистые, песчаники с прослоями известняков
kO ₂ -S ₁	Карбонатного среднеордовикско-нижнесилурийского комплекса. Известняки, доломитизированные известняки, доломиты с прослоями мраморизованных известняков, алевроглинистых сланцев и песчаников
tO ₁	Терригенного нижнеордовикского комплекса. Песчаники, алевриты, алевроглинистые и филлитовые сланцы с прослоями известковистых песчаников и конгломератов
mtC ₃ -O	Метаморфического верхнекембрийско-ордовикского комплекса. Кристаллические зеленые и филлитовидные сланцы, прослои песчаников и конгломератов, дайки метадолеритов

Центрально-Уральский гидрогеологический массив

vRF ₃ -V ₁	Вулканогенных верхнерифейско-нижневендских образований. Базальты, андезибазальты и их туфы, туфосланцы, туфопесчаники; в верхней части - риолиты и их туфы
mtRF ₃	Метаморфических верхнепротерозойских пород. Кристаллические сланцы, алевриты, кварциты, линзы мраморов, доломитов и эффузивов основного состава <i>Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область</i>
mtD ₃ -P	Меланжевого верхнедевонско-пермского комплекса. Тектониты, прослои и пластины серпентинитов, метаморфизованных долеритов, габбро, известняков
tkD	Терригенно-карбонатных девонских образований. Алевропесчаники, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы, прослои песчаников, известняковых конгломератов и известняков
vO ₃ -S ₁	Вулканогенных верхнеордовикско-нижнесилурийских образований. Базальты, андезибазальты, андезиты, трахиты, туфоконгломераты, туфопесчаники, прослои глинисто-кремнистых сланцев
inPZ ₁	Интрузивных полиформационных нижнепалеозойских пород. Габбро, габбро-нориты, дуниты, серпентиниты, диориты, кварцевые диориты
mtV	Метаморфического вендского комплекса. Амфиболиты

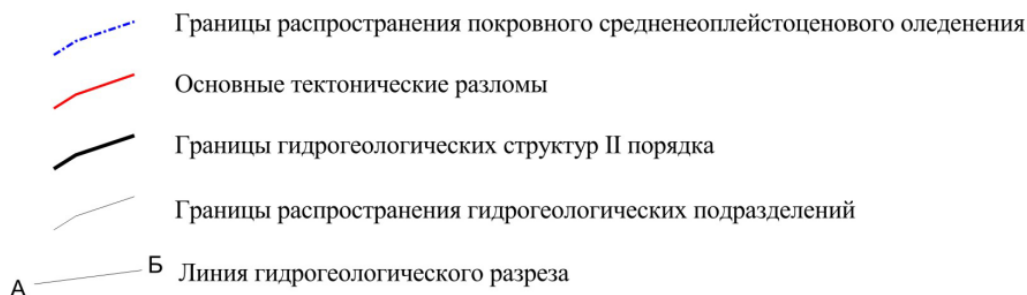


Рис. 31. Гидрогеологическая схема и условные обозначения.

3. *Водоносный горизонт, связанный с ледниковыми среднелепистоценовыми и склоновыми (коллювий, десертций, делювий, солифлюксий в разных соотношениях) неоплейстоценовыми образованиями (на схеме не отражены), имеет локальное распространение в виде верховодки. В ледниковом комплексе, сложенном супесчано-суглинистыми тиллами с линзами разнозерни-*

стого песка, грунтовые поровые воды связаны с последними и нередко имеют напорный характер; тиллы – слабо водопроницаемые (водоупор). По данным Проскурина [112], минерализация составляет 15–90 мг/л, т. е. воды пресные, мягкие, по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые.

Водоносный горизонт склоновых образований концентрируются в нижней части образований на контакте с коренными породами и сопряжен с трещинными водами последних. Зеркало грунтовых вод свободное, с глубиной залегания 0,5–1,2 м. Воды часто выклиниваются на неровных порогах склонов, разгружаясь мелкими мочажинами. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые.

4. *Аллювиальный, озерно-аллювиальный плиоценовый горизонт (α, IaN_2)* широко распространен на площади листа. Вмещающие грунтовые воды отложения представлены глинами, суглинками, супесями с линзами разнозернистых песков, алевритами и галечниками с редкими валунами в основании. Мощность от 15–20 до 40 м. Образования выполняют межувалистые депрессии холмисто-увалистой полосы восточного склона Урала. Грунтовые воды поровые для озерно-аллювиальных фаций и пластовые напорные для базальных галечников при выдержанном их простирании. В питании вод участвуют как атмосферные осадки, так и водоносные зоны трещиноватости подстилающих коренных пород. Грунтовые воды этого горизонта слабо изучены.

ВОДОНОСНЫЕ ЗОНЫ ТРЕЩИНОВАТОСТИ КОРЕННЫХ ПОРОД

Водоносные зоны трещиноватости коренных пород представлены трещинным, трещинно-пластовым и трещинно-карстово-пластовым типами скоплений подземных вод, связанными соответственно с зонами экзогенного выветривания, с линейными тектонически нарушенными и раздробленными зонами, а также с выветрелыми трещиноватыми карбонатными породами.

Западно-Уральский гидрогеологический массив (I) включает тектонические структуры Малопечорского аллохтона и Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны.

Гидрогеологические подразделения в нем связаны с терригенно-карбонатными и карбонатными массивами нижнего и среднего палеозоя.

5. *Водоносная зона трещиноватости терригенно-карбонатного девонского комплекса (tkD)* приурочена к Малопечорскому аллохтону вдоль западной границы площади, сложенному алевролитами, алевроглинистыми сланцами, кварцевыми песчаниками с прослоями битуминозных известняков. Зона экзогенной трещиноватости распространяется на глубину 30–40 м, на участках выхода известняков – до 70–80 м. Повышенная трещиноватость приурочена к контактам известняков с песчаниками, с которыми связаны трещинно-карстовые воды, а также к тектоническим разломам, омоложенным в неотектонический этап. Питание трещинных и трещинно-карстовых вод происходит путем инфильтрации атмосферных осадков. Глубина залегания зависит от рельефа местности: на междуречьях 5–10 м, в нижних частях склонов – 1–2 м. Зеркало грунтовых вод повторяет профиль поверхности рельефа. Разгрузка водоносной зоны в нижних частях склонов осуществляется нисходящими родниками с дебитом от 0,1 до 5 л/с. В долине р. Шежимью, по данным Г. Ф. Проскурина [112], был изучен нисходящий источник с дебитом 0,5 л/с. Воды пресные с сухим остатком 30–150 мг/л, с общей жесткостью 0,1–1,6 мг-экв/л. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-натриевые, пригодные для питьевых нужд.

6. *Водоносная зона трещиноватости карбонатного среднеордовикско-нижнесилурийского комплекса ($\text{KO}_2\text{-S}_1$)* приурочена к западной части Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны, сложенной известняками, доломитизированными известняками, доломитами с прослоями мраморизованных известняков, алевроглинистых сланцев и песчаников. Экзогенная зона выветривания крайне неравномерна: от 30–50 до 120 м по зонам проявления карста. Грунтовые воды трещинного типа и трещинно-карстового с высокой обводненностью по линиям тектонических нарушений с повышенной трещиноватостью. Разгрузка подземных вод происходит в нижних частях склонов долин рек, на бичевниках и ниже уреза рек в русла последних. Дебиты нисходящих источников варьирует в пределах 0,5–5,0 л/с, в нижнем течении р. Ыджыд-Сотчесьель – до 30 л/с. По данным В. И. Антипина [1], дебиты родников и скважин этого комплекса изменяются от 1 до 10 л/с, удельный дебит – 0,5–2,0 л/с, минерализация – 0,1–0,2 г/л. Воды пресные, гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевые. Питание осуществляется за счет атмосферных осадков. Подземные воды пригодны для питьевых и хозяйственных целей.

7. *Водоносная зона трещиноватости терригенного нижнеордовикского комплекса (tO_1)* связана с кварцевыми песчаниками, алевролитами, алевроглинистыми и филлитовыми сланцами с

прослоями известковистых песчаников и конгломератов, слагающих восточную часть Косью-Вишерской складчато-надвиговой структуры. Зона экзогенного выветривания составляет 30–50 м. Глубина залегания трещинных вод варьирует от 40–50 м на междуречьях до 2–3 м на склонах в долинах рек; зеркало повторяет профиль рельефа. Водоносность низкая. Наибольшая водообильность трещинно-жильных вод приурочена к прослоям конгломератов и нарушенным неотектоникой контактам различных пород. Расходы родников в прослоях конгломератов составляют 1,6–2,0 л/с; в сланцах – 0,3 л/с. По данным В. И. Антипина, преобладающие дебиты родников 0,1–1,0 л/с, удельный дебит скважин – до 0,01 л/с, минерализация – 0,1–0,2 г/л. Воды пресные и ультрапресные, по химическому составу гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевого.

8. *Водоносная зона трещиноватости метаморфического верхнекембрийско–ордовикского комплекса (mtC₃–O)* средних и низких ступеней преобразований распространена в Присалатимском аллохтоне, сложенном филлитовидными сланцами серицитового состава, песчаниками и конгломератами с прослоями зеленых эпидот-хлоритовых сланцев и осложненным многочисленными дайками метадолеритов. Экзогенная зона выветривания неравномерна и варьирует от 30–40 до 60–70 м. Водонасыщенность зоны трещиноватости также различна. По данным А. С. Веретенниковой [6] зеркало подземных вод свободное и залегает на глубине от первых метров до 56 м на междуречьях. Дебиты родников 0,1–5,0 л/с, дебиты скважин не превышают 2,8 л/с при наличии практически безводных. Наиболее благоприятными коллекторами подземных вод являются прослой кварцитовидных песчаников и конгломератов, а также дайки метадолеритов и зоны тектонических разломов. В этих участках дебиты родников повышаются до 9–10 л/с. Химический состав преимущественно гидрокарбонатный кальциевый с ультрапресной минерализацией до 0,1 г/л, в линейных зонах преобладают гидрокарбонатные кальциево-магниевого воды с минерализацией до 0,25 г/л. Ореолы гидрокарбонатно-сульфатных и хлоридных вод с минерализацией 0,02–0,01 г/л отмечаются на междуречных участках.

Центрально-Уральский гидрогеологический массив (II) совпадает со структурно-тектонической мегазоной Центрально-Уральского поднятия, сложенной крупными структурами антиклинорий Маньхамбовским на севере и Выдербинским на юге, а также Салатимской подзоной на востоке. В меридиональном простирании массив составляют метаморфизованный вулканогенный и метаморфический высоких ступеней преобразований литолого-формационные комплексы, осложненные интрузивными массивами основного и кислого составов.

9. *Водоносная зона трещиноватости вулканогенных верхнерифейско–нижневендских образований (vRF₃–V₁)* приурочена к центральной части Центрального-Уральского поднятия, сложенного базальтами, андезибазальтами, их туфами, туфосланцами, туфопесчаниками с прослоями аповулканогенных сланцев; в верхней части распространены риолиты, риодациты и их туфы, кластолавы. Глубина трещинной зоны экзогенного выветривания не превышает 30–40 м, в приконтактных тектонических зонах дробления – до 80 м. Зеркало подземных вод обладает свободным уровнем и повторяет рельеф дневной поверхности. Водоносность зоны довольно низкая. По данным В. И. Антипина средние дебиты родников составляют 0,8–0,9 л/с. Наибольшей водоносностью обладают туфосланцы и туфопесчаники, в пределах которых расходы родников достигают 1–5 л/с. Подземные воды пресные и ультрапресные, с минерализацией от 0,05 до 0,1 г/л. По химическому составу воды преимущественно гидрокарбонатные кальциевые и кальциево-магниевого, реже кальциево-натриевые.

10. *Водоносная зона трещиноватости метаморфических верхнепротерозойских пород (mtRF₃)* высоких ступеней преобразований формирует западную часть ЦУ поднятия, сложенному кристаллическими сланцами, алевролитами, кварцитами, реже песчаниками аркозовыми и известковистыми, с линзами доломитов, мраморов и пластовых тел эффузивов основного состава. Зона экзогенного выветривания, по аналогии с изученными метаморфическими формациями Среднего и Южного Урала, не превышает 40–60 м. Водообильность трещиноватых пород крайне неравномерна: кварциты и песчаники горных вершин гольцевой зоны практически безводны, линзы доломитов и мраморов, особенно в зонах тектонических нарушений и контактов со сланцами, наиболее водонасыщены. Дебиты родников вдоль долин рек, по данным В. И. Антипина, варьируют от 0,1 до 5 л/с. Воды пресные и ультрапресные. По химическому составу гидрокарбонатные кальциевые или натриевые. Питание подземных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков.

Тагило-Магнитогорская гидрогеологическая складчатая область (III) совпадает с Тагильской мегазоной, осложненной на западе меланжевой Салатимской сутурной структурой.

11. *Водоносная зона трещиноватости меланжевого верхнедевонско–пермского комплекса (mlD₃–P)* приурочена к сутурной Салатимской структуре, сформированной тектонитами с лин-

зами и пластинами (до сотен м) серпентинитов, метаморфизованных долеритов и габбро, серицит-хлоритовых кристаллических сланцев и мраморизованных известняков. Зона экзогенной трещиноватости крайне неравномерна и распространяется до 40 м. Наиболее водонасыщенными являются пластины мраморизованных известняков и контакты разнородных блоков пород, особенно в зонах тектонических нарушений. Гидрогеология этой зоны трещинных вод слабо изучена.

12. *Водоносная зона трещиноватости терригенно-карбонатных девонских образований (tkD)* распространена в северо-восточном углу площади. В породах преобладает терригенный состав: алевропесчаники, сланцы глинисто-кремнистые и глинистые, с прослоями песчаников, известняковых конгломератов и известняков. Водоносная зона экзогенной трещиноватости прослежена до 30–50 м. Глубина залегания подземных вод колеблется от 1–2 до 10–15 м. Наиболее обводненными являются прослои нарушенных тектоникой известняков. На участках перекрытия известняков глинистыми образованиями ледникового генезиса, трещинно-карстовые воды приобретают напор до 10–15 м (скв. 133, 139; Севастьянов [114]). По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые, реже кальциево-магниевые, с минерализацией 0,1–0,5 г/л. Питание трещинных вод происходит как за счет инфильтрации атмосферных осадков, так и за счет перетекания трещинных вод из расположенных гипсометрически выше более древних литолого-формационных комплексов, а также за счет разгрузки линзовидных локальных вод из ледниковых образований.

13. *Водоносная зона трещиноватости вулканогенных верхнеордовикско–нижнесилурийских образований (vO_3-S_1)* приурочена к восточной части листа. Водовмещающие породы представлены базальтами, андезибазальтами, андезитами, трахитами и их туфами – туфоконгломераты, туфопесчаники с прослоями глинисто-кремнистых сланцев и известняков. На большей части эти породы перекрыты чехлом ледниковых образований, мощностью до 20 м. Зона экзогенной трещиноватости, по аналогии с изученными вулканогенными комплексами Урала, не превышает 30–40 м. По данным С. И. Кириллина и др. [83] обводненные участки приурочены к контактам разнородных пород, прослоям известняков и тектонически нарушенным зонам. Воды обладают слабым напором до 5–10 м. По материалам Павлова [106] одна из скважин на контакте диабазов с терригенным девонским комплексом, имела напор до 1,5 м и дебит 1–2 м³/ч. По химическому составу трещинные воды гидрокарбонатные кальциевые и магниевые-кальциевые, с минерализацией 0,1–0,2 г/л.

14. *Водоносная зона трещиноватости интрузивных полиформационных нижнепалеозойских пород (inPZ₁)* развита в восточной части листа и узкой полосой протягивается к югу, расширяясь до 12–15 км. Породы слагают Ялпингнёрский интрузивный массив, представляющий собою совокупность массивов основного и ультраосновного составов дунит-клинопироксенит-габбровой, габброноритовой и габбро-диорит-плагιοгранитовой формаций. Преобладающими породами являются габбро-габбронориты, амфиболовые габбро, на севере – дуниты и серпентиниты; восточную оторочку массивов формируют диориты и кварцевые диориты. Интрузивные породы являются устойчивыми к физическому выветриванию и мощность экзогенной зоны трещиноватости составляет от 10–15 до 30 м. Трещинные зоны слабо обводненные, высокие междуречья часто безводные; дебиты родников в основании склонов вдоль долин рек 0,2–0,5 л/с. Питание исключительно за счет инфильтрации атмосферных осадков, что определяет неустойчивый характер режима. Относительно водонасыщенными являются габбро-диабазы, перекрытые ледниковыми и неогеновыми образованиями. По химическому составу воды гидрокарбонатные кальциевые и магниевые, иногда натриевые, с минерализацией 0,1–0,5 г/л.

15. *Водоносная зона трещиноватости метаморфического вендского комплекса (mtV)* прослеживается в виде узкой пластины в северной части Тагильской мегазоны. Комплекс образует Хордьюско-Конжаковский тектонический выступ, являясь по своей природе основанием островодужной системы, и сложенным исключительно амфиболитами роговообманковыми, эпидот-роговообманковыми и гранат-роговообманковыми. Учитывая тектоническую нарушенность блока древних пород, величина экзогенной выветрелой зоны должна составлять не менее 40–50 до 100 м. Относительно повышенная водообильность приурочена к тектонически ослабленным зонам. Питание трещинных вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Разгрузка вод в нижних придолинных частях склонов. Подземные воды, связанные с тектоническими нарушениями, изучены слабо. Вся площадь листа входит в область распространения многолетней мерзлоты, преимущественно сплошной на вершинах горной зоны, прерывисто-островной – в межгорных депрессиях и долинах рек.

В итоге, на площади листа распространены поровые и порово-пластовые воды, связанные с плиоцен–плейстоценовыми рыхлыми образованиями, и трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды, приуроченные к коренным породам. Подземные воды образуют ли-

нейного типа бассейны, гидрогеологически нередко не связанные между собою, обладающие различной водообильностью и химическим составом. Наиболее обводненными являются трещинно-карстовые зоны, с которыми могут быть связаны промышленные ресурсы подземных вод. По химическому составу преобладают гидрокарбонатные кальциевые и магниевые воды с низкой минерализацией.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Основными элементами схемы эколого-геологических условий являются геоморфолого-ландшафтные подразделения, геодинамические процессы, геохимические и радиационные аномалии, определяющие условия природной среды. По совокупности геоморфологических критериев выделяются районы: низкогорный осевой район приподнятых горных массивов с дифференциацией ландшафтов по ярусам рельефа (1), холмисто-увалистая полоса (остаточные горы западного склона) с лесными таежными и вторичными ландшафтами (2), холмисто-увалистая полоса (остаточные горы восточного склона) с лесными ландшафтами (3) и равнинный приподнятый пенеплен Зауралья с лесными вторичными и заболоченными ландшафтами (4), а также долины рек со смешанными лесными массивами (5).

1. *Район приподнятых горных массивов* осевой зоны Северного Урала занимает центральную часть листа. Рельеф образуют субмеридиональные хребты, их отроги и межгорная впадина, наследуемой долинами рек Ыджид-Ляга на севере и Печорой на юге. Абсолютные отметки низкогорного рельефа составляют 700–800 м, высоких хребтов и отдельных вершин – до 900–1 100 м (хр. Яны-Квот-Ньер – 1 126 м, хр. Яны-Пупуньер – 954 м, г. Койп – 1 108 м, г. Иутхури – 925 м, г. Печерьятолятчахль – 918 м). Отметки днища межгорной впадины варьируют в пределах 291–351 м, энергия сильно расчлененного рельефа – от 400 до 700 м. В тектоническом отношении район относится к Центрально-Уральскому поднятию. Коренные породы сложены метаморфическими высокими ступенями преобразований и эффузивными формациями протерозоя–нижнего палеозоя. Рыхлые образования представлены на уплощенных гольцовых вершинах элювиальными щебнисто-глыбовыми развалами; на верхнем ярусе склонов – коллювием и десерпцием, на нижних склонах, отрогах и межгорной депрессии – десерпцием и делювиосолифлюкцием. Растительные ландшафты соответствуют ярусности рельефа: на гольцовых вершинах – тундровые, прилегающих склонах – лесотундровые, нижние пологие склоны и межгорные депрессии – северотаежные. Почвы соответственно горно-тундровые, переходные горно-лесотундровые и подзолистые (горно-дерново-лесные). На площади доминируют эрозионные и гравитационные экзогенные процессы. Геодинамическая устойчивость ландшафтов низкая, геохимическая – средняя.

2. *Район остаточных гор западного склона* (холмисто-увалистая полоса) занимает западную часть площади. Абсолютные отметки составляют 400–600 м, останцовых вершин устойчивых к денудации – 689 м (г. Шежим-Из). Полоса приурочена к Западно-Уральской складчатонадвиговой мегазоне, сложенной терригенно-карбонатными и карбонатными формациями нижнего и среднего палеозоя. Относительно крутые склоны останцовых вершин перекрыты делювиодесерпцием, более пологие склоны холмов, увалов, межхолмистых понижений и долин – делювиально-десерпционными и делювиально-солифлюкционными образованиями верхнего неоплейстоцена. К северо-западной части района приурочена ледниковая поверхность с абсолютными отметками 250–300 м, сформированная комплексом ледниковых и водноледниковых образований среднего неоплейстоцена. В ледниковую поверхность врезаны долины р. Ыджидляга, в которой развиты первая режевская надпойменная терраса, а также пойменный и русловый аллювий. На высоких вершинах останцов распространены лесотундровые ландшафты, на склонах – северотаежные. На ледниковой поверхности преобладают хвойно-мелколиственные леса. Почвы тундро-лесные и подзолистые. В районе преобладают денудационные и карстовые геодинамические процессы. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафтов средняя.

3. *Район остаточных гор восточного склона* (холмисто-увалистая полоса) имеет абсолютные отметки 400–600 м с отдельными останцовыми возвышенностями до 849 м (г. Ялпинг-Ньер). В тектоническом отношении район приурочен к западной части Тагильской складчатонадвиговой мегазоне, сложенной вулканогенными и терригенно-карбонатными формациями среднего палеозоя, прорванных более поздними интрузиями. Рельеф имеет селективный дену-

дационный генезис, так как на поверхности холмов сохранились фрагменты мезозойских кор выветривания. На склонах широко представлены делювиально-десерпционные и делювиально-солифлюкционные суглинки с щебнем местных пород. В южной половине восточной выровненной части полосы закартированы плиоценовые озерные ванны, выполненные лимнием и перекрытые ледниковыми образованиями среднего неоплейстоцена. Растительные сообщества таежные, светло-темнохвойные, на вырубках преобладают березы. Почвы лесные, подзолистые, на участках переувлажнения – болотно-глеевые. Из геодинамических процессов в холмистой полосе преобладает денудация. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафтов средняя.

4. *Район приподнятого (откопанного) Зауральского пенеппена (пъедмонта)* представляет собою всхолмленную равнину с абсолютными отметками 220–250 м с отдельными вершинами холмов до 326 м, сложенных устойчивыми к денудации породами (селективное выветривание). В тектоническом плане он развит на структуре Западно-Тагильского моноклиория, сложенного карбонатными, терригенно-карбонатными, эффузивными и интрузивными формациями верхнего палеозоя. Эродированная поверхность скальных пород повсеместно перекрыта ледниковыми образованиями среднего неоплейстоцена и имеет бугристо-грядово-западинный ледниковый рельеф с заболоченными термокарстовыми просадками и криогенными буграми. Растительные ландшафты таежные светлохвойные, значительно вырубленные, заросшие вторичными березняками с редкими островками хвойных деревьев. Почвы подзолистые, на вырубках сильно нарушенные лесодобывающей техникой; на участках переувлажненных земель – болотные, глеевые. Из экзогенных процессов преобладают плоскостной смыв и криогенные, с образованием термокарстовых просадок, бугров пучения и гидролакколитов. Геодинамическая устойчивость ландшафтов высокая, геохимическая – средняя.

5. *Районы эмбриональной эрозионной поверхности врезания* представляют собою речные долины верхних течений крупных рек – Ыджидляга, Печора, Манья, Бол. Сосьва и др. Долины узкие каньонообразные, глубоко врезанные в коренные породы и в нижних течениях – в ледниковые образования. На участках расширения долин в створе их появляются аккумулятивные первая режевская, реже вторая камышловская надпойменные террасы. Аллювий террас, пойм и русла представлен валунными галечниками, гравийными песками и супесями. На прилегающих пологих склонах развиты покровные делювиально-солифлюкционные суглинки. Растительные ландшафты лесные хвойно-мелколиственные, с березой и осиной, а также с зарослями кустарничков ивы, карликовой березки, смородины и голубики вдоль водотоков. Почвы лесные подзолистые, луговые и луго-болотные на участках переувлажнения. Из экзогенных процессов преобладает донная эрозия, на участках расширения долин – боковая планация. Геодинамическая и геохимическая устойчивость ландшафтов высокая.

По растительным сообществам территория листа относится к ландшафтам с четко выраженной высотной зональностью. По данным П. Л. Горчаковского [9] выше абсолютных отметок 800–1 000 м простираются пояс горных тундр, ниже по склонам – лесотундровые, в межгорных депрессиях и на склонах в основании возвышенностей – лесные ландшафты темнохвойной тайги северо-таежного типа, в долинах рек отмечаются мелколиственные береза и осина; на вырубках – вторичные хвойно-мелколиственные леса. Почвы лесные подзолистые, на заболоченных участках – глеевые: в гольцовой зоне – горнотундровые.

Зона горных тундр характеризуется полным безлесьем. Основу растительного покрова составляют мхи и лишайники, к которым примешиваются травянистые фитоценозы и кустарнички карликовой березки. Для лесотундры свойственно сочетание лесных и тундровых элементов. Разобщенные массивчики редкостойных низкорослых лесков чередуются с открытыми тундровыми сообществами. Характерны лиственничные редколесья и березовые криволистья с развитым мохово-лишайниковым покровом. Горная северная темнохвойная тайга представлена еловыми, пихтовыми, кедровыми, реже сосновыми лесами, которые довольно разрежены и заболочены. На западном склоне лесообразующей породой является ель сибирская, лиственница; на восточном – сосна и лиственница. На вырубках преобладают вторичные хвойно-мелколиственные леса с преобладанием березы и нарушенным дерновым покровом; на переувлажненных землях распространены болота с низкорослым лесом из березы, ольхи, ели, кедра и сосны. В травянисто-кустарниковом покрове встречаются смородина, жимолость, рябина и карликовая березка; из трав – осоки, морошка, сабельник и др.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Геодинамические процессы подразделяются на эндо- и экзогенные и техногенные.

Наиболее древними **эндогенными процессами** являются тектонические нарушения, которые на геологической карте в соответствии со сложным геологическим строением пересекают площадь в субмеридиональном и субширотном направлениях. Часть омоложенных в новейшее время разломов могут образовывать геоактивные зоны, отрицательно влияющие на жизнедеятельность. В новейший геодинамический этап, по данным В. А. Сигова [42], зона горноостанцового рельефа претерпела поднятия с амплитудой 250–350 м; холмисто-увалистая – 180–200 м, пенеплена – 100–150 м. По В. П. Трифонову [45] воздымания в голоцене имели сводовый и сводово-глыбовый характер, которые усилили контрастность горного рельефа Центрального Урала и его морфологическое отчленение от прилегающих территорий, разломы по границам которых были омоложены в неотектонический этап. На проявления голоценовой тектоники могут указывать неравновесные участки рек, наличие порогов и водных источников близ разломов.

Экзогенные процессы приурочены к определенным ландшафтам и формам рельефа. Криогенные процессы и многолетняя мерзлота развиты на вершинах и склонах горного останцового рельефа с абс. отметками свыше 1 000–1 100 м. На уплощенных вершинах процессами гольцового выветривания формируются полигональные грунты; на пологих седловинах – солифлюкционные нагорные террасы; на крутых склонах – курумообразование и каменные реки; ниже снежных каров вскрыты троговые долины. На склонах ниже абсолютных отметок 900 м развиты склоновые процессы коллювиально-солифлюкционные, солифлюкционно-делювиальные и делювиальные. Плоскостной смыв широко распространен на склонах холмисто-увалистого рельефа. С водотоками в долинах рек связаны процессы глубинной (в горной зоне) и боковой (холмистая полоса) эрозии, с амплитудой последней до 1–2 м в год во время половодий. На поверхности ледникового рельефа проявлены термокарст, бугры пучения и гидролакколиты, а также заболачивание с образованием торфов; на известняках западной полосы развивается карст в виде воронок, поноров и пещер. Наиболее закарстована верхняя часть карбонатных массивов до глубины 30–50 м.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И РАДИАЦИОННЫЕ ФАКТОРЫ

Геохимическое загрязнение природной среды оценивается по содержанию химических элементов в почвах и в донных осадках малых рек и притоков. По территории листа была проведена литохимическая съемка, которая выявила редкие очаги загрязнения вредными химическими элементами: свинцом, цинком, мышьяком, сурьмой, никелем и др., которые имеют различные токсичные свойства [8].

Свинец (Pb) обладает способностью накапливаться в растительности и водной среде. С повышением концентрации в растениях происходит снижение их роста и падение урожайности: при содержании Pb в почвах опытных участков 500 и 2 500 мг/кг урожай редиса понижался на 23 %, салата – 40 %, лука репчатого – 22 %. Наименьшая концентрация Pb в почвах, оказывающая влияние на травы, составляет 364 мг/г; на деревья – 1 600 мг/г. В водоемах интоксикация у рыб начинается при концентрации 0,1–0,4 мг/л; хлорид свинца вызывает гибель сига при 0,33 мг/л.

Цинк (Zn), как и свинец, является токсичным элементом, имеет те же источники загрязнения природной среды и аналогичное влияние на флору и фауну. Средние значения Zn в донных осадках составляют 51 г/т. Следует отметить повышенные содержания цинка в почво-грунтах на кристаллических сланцах с сульфидной минерализацией.

Мышьяк (As) является высокотоксичным элементом. В окружающую среду он попадает при сжигании каменного угля, нефти, торфа, а также при добыче и переработке мышьяксодержащих руд. Источником загрязнений могут быть отвалы горных пород и отстойники. В атмосфере воздуха промышленных районов As обнаруживался в объемах 0,13–69 мкг/м³. Из атмосферы мышьяк оседает на поверхности почв, дно водоемов и растительность. В водной среде средние содержания на Урале оценены в $2 \cdot 10^{-3}$ мг/дм³.

Сурьма (Sb) рассеянно распространена в земной коре. Содержание в литосфере $n \cdot 10^{-5}$ % при коэффициенте $n = 4$ или 5. Она входит в состав более чем 90 минералов и является спутником ртути, золота, свинца, мышьяка. Высокими токсичными свойствами (отравление) обладают водные растворы галогеноводородов. Гигиенические нормативы содержания сурьмы в почвах составляют (валовые содержания) – 4,5 ПДК. Класс опасности – 2.

Никель (Ni) распространен в породах, содержащих сульфидную минерализацию. Средние содержания его в почвах составляют до 40 мкг/г или $5 \cdot 10^{-3}$ %. Миграция никеля носит сложный характер. При наличии в почвах органических кислот образуются легкорастворимые токсичные

соединения. Содержания никеля в магматических породах – 80 мг/кг, в андезите – 55 мг/кг. Гигиенические нормативы содержания никеля в почвах – 40 мг/кг, класс опасности – 2.

Медь (Cu) также приурочена к горным породам с сульфидной минерализацией. Содержания меди в почвах составляет в среднем 15–20 мг/кг; в почвенных растворах концентрация 0,001–0,06 мг/л, увеличиваясь в органогенной среде. Гигиенические нормативы составляют 66 мг/кг ОДК, класс опасности – 2. Попадание значительных количеств меди или ее соединений в желудок с пищей или водой может вызвать тяжелое отравление.

На базе геохимической съемки почво-грунтов и донных осадков речной сети масштаба 1 : 500 000 (Терентьев и др., 2009) на площади листа были выявлены аномалии содержаний суммы тяжелых металлов (Zс) в градациях 16–32 и свыше 32 единиц. По существующим методическим рекомендациям оценки природной среды [25] данные аномалии считаются умеренно-опасными и опасными. Они приурочены к ландшафтам как долин рек, так и к склоновым поверхностям горного и увалистого рельефа. Почвенные содержания токсичных элементов 1-го и 2-го класса опасности имеют невысокие значения: As – 10,0 ОДК, Pb – 1,2 ОДК, Zn – 1,4–2,4 ОДК, Ni – 1,25 ОДК, Cu – 1,2 ОДК, Sb – 4,4 ПДК. Значения ПДК и ОДК следующие: As – 5 мг/кг; Pb – 65 мг/кг; Zn – 110 мг/кг; Ni – 40 мг/кг; Cu – 66 мг/кг; Sb (ПДК) – 4,5 мг/кг. Все геохимические аномалии имеют природную основу и связаны с минеральным составом скальных, перекрывающих их кор выветривания и рыхлых пород. Они не играют заметной отрицательной роли в экологии природной среды, т. к. находятся в связанном состоянии.

Радиационная обстановка гамма-поля (МЭД) довольно спокойная (5–15 мкР/ч). Исключение составляют аномалии свыше 20 мкР/ч, приуроченные к гольцовым ландшафтам и выходам на поверхность скальных пород с торий-урановой минерализацией.

ОЦЕНКА ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ

По комплексу немногочисленных факторов составлена схема оценки эколого-геологических опасностей, на которой нашли отражение благоприятные, удовлетворительные и напряженные площади состояния природной среды. К последним относятся районы с низкой геохимической устойчивостью ландшафтов с тундровой и лесотундровой гольцовой зоны горного рельефа, заболоченные земли в восточной части листа, площади аномалий с повышенным содержанием суммы тяжелых металлов (Zс) в пределах 16–32 и выше 32 единиц, геохимические точечные аномалии свыше ПДК-ОДК отдельных токсичных элементов. В гольцовой зоне активны криогенные геодинамические процессы, на переувлажненных землях – криогенный термокарст и пучение грунтов в связи с интенсивным промерзанием; на остальных участках – склоново-гравитационные смещения. Удовлетворительное состояние природной среды оценивается для склоновых таежных ландшафтов части низкогорных и увалистых полос со средней геодинамической и геохимической устойчивостью, осложненных техногенной вырубкой лесов и гравитационно-склоновыми экзогенными процессами. Для них характерны аномалии тяжелых металлов 8–16 ед. и точечные аномалии токсичных элементов. Остальная территория выровненного и холмисто-увалистого рельефа с таежными ландшафтами представляет собою природную область со слабыми экзогенными процессами, благоприятную для жизнедеятельности человека.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Составлен комплект Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 листа Р-40-ХVIII (Лопсия) в формате ГИС (геологическая карта дочетвертичных образований, карта четвертичных образований, карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения).

В процессе составления и подготовки к изданию комплекта Госгеолкарты-200 листа Р-40-ХVIII (Лопсия) были решены следующие основные геологические задачи:

1. Произведено доизучение состава и возраста некоторых стратифицированных и нестратифицированных образований Ляпинской СФЗ основания Уральского складчатой системы («Западный Урал»), Западно-Уральской и Тагильской мегазоны, в том числе:

– произведено уточнение состава и возраста рифейских и раннепалеозойских толщ в юго-западной части территории (бассейн р. Печора) и залегающих в них интрузивных и субвулканических образований для уточнения соотношений Выдерьинско-Ниолсовской и Хобеизско-Маньхамбовской структурно-формационных подзон. На основании маршрутных наблюдений и анализа данных предшественников, нами было установлено, что разрезы позднерифейско-ранневендских образований в северной части площади (относившиеся к Хобеизско-Маньхамбовской подзоне Ляпинской СФЗ) и в южной ее части (где раньше предполагалась Выдерьинско-Ниолсовская подзона) не имеют существенных различий. На всей территории листа Р-40-ХVIII картируются хобеинская и мороинская свиты позднего рифея, перекрываемые метавулканитами саблегорской свиты позднего рифея–венда. Вероятно, граница Хобеизско-Маньхамбовской и Выдерьинско-Ниолсовской подзон проходит южнее исследуемой территории;

– выполнено доизучение состава и возраста габброидов Сотчемъельского и Койпского массивов. Было выяснено, что габбро Сотчемъельского массива, вероятно, имеют позднерифейский возраст (691 млн лет), тогда как изотопно-геохронологические исследования интрузивных пород Койпского массива показали, что самый молодой из цепочки кластеров U-Pb возрастов цирконов, выделенных из габбро (457 ± 8 млн лет) в пределах аналитической ошибки соответствует возрасту гомогенизации Sm-Nd изотопной системы в этих породах (454 ± 36 млн лет). Возможно, это свидетельствует о разновозрастности габброидов, объединяемых в настоящее время в составе парнукского комплекса. Второе возможное объяснение – в позднеордовикское время габброиды южной части площади претерпели метаморфизм, приведший к гомогенизации Sm-Nd изотопной системы и кристаллизации части цирконов. Окончательное решение вопроса о возрасте габброидов южной части листа Р-40-ХVIII (Койпского и Челпанъельского) требует проведения дополнительных исследований;

– проведено доизучение состава и возраста метавулканитов, относимых к саблегорской свите. При изучении метавулканитов, картируемых в составе саблегорской свиты, были обнаружены проблемы, сходные с теми, что обозначены выше в связи с габброидами парнукского комплекса. U-Pb датировки цирконов из тахириолитов северной части площади (район гг. Атертумп и Нейлентумп) показывают наиболее вероятный возраст кристаллизации пород в интервале 568–591 млн лет, при этом, изотопно-геохронологические данные указывают на вероятность метаморфического события, оказавшего воздействие на изотопную систему, в возрастном интервале 478–495 млн лет. U-Pb изотопная система цирконов из метабазальтов г. Атертумп также оказалась нарушенной, верхнее пересечение конкордии с дискордией дает цифру 547 ± 25 млн лет. Таким образом, изотопно-геохронологические данные свидетельствуют в пользу вендского возраста метавулканитов, распространенных в северной части площади листа Р-40-ХVIII. U-Pb датирование пробы метабазальта из бассейна р. Печора показало, что значения U-Pb возрастов цирконов из этой породы образуют только один большой кластер ($n=33$) со значением $494,8 \pm 2,8$ млн лет (верхний кембрий). Возможны два варианта интерпретации полученных данных: 1) в составе саблегорской свиты в настоящее время картируются разновозрастные (вендские и раннепалеозойские) метавулканиты, разделение которых сложно вы-

полнить вследствие слабой изученности; 2) все метавулканы имеют вендский возраст кристаллизации из расплава, но проявившийся в раннем палеозое метаморфизм привел к частичному (в северной части площади) или к полному (на юге листа Р-40-ХVIII) нарушению первичных изотопных отношений.

Для окончательного решения вопроса о возрасте метавулканитов, относимых на исследуемой территории к саблегорской свите, необходимы дополнительные исследования;

– выполнено доизучение возраста гнейсов и амфиболитов белогорского комплекса. Полученные новые U-Pb датировка гнейсов по цирконам (571 ± 31 млн лет, верхнее пересечение конкордии и дискордии) и изохронная Sm-Nd в апогаббровых амфиболитах офиолитового типа (556 ± 32 млн лет), подтверждают представления о вендском возрасте белогорского комплекса. Полученная в мелкозернистых амфиболитах Sm-Nd датировка 369 ± 23 млн лет соответствует возрасту позднедевонского глаукофансланцевого метаморфизма, широко проявленного в зоне Главного Уральского разлома;

– произведено доизучение состава и возраста диоритов и плагиогранитов Маньинского массива и лампрофиров, распространенных в восточной части площади. Выяснено, что плагиограниты имеют возраст $439,4 \pm 1,3$ млн лет, а диориты – 436 ± 3 млн лет, что соответствует раннему силуру. Вместе с тем, Sm-Nd изохронный возраст диоритов (373 ± 33 млн лет), соответствующий одному из U-Pb возрастных кластеров цирконов из этих пород (374 ± 3 млн лет) вероятно указывает на позднедевонское метаморфическое событие;

– уточнены состав, возраст и характер расчленения кайнозойских образований. С использованием результатов литологических и спорово-пыльцевых анализов были существенно уточнены контуры областей распространения палеогеновых и неогеновых образований. Особенно значительные изменения были сделаны в западной части площади, где в бассейнах рр. Ляга-Вож и Ыджид-Ляга был откартирован фрагмент крупной Илычской палеодепрессии, заполненной кайнозойскими (палеогеновым и неогеновыми) морскими и континентальными отложениями;

– проведено уточнение состава, возраста и минерагенической специализации базальных горизонтов палеозойского разреза. Было выяснено, что базальные горизонты уралид на исследуемой территории слагаются грубообломочными терригенными породами двух типов, различающихся по составу обломков. Для обоих типов характерна плохая сортировка и различная степень окатанности обломков. Наиболее распространены кварцевые песчаники и конгломераты с кварцевым цементом и преобладанием кварцитов и мусковит-кварцевых сланцев в составе галек и гравия. На некоторых участках подобные конгломераты обогащены золотом (палеороссыпи). Второй (менее распространенный) тип терригенных пород представлен аркозовыми песчаниками и полимиктовыми конгломератами с аркозовым цементом. Эти породы часто пространственно ассоциируют с интрузиями гранитов сальнёрско-маньхамбовского комплекса, и, по-видимому, представляют собой продукты размыва выветрелых гранитов. Для аркозовых терригенных пород характерна повышенная радиоактивность (часто превышающая радиоактивность гранитов), что, вероятно вызвано накоплением редкоземельных и ториевых минералов, ранее входивших в состав гранитов в качестве аксессуаров.

2. Выполнена подготовка предложений по дополнению Легенды Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 в части уточнения структурно-формационного районирования, состава и возраста отдельных стратонов, магматических и метаморфических комплексов территории. Наиболее существенные предложения по изменению Легенды касаются схемы структурно-формационного районирования доверхнекембрийских образований (предлагается переместить границу Хобеизско-Маньхамбовской и Выдерьинско-Ниолсовской подзона Ляпинской СФЗ) и возраста парнукского комплекса, который предлагается расширить за счет включения позднерифейского интервала (вместо вендского – позднерифейско-вендский).

3. Произведено уточнение прогнозных ресурсов территории по категории P_3 золота, меди, цинка и других полезных ископаемых. Уточнение рекомендаций по постановке поисковых работ с паспортами на перспективные объекты. Дополнительно к выделенным на стадии ГДП-200 потенциальным рудным узлам, на стадии подготовки к изданию авторами был обоснован Ыджидлягский золотороссыпной узел потенциальный, территориально охватывающий фрагмент Илычской депрессии, расположенный в западной части листа Р-40-ХVIII. Как и на восточном склоне Урала, золотые россыпи в пределах Ыджидлягского потенциального узла формируются за счет перемыва мощных толщ слабо золотоносных палеогеновых и неогеновых осадков. Прогнозные ресурсы P_3 составят 2,4 т россыпного золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Антипин В. И.* Уральская система грунтовых вод зон трещиноватости // *Гидрогеология СССР*, том XIV, Урал. – М.: Недра, 1972. С. 109–166.
2. *Белякова Л. Т., Довжикова Е. Г.* Магматизм и геодинамика позднепротерозойского Тимано-Уральского подвижного пояса // *Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Том 1. Материалы XXXIV-го Тектонического совещания.* – М.: ГЕОС, 2001. С. 42–44.
3. *Богатиков О. А., Цветков А. А.* Магматическая эволюция островных дуг. – М.: Наука, 1988. 249 с.
4. *Бороздина Г. Н., Иванов К. С., Богоявленская В. М.* Стратиграфия вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Салатимской и Тагильской зон Урала. – Российская академия наук, Уральское отделение, Институт геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого, 2010.
5. *Вализер П. М., Дубинина Е. В.* Белые диоктаэдрические слюды комплексов сверхвысоких–высоких давлений Урала // *Известия Челябинского научного центра.* Вып. 3 (29). 2005. С. 27–33.
6. *Веретенникова А. С.* Бассейн грунтовых зон трещиноватости в породах нижнего палеозоя и протерозоя Центрально-Уральского поднятия, П₂, Северный и Средний Урал // *Гидрогеология СССР*, том XIV, Урал. – М.: Недра, 1972. С. 132–149.
7. *Волчек Е. Н.* Геодинамические обстановки кислого вулканизма западного сектора севера Урала. – Российская академия наук, Уральское отделение, Институт геологии и геохимии, 2004.
8. *Вредные химические вещества. Неорганические соединения элементов I-IV групп.* Справочник / Под общей редакцией В. А. Филатова. – Л.: Химия, Лен. отд., 1988. 512 с.
9. *Горчаковский П. Л.* Растительность. Урал и Приуралье. – М.: Наука, 1968. С. 211–262.
10. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2011 года. Выпуск 29. Золото. Том V. УрФО. Ч. 1, 2, 3, 4. – М., 2011.
11. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. И., Ключина М. Л., Наседкина В. А.* Ордовик приполярного Урала. Кн. 1. Геология, литология, стратиграфия. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 200 с.
12. *Душин В. А.* Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. – М.: Недра, 1997. 213 с.
13. *Душин А. В., Игнатьева М. Н.* Экономическая оценка минеральных ресурсов: Реализация нового подхода в условиях Северного региона // *Известия Высших учебных заведений. Горный журнал.* 2005, № 1. С. 35–42.
14. *Ефимов А. А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. – М.: Наука, 1984. 232 с.
15. *Ефимов А. А.* Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // *Отечественная геология.* 1999, № 3. С. 31–39.
16. *Ефимов А. А., Ронкин Ю. Л., Зиндерн С. и др.* Новые U-Pb данные по цирконам плагтигранитов Кытлымского массива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // *Докл. АН,* 2005, т. 403, № 4. С. 512–516.
17. *Ефимов А. А., Ронкин Ю. Л., Матуков Д. И.* Новые U-Pb (SHRIMP-II) данные по циркону из щелочных тылаитов Косьвинского Камня: изотопный возраст горячего меланжа Платиноносного пояса Урала // *Доклады АН,* 2008, т. 423, № 2. С. 243–247.
18. Карта гидрогеологического районирования РФ м-ба 1 : 2 500 000. – М., 2004.
19. *Кейльман Г. А.* Классификационная система метаморфизма // *Геология метаморфических комплексов.* Т. СГИ, вып. 10. – Свердловск, 1983. С. 3–18.
20. *Кейльман Г. А., Золоев К. К.* Изучение метаморфических комплексов. – М.: Недра, 1989. 207 с.
21. *Краснобаев А. А., Бега Ф., Феритатер Г. Б., Монтеро П.* Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия Тагильского мегасинклинория // *Доклады АН,* 2007, т. 413, № 6. С. 785–790.
22. *Кузнецов Н. Б., Соболева А. А., Удортатина О. В., Герцева М. В.* Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид–тиманид. – Сыктывкар: ГЕОПРИНТ, 2005. 100 с.
23. *Кузнецов Н. Б.* Комплексы протоуралид–тиманид и позднедокембрийско–раннепалеозойская эволюция восточного и северо-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // *Автореферат диссертации доктора геолого-минералогических наук.* – М., 2009.
24. *Маегов В. И.* Петрология дунит-пироксенит-габбровой ассоциации Денежниковского массива. Платиноносный пояс Урала. – Екатеринбург: ОАО «УГСЭ», 2008. 75 с.

25. Методическое руководство по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (второго издания). – СПб.: Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», 2010. 164 с.
26. *Наркисова В. В.* Петрохимия позднеродовиковских–раннедевонских базальтоидов южной части Тагильской зоны Среднего Урала (по данным Уральской сверхглубокой скважины и околоскважинного пространства) // Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – М., 2005. 23 с.
27. *Наседкина В. А., Иванов К. С.* Результаты изучения конодонтов на Урале (основные итоги столетия) // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. Сборник научных трудов. – Российская академия наук, Уральское отделение, Институт геологии и геохимии им. А. Н. Заварицкого, 2007.
28. *Озеров В. С., Озерова Э. Н., Игнатович О. О.* Кембрийские диатремы верховьев Печоры (Северный Урал) // Литосфера, 2006, № 1. С. 91–101.
29. *Петров Г. А., Пучков В. Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника, 1994, № 1. С. 25–37.
30. *Петров Г. А.* Некоторые тектонические последствия каледонской коллизии, фиксируемые на Уральской окраине палеоконтинента Балтика // Современные вопросы геологии. – М.: Научный мир, 2003. С. 180–183.
31. *Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Маслов А. В., Свяжжина И. А., Рыбалка А. В., Лепихина О. П.* Время начала коллизии на Среднем и Северном Урале // Докл. РАН, 2008, т. 422, № 3. С. 365–370.
32. *Петров Г. А., Пушкарев Е. В., Ронкин Ю. Л., Тристан Н. И.* Новые данные о составе и возрасте метаморфического обрамления Кытлымского дунит-клинопироксенит-тылаит-габбрового массива (Средний Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Т. 2. – Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. С. 123–124.
33. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н. Л. Добрецов, Ю. Е. Молдавцев, А. П. Казак и др. – Новосибирск: Наука, 1977. 222 с.
34. *Попов В. С., Беляцкий Б. В.* Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива. Платиноносный пояс Урала // Доклады АН, 2006, т. 409, № 1. С. 104–109.
35. *Пучков В. Н.* Батальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. – Наука, 1979.
36. *Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа, 2000. 145 с.
37. *Пучков В. Н.* Эволюция литосферы: от Печорского океана к Тиманскому орогену, от Палеоуральского океана к Уральскому орогену // Проблемы тектоники Центральной Азии. – М.: ГЕОС, 2005. С. 309–342.
38. *Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Российская академия наук Уфимский научный центр, Институт геологии, 2010.
39. *Ронкин Ю. Л., Иванов К. С. и др.* Sm-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Тезисы докладов международного симпозиума. – М., 1997. С. 300–301.
40. *Свяжжина И. А., Петров Г. А.* Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на Уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента // Литосфера, 2011, № 6. С. 3–13.
41. *Сигов А. П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. – М.: Недра, 1969.
42. *Сигов В. А.* Новейшая тектоника Среднего и восточной части Южного Урала // Материалы по геоморфологии Урала. – М.: Недра, 1971. С. 61–73.
43. Стратиграфические схемы Урала и объяснительная записка к ним. – Екатеринбург, 1997.
44. *Тевелев А. В., Дегтярев К. Е., Тихомирова П. Л.* Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Приуралья // Очерки по региональной тектонике. Тр. ГИН РАН. Вып. 561. Т. 1: Южный Урал. – М.: Наука, 2005. С. 213–247.
45. *Трифонов В. П.* К вопросу о голоценовой тектонике Урала // Материалы по геоморфологии Урала. – Москва: Недра, 1991. С. 82–85.
46. *Удортатина О. В., Калинин Е. П., Никулова Н. Ю.* Зона контакта Ыджидягского массива и кварцитов тельпосской свиты (Северный Урал) // Труды Института геологии Коми научного центра УрО Российской академии наук. Вып. 121. 2007. Стр. 90–100.
47. Унифицированная региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Западно-Сибирской равнины. – Новосибирск: ИГНиг СО РАН, 2001.
48. Фации метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев, Н. В. Соболев, В. В. Хлестов. Под ред. акад. В. С. Соболева. – М.: Недра, 1970. 432 с.
49. *Шишкин М. А.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 (новая серия). Объяснительная записка. – Воркута: ОАО «Полярноуралгеология», 1998. 168 с.
50. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Сейсмофокальные палеозоны в геологической истории Урала // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Сборник докладов V Международной научной конференции «Чтения А. Н. Заварицкого», посвященной 115-летию со дня рождения А. Н. Заварицкого. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 105–120.
51. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношения магматизма и геодинамики // Геотектоника, 2003, № 2. С. 75–86.
52. *Beckholmen M., Glodny J.* Timanian blueschist-facies metamorphism in the Kvarokush metamorphic basement, Northern Urals, Russia // Gee D. G. and Pease V. (eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. – London. Memoris, 30: Geological Society, 2004. P. 125–134.
53. *Bosch D., Krasnobayev A. A., Efimov A. A., Savelieva G. N., Boudier F.* Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt // EUG 9. Abstracts Supplement N1, Terra Nova Volume 9, 1997. P. 122.

54. *Brown E. H.* The Crossite Content of Ca-Amphibole as a Guide to Pressure of Metamorphism // *Jorn. Petrol.* 1977. Vol. 18. N1. P. 53–72.
55. *Gee D. G., Pease V.* (eds) The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. – London. *Memoris: Geological Society*, 2004. 255 p.
56. *Jamieson H. A.* Metamorphism during Ophiolite Emplacement – the Petrology of St. Anthony Complex // *J. Petrol.*, 1981. Vol. 22. P. 397–449.
57. *Miyashiro A.* Calcium-poor garnet in relation to metamorphism // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1953. Vol. 4. N4. P. 179–208.
58. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Assotuation, Comission on new minerals and mineral names // *The Canadian Mineralogist.* 1997. Vol. 35. P. 219–246.
59. *Roberts D., Olovyanishnikov V.* Structural and tectonic development of the Timanide orogen // *Gee D. G. and Pease V.* (eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. – London. *Memoris*, 30: Geological Society, 2004. P. 47–57.
60. *Scarrow J. H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V.* The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? *Precambrian Research.* Volume 110. N1. 2001. P. 255–275.

Фондовая

61. *Абакумов В. Г., Смирнов В. С.* Отчет Сосьвинской партии о результатах поисковых работ на медь в бассейне рр. Манья, Бол. Сосьва, Мал. Сосьва на Приполярном Урале за 1966–1967 гг. – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1968.
62. *Абакумов В. Г., Касаткин М. П. и др.* Отчет Больше-Сосьвинской партии о результатах поисковых работ на медь в пределах зеленокаменной полосы Северо-Сосьвинского района Приполярного Урала (среднее течение рек Большая Сосьва и Манья) за 1969 год. – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1970.
63. *Агеенко В. Н., Тамарин Г. Г.* Геологический отчет Северо-Сосьвинской партии по поисковым работам на россыпное золото в бассейне р. Манья в 1967–1968 гг. – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1968.
64. *Белоусов А. П., Беседовский Ю. П. и др.* Металлогения восточной части Полярного, Приполярного, Северного Урала и Зауралья. Масштаб 1 : 500 000. – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1965.
65. *Богданов Н. В., Пименов Т. Г.* Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в верховьях рек Подчерема и Печоры, проведенных летом 1959 г. Верхне-Печорской поисковой партией. – Фонды ВКГРЭ, 1960.
66. *Боч С. Г., Волков С. Н. и др.* Геология Приполярного Урала. Геологическая карта масштаба 1 : 200 000 листов Q-40-XXXVI, Q-40-XXXI, P-40-VI, P-40-XII, P-40-XVIII, P-41-I, P-41-VII, P-41-XIII. – Л., 1948.
67. *Буханов А. В., Головень М. П. и др.* Поисковые работы на золото в пределах Усть-Маньинского рудно-экономическая узла за 2001–2003 гг. – Обнинск: Ханты-Мансийский филиал ТФГИ по УрФО, 2003.
68. *Водолазская В. П.* Государственная геологическая карта Российской федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Уральская серия. Лист P-40 (Североуральск). Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
69. *Гаврилюк И. В., Агеенко В. Н. и др.* Геологический отчет поисково-оценочной партии по поисково-оценочным работам на золото в 1965–1967 гг. в верховьях р. Сев. Сосьва. – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1967.
70. *Гаврилюк И. В. и др.* Геологический отчет по поисковым работам на россыпное золото в долинах рр. Манья, Мазапатья, Луцоулья, Котляя, Большая и Малая Сосьва, Лепля, Хултымья (Отчет Маньинской ПРП за 1968–1970 гг.). – Саранпауль: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1971.
71. *Генералов П. П., Засядько Г. Н., Турчак Л. Н.* Геоморфологические исследования территории Приполярного Урала с целью составления прогнозной карты на золото на геоморфологической основе масштаба 1 : 200 000. – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1970.
72. *Гетьман Д. С.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото в бассейне р. Манья с притоками Арбынья, Мазапатья, Панкья в 1985–1988 гг. Сосьвинская ГРЭ. – Саранпауль: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1989.
73. *Гетьман Д. С., Болтенков Н. Д., Чернышов Е. А.* Отчет о результатах поисковых работ на россыпное золото в долинах рек Большая, Малая и Северная Сосьва в 1990–1992 гг. – Саранпауль: Ханты-Мансийский филиал ТФГИ по УрФО, 1997.
74. *Глазырина Н. С. и др.* Подготовка к изданию специализированной эколого-геологической карты масштаба 1 : 500 000 территории Свердловской области. – Екатеринбург, 2001. 105 с.
75. *Дмитриев Л. М.* Поиски оловянных руд в районе бассейна р. Илыч (Результаты работ Илычской геолого-поисковой партии за 1938 г.). – Комигеолфонд, 1939.
76. *Душин В. А., Кошевой В. Н., Павлов М. М. и др.* Отчет Северной НИГЭ по теме 59-202-2000: Составление геологического атласа Урала территории Ханты-Мансийского автономного округа масштаба 1 : 500 000. – Екатеринбург: Ханты-Мансийский филиал ТФГИ по УрФО, 2002.
77. *Душин В. А., Кошевой В. Н. и др.* Выявление и типизация геодинамических обстановок формирования продуктивных породных ассоциаций уральской части Ханты-Мансийского автономного округа. – Екатеринбург: Ханты-Мансийский филиал ТФГИ по УрФО, 2006.
78. *Жданов А. В.* Легенда Уральской серии листов Госгеолкарты-1000/3. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2005.
79. *Зархидзе В. С.* Геологическая карта плиоцен–четвертичных образований листа P-40. – ЗАО «МИРЕ-КО», 2005.
80. *Иванов В. Н. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Торгово-Патокской площади на территории листов Q-40-131-A, Б, В, Г, 143-A (а, б), Б (а, б) с общими поисками. ГУТФИ РК. – Сыктывкар: Коми-геолфонд, 1995.

81. *Казаков И. И.* Переоценка прогнозных ресурсов золота коренного, золота россыпного, МПГ коренных, МПГ россыпных, меди, никеля, цинка, свинца на территории Уральского федерального округа по состоянию на 01.01.2010 года. – Екатеринбург: ТФГИ по УрФО, 2011.
82. *Касаткин М. П., Смирнов В. С., Абакумов В. Г.* Отчет Турватской партии о результатах поисковых работ на медь в бассейне рр. Манья, Большая Сосьва и Малая Сосьва на Приполярном Урале за 1968 год. – Саранпауль: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1969.
83. *Кириллин С. И., Стефановский В. В.* Гидрогеология // Объяснительная записка к Государственной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000. Лист Р-40. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2006.
84. *Колечин А. А., Сегаль Ю. З. и др.* Отчет о результатах геофизических работ, проведенных Североуральской сейсмической партией в Карпинском и Краснотурьинском районах Свердловской области в 1972–1974 годах. 1974.
85. *Контарь Е. С., Сурин Т. Н.* Отчет о выполнении договорной работы по теме: Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы в Уральском федеральном округе по состоянию на 1 января 2003 г. (медь, цинк, свинец). – Екатеринбург: ТФГИ по УрФО, 2002.
86. *Корвацкий Г. А.* Отчет о результатах предварительной разведки россыпных месторождений золота в верховьях р. Северная Сосьва в 1988–1992 гг. (ОАО «Сосьвапромгеология»). – Саранпауль: Ханты-Мансийский филиал ФГУ «ТФИ по УрФО», 1992.
87. *Котельников В. А., Кондиайн О. А.* Отчет о результатах маршрутных поисково-съёмочных работ м-ба 1 : 200 000, произведенных в бассейне верхнего течения рр. Илыча, Подчерья и Щугора в 1954 г. – Северо-Западное ГУ, Комигеолфонд, 1954.
88. *Крашенинников А. Л., Крашенинникова М. Л.* Результаты общих поисков россыпного золота в пределах Верхне-Печорской золотоносной площади. – Полярный: Комигеолфонд, 1985.
89. *Кропачев С. М., Попов М. Я. и др.* Подготовка к изданию прогнозно-металлогенических карт по меди колчеданного типа масштаба 1 : 200 000 и 1 : 50 000 с детализацией рудных узлов в Сосьвинском районе. – Воркута: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1980.
90. *Крылов И. Н., Ошев С. П. и др.* Отчет о результатах геологосъёмочных и поисковых работ Усть-Маньинской комплексной геолого-геофизической партии № 46/65-67 в верховьях р. Северной Сосьвы в 1965–1967 годах. Масштаб 1 : 50 000. Листы В-1-72-Б, Г (в. п.), В-2-61-А, В, В-2-61-В, Г (з. п.). – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1968.
91. *Крылов И. Н., Епьев А. А. и др.* Отчет о результатах геологосъёмочных и поисковых работ Маньинской комплексной геолого-геофизической партии № 52/67-69 в бассейне р. Лопсия в 1967–1970 гг. Масштаб 1 : 50 000. Листы Р-40-60-Б, Г, Р-41-49-В, Г (з. п.). – Тюмень: Главтюменьгеология Саранпаульская КГРЭ, Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1970.
92. *Кумков Ю. Г., Кржижановский Э. К. и др.* Гидрогеологические условия северной части Северного Урала (Отчет партии 1513 за 1964–1967 гг., масштаб 1 : 500 000). – Воркута: Комигеолфонд, 1967.
93. Легенда Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 / В. П. Водолазская. – Воркута: Коми-геолфонд, 2009.
94. *Ли О. В. и др.* Прогнозно-поисковые работы на железные руды контактово-метасоматического типа в пределах Нахорской площади (Отчет Усть-Маньинской поисковой партии о результатах прогнозно-поисковых работ по Государственному контракту № 4/06 от 08.02.2006 г. за 2006–2009 гг., ОАО РЭП «Березовское»). – Обнинск: Ханты-Мансийский филиал ТФГИ по УрФО, 2009.
95. *Лидер В. А.* Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1 : 500 000 и 1 : 200 000. – ТФГИ по УрФО, 1965.
96. *Лидер В. А.* Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1 : 500 000. – ТФГИ по УрФО, 1978.
97. *Львов К. А., Волков С. Н.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 200 000 / Под ред. И. Д. Соболева. – ТФГИ по УрФО, 1966.
98. *Лукин В. Г.* Прогнозно-поисковые работы на медные руды в пределах Котлиинско-Луцоульинской площади с выполнением детализационных работ на ключевых участках за 2007–2009 гг. – Екатеринбург: Ханты-Мансийский филиал ТФГИ по УрФО, 2009.
99. *Матвеева Е. В., Риндзюнская Н. М.* Анализ золотоносности и оценка прогнозных ресурсов рудного и россыпного золота восточного склона Северного и Приполярного Урала (ЦНИГРИ). – М.: Ханты-Мансийский филиал ФГУ ТФГИ по УрФО, 2001.
100. *Мельгунов А. Н.* Прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного, Приполярного и Полярного Урала на основе современных геолого-геофизических, минерагенических, геохимических и изотопных методов исследований. – СПб.: ФГУП ВСЕГЕИ, 2008.
101. *Миняйло Л. А. и др.* Геологический отчет Мало-Сосьвинской поисковой партии о результатах поисковых работ на россыпное золото в долинах рек: Иоутынья, Нахор, Лопсия, Котлия, Луцоуля, Бол. Сосьва, Мал. Сосьва и др. в 1970–1972 гг. – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1972.
102. *Миняйло Л. А.* Прогнозная оценка ресурсов россыпного золота южной части Северо-Сосьвинского Урала по состоянию на 01.01.1987 г. (Отчет по целевой теме: Разработать обоснование и внедрить расчет ресурсов россыпного золота Северо-Сосьвинского золотоносного района по категориям P_1 и P_2). – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1987.
103. *Негурица Э. Г., Севастьянов Г. И., Чащин А. Н. и др.* Геологическое строение верховьев рек Бол. Турупья, Гуяхлая, Воля. – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1970.
104. *Осадчук М. И., Котельников В. А.* Отчет поисково-ревизионной партии за 1955 г. – Сев.-зап. ГУ, Комигеолфонд, 1956.
105. *Острижный М. Ю., Деянова Е. В.* Детальные поиски на россыпное золото в верховьях бассейна р. Печоры. – Ухта: Комигеолфонд, 1983.

106. Павлов М. М., Кругликов Ю. В. и др. Отчет о производстве работ по геологическому доизучению масштаба 1 : 50 000 Нахорского участка листы Р-40-48-В, Г, Р-40-60-А, Б, В, Г, Р-41-49-В, Г-а, в (Отчет Уральской ПСП по работам 1976–1981 гг.). – Саранпауль: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1982.
107. Пахомов В. И. и др. Аэрогеофизические работы масштаба 1 : 200 000 (аэрогравиметрия, аэромагнитометрия, газовая съемка) и обработка многозональных космических снимков Западной части Ханты-Мансийского автономного округа-Югры с целью прогнозирования твердых полезных ископаемых и углеводородного сырья. – Ханты-Мансийский филиал ТФГИ по УрФО, 2005.
108. Петров Г. А., Ильясова Г. А., Останин С. Ю. и др. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Лист Р-40-XXXVI. – Екатеринбург: ТГФ КНР по Уральскому ФО, 2006.
109. Петров Г. А., Ильясова Г. А., Останин С. Ю. и др. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Лист О-40-VI. – Екатеринбург: ТГФ КНР по Уральскому ФО, 2009.
110. Проскурин Г. Ф., Бахтеев М. К., Ларионов Ф. М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Верхняя Печора. Северный Урал. Листы Р-40-82-Б, Р-40-83-А и Б (Отчет по поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000, проведенным Ключевской ГПСР ВКГРЭ-МГРИ в 1969–1971 гг. Воркутинская КГРЭ, Ухтинское ТГУ и НИС МГРИ Министерства ВМСО РСФСР). – М., Воркута: Комигеолфонд, 1972.
111. Проскурин Г. Ф., Бахтеев М. К., Ларионов А. М. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые территории листов Р-40-71-В и Г (Отчет по геолого-поисково-съёмочным работам масштаба 1 : 50 000, проведенным в 1972–1973 гг. Воркутинская КГРЭ, Ухтинское ТГУ). – М., Воркута: Комигеолфонд, 1974.
112. Проскурин Г. Ф., Лямин А. З., Грибанов Б. Н. и др. Производство групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на листах Р-40-58-А, Б, В, Г; Р-40-59-А, Б, В, Г; Р-40-71-А, Б (Отчет Печоро-Ильчской ГПСР по работам 1975–1976 гг. Полярно-Уральское ПГО, Воркутинская ГПЭ). – Воркута: Комигеолфонд, 1976.
113. Севастьянов Г. И., Павлов М. М., Кругликов Ю. В. и др. Геологическое строение рек Манья, Котлия, Луцоуля. Листы Р-40-72-А, Р-40-72-Б (з. ч.) и Р-40-72-В (с. ч.) (Отчет по результатам геологосъёмочных работ масштаба 1 : 500 000 Котлинской партии за 1969–1970 гг. Тюменская КГРЭ, Главтюменьгеология). – Комигеолфонд, 1971.
114. Севастьянов Г. Я., Нефедов В. А. и др. Отчет по результатам поисково-съёмочных работ масштаба 1 : 50 000 Южной партии за 1971–1974 гг. Листы Р-40-72-А, Б, В, Г, Р-40-84-Б, Р-41-61-А, В, Р-41-61-Б, Г (з.п.), Р-41-73-А, В, Р-41-73-Б, Г (з. п.) (Тюменская КГРЭ). – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1974.
115. Севастьянов Г. Я., Гетьман Д. С., Куделя В. Д. Отчет о результатах поисков россыпного золота в долинах рек Манья, Луцоуля, Котлия в 1983–1986 гг. – Саранпауль: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1987.
116. Севастьянов Г. Я. и др. Отчет о результатах предварительной разведки россыпных месторождений золота в верховьях р. Северная Сосьва за 1988–1991 гг. – Саранпауль: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1992.
117. Сидоров В. А. Отчет о массовых поисках урана Ухтинского ТГУ в 1964 г. – ГФ ЗГП.
118. Смирнов В. С. Отчет Южной геофизической партии № 50/70 о результатах работ в пределах зеленокаменной полосы Северо-Сосьвинского района Приполярного Урала. – Тюмень: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1971.
119. Степанов А. Е., Виноградов В. Б. и др. Отчет о подготовке геохимической и геофизической основы масштаба 1 : 50 000 для Тарньерской площади в пределах листов Р-40-120-А, Р-40-120-Б, Р-40-120-В, Р-40-120-Г. – Екатеринбург: ТГФ КНР по Уральскому ФО, 1992.
120. Терентьев Р. А. Геологический отчет по объекту 102-35/06: Создание геохимических основ и прогнозная геолого-геохимическая оценка ресурсного потенциала территории Приполярного и Полярного Урала (ЯНАО, ХМАО, Свердловская обл.) за 2006–2009 гг. (ФГУП «ИМГРЭ»). – М.: ВГФ, 2009.
121. Трущев М. Г. Геология и генетические типы полиметаллических рудопоявлений на р. Ильче и перспективы обнаружения промышленных месторождений (Печорский Урал). – Коми ФАН, Комигеолфонд, 1954.
122. Уфимцев В. А. Отчет по аэрогеофизической съемке, выполненной на Северном Урале. – Свердловск: ТГФ КНР по Уральскому ФО, 1963.
123. Чернышов Е. А., Немшинов В. А., Таскаев А. И. Отчет о результатах общих поисков медноколчеданных месторождений на Северо-Сосьвинской площади (Саранпаульская геофизическая партия, 1982–1984 гг.). – Саранпауль: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1984.
124. Чурсин А. В. Геофизические поиски масштаба 1 : 50 000 для локализации новых рудных районов (узлов) и полей в северной части Западно-Тагильской мегазоны. – Екатеринбург: ТГФ КНР по УрФО, 2009.
125. Шалагинов В. В. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. – Екатеринбург: ТГФ КНР по УрФО, 2002.
126. Шибанов П. Н., Лукин Ю. С. Отчет о результатах проведенных геолого-поисковых работ на пьезокварц 4-ой партией в 1961 г. (6-ое Главное Управление). – Комигеолфонд, 1962.
127. Шилов В. А. и др. Государственная геологическая карта масштаба 1 : 200 000. Лист Р-40-XXIV. – Фонды ОАО УГСЭ, 1994.
128. Шуб В. С. Геоморфологическая карта Урала масштаба 1 : 500 000. – Свердловск: ТГФ КНР по УрФО, 1970.
129. Шумов В. Н., Анохин О. М. и др. Выполнение электроразведочных работ методом переходных процессов в воздушном варианте в Сосьвинском рудном районе (Партия № 8, 1977–1979 гг.). – Александров: Тюменский филиал ТФГИ по УрФО, 1979.

Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-40-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название месторождения	Тип (К – коренное, Р – россыпное)	Номер по списку использованной литературы	Примечание, состояние эксплуатации
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Благородные металлы					
<i>Золото россыпное</i>					
III-4	4	р. Манья	Р	10, 116	Малое. Лицензионный объект. Запасы С ₁ на листе Р-40-ХVIII около 50 кг (всего 457 кг), С _{ср} - 282 мг/м ³
IV-4	7	р. Бол. Сосьва	Р	10, 116	Малое. Лицензионный объект. Запасы С ₁ - 90 кг, С _{ср} - 252 мг/м ³
IV-4	12	р. Луцоуля	Р	10, 116	Малое. Лицензионный объект. Запасы С ₂ - 58 кг, С ₁ - 21 кг, С _{ср} - 343 мг/м ³

Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), радиоактивных (РА) и гравитационных (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-40-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Черные металлы				
<i>Железо</i>				
I-2	2	Атертумп	94	П. Три зоны тонкой магнетитовой минерализации в базальтоидах. Сод. Fe до 15,44%. Прогнозные ресурсы 203,1 млн т железа общего. Не перспективно
II-2	8	2,8 км восточнее г. Тосемактатумп	112	ПМ. В элювиально-делювиальных глыбах вкрапленность гематита до 30%
III-2	1	хр. Мань-Пупуньер	112	ПМ. Вкрапленность гематита в хлорит-кварцевых сланцах. Глыба магнетита
IV-1	3	г. Чеплан	112	ПМ. Рудное тело представлено жилой мощностью 1,5 м гематит-эпидот-хлорит-кварцевого состава, содержание чешуйчатого гематита до 30-40%
IV-2	3	хр. Балбаньиз	112	ПМ. Скопление валунов и полуокатанных обломков гематита и гематитовых сланцев. Глыба гематита до 0,5 м
IV-3	11	Рудопоявление 170	114	ПМ. Вкрапленность магнетита в кварцитах (20-40%). Сод. Fe _{общ.} 27,23%, TiO ₂ 4,95%, MnO 1,38%
IV-4	22	Проявление 199	114	ПМ. Элювиально-делювиальные глыбы горнблендитов со шлирами титаномагнетита. Fe ₂ O ₃ 69,7%, TiO ₂ 3,44% (штуфное опробование)
IV-4	25	Проявление 212	114	П. Титаномагнетитовая минерализация в горнблендитах Ялпингньёрского массива. В штуфах: Fe ₂ O ₃ 29,17%, V ₂ O ₅ 0,3%, TiO ₂ 1,04%, P ₂ O ₅ 0,3%
IV-4	26	Ялпингньёр	114	П. Вкрапленность, шлиры (40-50%) и сплошные выделения (0,2 м) титаномагнетита в габро на контакте с плагиоклазитами, мощность рудной зоны 1 м. Fe ₂ O ₃ 29,9-51,8%, TiO ₂ 1,96-2,4%, V ₂ O ₅ 0,16-0,35%, Pt до 0,03 г/т
Цветные металлы				
<i>Медь</i>				
I-3	1	Без названия	77, 106	ПГХО. Группа сближенных ПГХО (%): Cu - 0,1, Pb - 0,01, Nb - 0,01
I-3	4	Южно-Иоутыньинское (Проявление 37)	77, 106	ПМ. Кварцевая жила с сульфидами. Cu 2%, Pb 0,1%
I-3	7	Проявление 43	77, 106	ПМ. Сланцы амфибол-хлорит-полевошпатовые. Жила кварц-карбонатная с медной зеленью. Cu 0,1%, Ag до 3,3 г/т
I-3	8	Южно-Нахорское (Проявление 44)	77, 106	ПМ. Кварцевая жила. Cu 0,2-0,5%
I-4	1	Проявление 35a	106	ВГХО. Cu 0,01%
I-4	4	Проявление 38	106	ВГХО. Cu 0,01%
I-4	6	Проявление 45	106	ПГХО. Cu 0,01%
I-4	7	Без названия	106	ПГХО. Cu 0,1%
I-4	8	Без названия	106	ПГХО. Cu 0,1%
II-3	2	Проявление 59	106	ВГХО. Cu 0,01%
II-3	4	Верховья левого притока р. Ыджидяга	106	ПГХО. Cu 0,1%, Au 0,03 г/т

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-3	7	Южно-Лопсийское (Проявление 75)	106	ПМ. Прожилки кварца в сланцах серицит-кварц-хлоритовых с сульфидами. Cu 0,24% (штучная проба)
III-3	3	Аномалия 6а	114	ВГХО. Cu 0,01%, Pb 0,003%
III-3	7	Проявление 32	67, 114	ПГХО. Развалы метадолеритов с густой вкрапленностью полуокисленных сульфидов (пирит, халькопирит, «медная зелень») в количестве 10-20%. Содержание меди по спектральному анализу более 1%, Au 2,4 г/т (золотоспектрометрия)
III-3	8	Канавы 52	67	ПГХО. Канавы 52. Инт. 71,5-74,2 м среди metabазальтов интенсивные лимонитизация и вкрапленность пирита (до 10-15%). Содержание Cu 1,0% (спектральный анализ)
III-3	9	Проявление 33	114	ПМ. Полевошпат-хлорит-амфиболовые сланцы с прожилками кварца с сульфидами. Содержание: Cu - 1,0%, Zn - 0,1%, Ag - 1 г/т
III-3	10	№91	67	ПГХО. В хлорит-амфиболовых сланцах густая вкрапленность сульфидов, содержание Cu 1,0%
III-4	1	Северо-восточнее г. Арбынтур	114	ВГХО. Cu 0,006%, Zn 0,01%, Pb 0,001%
III-4	6	Проявление 19	114	ПМ. Субвертикальная зона дробления в гематитизированных андезибазальтах мощностью 0,4 м. В цементе брекчии сульфидная вкрапленность и медная зелень. По хим. анализу сод. Cu 1,0%
III-4	9	Маньинское (Проявление 47)	114	ПМ. В альбит-эпидот-гематитовых метасоматитах прожилки и вкрапленность сульфидов. Cu до 0,6-0,8%
III-4	13	Сунтупсос	114	ВГХО. Cu 0,006%, Zn 0,01%
III-4	14	Западнее г. Сунтупсос	114	ВГХО. Cu 0,006-0,03%
III-4	15	Без названия	90	ГА. Положительная гравитационная аномалия. Расчетная глубина до верхней кромки объекта - 50 м
IV-2	7	Без названия	112	ПГХО. Повышенное содержание меди (до 0,12%)
IV-3	10	Котлия	114	ВГХО. Cu 0,006%, Pb 0,0005%, Ba 0,02%
IV-3	18	Юго-восточнее отм. 507,4 м	114	ПГХО. Фельдшпатизированные породы. Cu 0,3%
IV-4	1	Усть-Котлия 1	114	ВГХО. Cu 0,01%, V 0,01%
IV-4	2	Усть-Котлия	98	ПМ. Кварцевый штокверк в к/з габбро, мощность кварцевой жилы до 0,6 м. В жиле вкрапленность пирита и халькопирита, медная зелень и синь. Хим. анализ: Cu 0,32-0,8%, Zn<0,005, Pb<0,005%, S 0,02-0,27%, Au<0,01 г/т, Ag 1,2-2,9 г/т
IV-4	3	Без названия	90	ГА. Положительная гравитационная аномалия, перспективная на медно-колчеданное оруденение
IV-4	4	Большесосвинское (Проявление 101)	61, 114	П. Зона прожилково-вкрапленной сульфидной пиритовой (с магнетитом) минерализации в дацитах и кварц-альбит-серицитовых метасоматитах. В скв. 377 максимальная мощность рудного тела 4,6 м, среднее содержание Cu 0,85% (до 2,49% на 0,4 пог. м), Fe до 31,36%, Au до 0,16-0,26 г/т
IV-4	6	Без названия	90	ГА. Положительная гравитационная аномалия, перспективная на медно-колчеданное оруденение
IV-4	9	Канавы 42	98	ПМ. В канаве сланцы эпидот-хлорит-кварц-альбитового состава (по дацитам) примазки медной зелени и с мелкой вкрапленностью пирита (до 1-2%). В единичной штучной пробе по спектр. анализу: Cu 1%, Ag 0,2%
IV-4	10	Северо-Луцоульинское	98, 114	ПГХО. Среди перидотитов тело роговообман-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
		(Проявление 136)		ковых габбро-пегматитов с вкрапленностью пирита (до 1-2%), реже халькопирита. Cu до 0,1%, Pb до 0,15%, Zn 0,012%
IV-4	16	Скважина 51	98	ПМ. Вкрапленность пирита (до 2%) в серицитизированных, карбонатизированных и окварцованных хлорит-карбонат-кварцевых, хлорит-кварцевых сланцах. В инт. 29,5-30,0 м редкие примазки медной зелени, где по спектральному ан. Cu 0,96%, Ag 0,28%
IV-4	17	Проявление 171	114	ВГХО. Cu 0,01%, в центре до 0,02%
IV-4	18	Южнее отм. 398,1 м	114	ПГХО. Cu 0,1%
IV-4	21	Без названия	114	ВГХО. Cu 0,01%
<i>Свинец, цинк</i>				
II-3	1	550 м южнее выс. 875,5 м	106	ПГХО. Pb 0,1%
II-3	8	Западно-Мазапатгьинское	106	ПГХО. Группа сближенных геохимических аномалий. В песчаниках, серицит-кварцевых, кварц-хлорит-полевошпатовых сланцах (с вкрапленностью сульфидов) сод. Pb 0,1%, Zn до 0,2%
IV-1	1	Без названия	112	ПГХО. Повышенные концентрации свинца (0,01%) и бария (до 1,2%)
IV-1	2	Без названия	112	ПГХО. Повышенные концентрации свинца (0,01%) и бария (до 1,2%)
IV-3	17	Южнее отм. 507,4 м	114	ПГХО. Фельдшпатизированные породы. Pb 0,2%
IV-4	14	№73	67	ПГХО. В сланцах и песчаниках прожилково-вкрапленная пиритовая минерализация мощностью 15-20 м. Pb до 0,21%, Zn до 0,01%
IV-4	24	Проявление 203	114	ПГХО. Pb 1,0%
<i>Цинк</i>				
II-4	3	Хунтынья (Проявление 62)	106	ВГХО. Zn 0,01% (в дацитах Zn до 0,1%)
IV-4	13	Котлинское 2	98, 114	ПГХО. Зона контакта плагиогранитов и обожженных серитизированных, карбонатизированных и окварцованных хлорит-актинолит-альбит-кварц-эпидотовых сланцев с линзами и будинами жильного кварца. По спектральному анализу 18 проб Cu до 0,016%, Zn до 0,14%, Pb до 0,017%. Хим. анализ 2 проб Au<0,1 г/т, Ag<2 г/т
<i>Молибден</i>				
I-4	2	Юго-восточный склон г. Канья-Таляхтумп	106	ПГХО. Mo 0,001%, Cu 0,1%
I-4	5	Без названия	106	ПГХО. Mo 0,001%
IV-3	14	Без названия	114	ПГХО. Фельдшпатизированные породы. Mo 0,001-0,005%, Nb 0,001-0,005%, Y 0,01%
Редкие металлы, рассеянные и редкоземельные элементы				
<i>Ниобий, иттрий</i>				
I-2	5	Без названия	112	ПГХО. Повышенное содержание ниобия (>0,1%) в коренных породах
II-3	5	Без названия	106	ПГХО. Группа сближенных геохимических аномалий Nb 0,01%, Y 0,02%, Be 0,001%, Cu 0,1%
IV-3	2	Без названия	114	ПГХО. Фельдшпатизированные породы. Nb 0,02%
IV-3	5	Без названия	114	ПГХО. Фельдшпатизированные породы. Nb 0,02%
IV-3	6	Севернее выс. 487,4 м	114	ВГХО. Nb 0,002%
IV-3	16	Севернее отм. 507,4 м	114	ПГХО. Полевошпатовые породы в польинской свите. Nb 0,005%, Y 0,01%
Благородные металлы				
<i>Золото</i>				
I-3	2	Южно-Иоутыньинское	68, 100	ПМ. Конгломераты саранхапнёрской свиты с кварцевыми жилами
I-4	3	Правый борт р. Нахор	81	ПМ. Au 0,1 г/т
II-1	1	р. Ичетляга	68	ШП. Длина около 8 км

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-1	2	р. Ыджидяга	68, 112	ШП. В шлихах золота содержится от 10-12 до 35-38 знаков. Шеелит в аллювии - сотни знаков. Ассоциация с цирконом, ортитом, монацитом. Длина потока около 32 км
II-3	3	Лопсийское-2 (Проявление 58)	106	ПМ. В пиритизированных (пирита 1%) андезитах по хим. анализу сод. Au 0,1 г/т (штуфная проба)
II-3	6	Южно-Лопсийское (Проявление 69)	106	ПМ. Кварцевые конгломераты саранхапнёвской свиты. Сод. по бороздovому опробованию Au 0,25 г/т, Cu 0,1%
II-3	9	Проявления 72 и 73	106	ПМ. Кварцевые жилы с сульфидами. Au 0,1 г/т, Cu 0,11-0,4%, Zn 0,22%
II-3	10	Обнажение 5012	ГДП-200 Лопсийской площади	ПГХО. Элювий кварцевых гравелитов с углеродисто-мусковит-кварцевым цементом. Сод. Au 0,13 г/т
II-4	1	Без названия	106	ПГХО. В углеродистых сланцах Au 0,01-0,06 г/т
II-4	2	Лопсийское (Проявление 47)	106	ПМ. В картировочной скважине №2298 в инт. 26-29 м в метавулканитах с вкрапленностью сульфидов сод. Au 0,15-0,25 г/т (по золото-спектрометрическому анализу)
III-2	2	руч. Верхний Ключик	65, 88, 105	П. Долинная и террасовая россыпь. Ср. сод. золота 3,5 г/м ³ , запасы 39,3 кг (1944 г.). Добыто 10 кг золота
III-2	3	Канавы 67	67	ПГХО. Канавы 67, инт. 24,0-26,5 м, зона дробления и интенсивной пиритизации в сланцах. Au 0,2 г/т
III-3	1	Высота 660,8 м	114	ПМ. Серицит-актинолит-альбитовые сланцы гидротермально измененные (окварцевание, альбитизация и пиритизация). Общая зараженность участка Au от 0,1-0,3 до 1,4 г/т
III-3	2	№19	67	ПГХО. Au 0,1 г/т
III-3	4	В 250 м к северо-востоку от выс. отм. 694,2 м	14	ПГХО. Au 0,2 г/т
III-3	6	Верховья р. Тосемтоу 1	67	П. Конгломераты саранхапнёвской свиты. Au до 2,5 г/т
III-3	11	Верховья р. Тосемтоу	67, 114	П. Конгломераты саранхапнёвской свиты с кварцевыми жилами 1-30 см. Содержание Au в конгломератах 0,7-2,0 г/т. золото пластинчатой формы, окатано, полуокатано размером 0,2-0,3 мм, пробность от 770 до 970
III-3	12	Без названия	114	ПГХО. Конгломераты саранхапнёвской свиты. Au 0,3 г/т
III-3	13	Водораздел рр. Манья-Тосемтоу	114	ПГХО. В окварцованных сланцах хомасьинской свиты. Au 0,3 г/т
III-3	14	№46	67	ПГХО. Филлитовидные сланцы польинской свиты, Au 0,1 г/т
III-3	15	№45	67	ПГХО. Зеленые сланцы хомасьинской свиты, Au 0,1 г/т
III-3	16	№47	67	ПГХО. Амфиболитизированные сланцы польинской свиты, Au 0,2 г/т
III-3	17	Северо-западный склон г. Янытумп	114	ПГХО. В сланцах хомасьинской свиты Au до 0,5 г/т
III-3	18	Янысос	67	ПГХО. В сланцах хомасьинской свиты сод. Au 0,4 г/т
III-4	2	№18	67	ПГХО. В вулканитах именновской свиты Au 0,4 г/т
III-4	3	Левый берег р. Манья	67	ПМ. В долерите сод. Au 1,0 г/т
III-4	5	Правый борт р. Манья	67	ПМ. Раздробленные гематизированные андезибазальты и их туфы с сульфидной вкрапленностью. Сод. Au 1,0 г/т
III-4	7	р. Мазапатыя	114	П. Прогнозируемая россыпь. Кат. P ₁ - 91 кг, C _{ср} - 107 мг/м ³ . Длина 5,0 км, ширина 60 м, мощность 3,0 м
III-4	8	Проявление 313	114	ПГХО. Сближенные аномалии в зоне контакта плагиогранитов с измененными вулканитами

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
				(эпидотизация, гематитизация прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация). В плагиогранитах и метасоматитах Au 0,1-0,5 г/т, Cu 0,6-0,8%
III-4	10	Проявление 43	67	ПМ. В сульфидизированных серпентинитах содержание золота 0,5 г/т (пробирный анализ)
III-4	11	Верхнеманьинское (Проявление 62)	114	ПМ. Габбро-амфиболиты с кварцевыми прожилками, в амфиболитах вкрапленность пирита, халькопирита, содержание Au 0,2-0,4 (до 1,0 г/т)
III-4	12	№44	67	ПМ. Обломки сульфидизированного кварца, Au 1,0 г/т
IV-2	1	Без названия	112	ПГХО. Серия сближенных аномалий. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-2	2	р. Печора	105	ШП. Шлиховое опробование через 200 м. Выявлен шлиховой поток слабой интенсивности. Весовые содержания (5-196 мг/м ³) в 13 пробах
IV-2	4	Водораздельное	111	ПМ. Серицитизированные, альбитизированные метабазалты с кварц-альбитовыми, кварц-эпидотовыми, турмалин-кварц-эпидотовыми прожилками с сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит). Содержание золота до 0,14 г/т
IV-2	6	Верховья р. Котлия	67	ПГХО. Серия сближенных аномалий. Хлоритовые сланцы, метавулканыты, кварцевые метасоматиты с вкрапленностью пирита, обохренные, кварцевые жилы с вкрапленностью пирита и медной зеленью. Сод. Au от 0,1 до 0,8 (в кварцевой жиле) г/т
IV-2	10	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,064 г/т
IV-2	11	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,064 г/т
IV-2	12	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-2	13	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-2	15	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-2	16	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-2	17	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-2	18	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-2	20	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-2	21	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-2	22	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-2	23	Без названия	111	ПГХО. Содержание золота 0,025-0,11 г/т
IV-3	1	Водораздел рр. Тосемтоу - Луцоуля	114	ПГХО. Фельшпатизированные породы польвинской свиты. Au 0,2 г/т
IV-3	3	Участок Луцоульинский	114	П. Три дислоцированные зоны окварцованных, пиритизированных и серитизированных слюдисто-хлорит-альбит-кварцевых сланцев хомасьинской свиты. Au 0,9-2,9 г/т, Ag 10,2 г/т, Cu 0,05%, Zn 0,1%, Mo 0,002%
IV-3	4	р. Луцоуля (верховья)	114	П. Россыпь золота прогнозируемая. Кат. P ₂ - 56 кг, C _{ср} - 132 мг/м ³ . Длина 4,7 км, ширина 15-20 м, мощность 2,0-2,8 м
IV-3	7	Проявление 123, 124	114	ПГХО. В метасоматитах по сланцам сод. Au 0,2 г/т. Расположено в единой структуре с проявлением Участок Луцоульинский
IV-3	8	Без названия	114	ПГХО. В углеродистых сланцах Au 0,1 г/т
IV-3	9	р. Котлия (верховья)	114	П. Россыпь золота прогнозируемая. Кат. P ₂ - 82 кг, C _{ср} - 130 мг/м ³ . Длина 3,7 км, ширина 15-30 м, мощность 2,8-5,8 м
IV-3	12	Таляхтумп	114	ПГХО. Au 0,02-0,06 г/т
IV-3	13	Южно-Котлинское (№163)	114	ПМ. Сланцы серицит-кварцевые, серицит-карбонат-кварцевые, обохренные. Au 0,2-0,7 г/т, Zn 0,3%
IV-3	15	Без названия	114	ПГХО. Au 0,02 г/т, Nb 0,01%
IV-4	5	Обнажение 5044	ГДП-200 Лопсиской площа-	ПМ. Зонки кварцевых прожилков с вкрапленностью сульфидов и эпидот-кварц-

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
			ди	скаполитовых метасоматитов в диоритах. Сод. Au 0,11-0,88 г/т, Cu 0,422%, Pb 0,017%, Zn менее 0,002%
IV-4	8	№69	67	ПМ. Измененные основные породы, Au 0,7 г/т
IV-4	15	р. Котляя (ниж. течение)	115	П. Россыпь золота прогнозируемая. Кат. P ₁ - 43 кг, C _{ср} - 121 мг/м ³ . Длина 1,6 км, ширина 15-40 м, мощность 2,0-3,2 м
IV-4	19	р. Бол. Сосьва (верховья)	69, 70, 86	П. Россыпь золота. Кат. P ₁ - 43 кг, C _{ср} - 121 мг/м ³ . Длина 6 км, ширина 30 м, мощность 4,4 м
IV-4	20	Южно-Сосьвинское	68	ПМ. Нет данных
IV-4	23	рр. Бол. Сосьва - Сысья	69, 70, 86	П. Россыпь золота прогнозируемая. Категория P ₃ - 130 кг, C _{ср} - 130 мг/м ³ . Длина 8,5 км, ширина 30 м, мощность 4 м
<i>Серебро</i>				
I-3	3	Проявление 36	77, 106	ПГХО. Сланцы амфибол-хлоритовые с сульфидами. Ag 3,8 г/т
I-3	5	Проявление 41	77, 106	ПГХО. Жила карбонат-кварцевая с лимонитом, медной зеленью. Ag 4,6 г/т
I-3	6	Проявление 42	77, 106	ПГХО. Ag 3,2 г/т
<i>Платина и платиноиды</i>				
IV-2	5	Без названия	112	ПГХО. Повышенное содержание платины (до 0,015 г/т)
IV-2	8	Без названия	112	ПГХО. Повышенное содержание платины (до 0,015 г/т)
IV-2	9	Без названия	112	ПГХО. Повышенное содержание платины (до 0,015 г/т)
IV-2	14	Без названия	112	ПГХО. Повышенное содержание платины (до 0,015 г/т)
IV-2	19	Без названия	112	ПГХО. Повышенное содержание платины (до 0,015 г/т)
IV-4	11	Луцоульинское	98	ПМ. В апатит-эпидотсодержащих пироксенитах с редкой (1-2%) вкрапленностью пирита, реже халькопирита по спектральному анализу Cu до 0,06%, Zn до 0,018%, Pb до 0,002%. В дубликate спектральной пробы Pd 0,382 г/т, Pt 0,272 г/т, Au 0,018 г/т
Радиоактивные элементы				
<i>Уран, торий</i>				
I-1	1	2 км юго-восточнее г. Сотчемьель	112	РА. Локальная аномалия с преимущественно урановой минерализацией, по данным АСГС
I-1	2	Левый берег р. Ичетляга	124	РА. Повышенная гамма-активность, аномалии урана (до 4,7 г/т) и тория (до 14,5 г/т), МЭД до 8 мкР/ч, по данным АСГС
I-2	1	Без названия	124	РА. Повышенная гамма-активность и аномалии урана (до 19,5 г/т, МЭД до 21 мкР/ч, по данным АСГС)
I-2	3	Правый берег р. Ичетляга	124	РА. Аномалия тория (до 15,5 г/т) и калия до 1,5% по данным АСГС
I-2	4	Без названия	124	РА. Аномалия тория (до 28,5 г/т), повышенная гамма-активность (МЭД до 21 мкР/ч), сод. калия до 4,5% по данным АСГС
I-2	6	г. Торрепорреиз	112	РА. Локальная аномалия с преимущественно урановой минерализацией, по данным АСГС
II-2	1	Без названия	112, 124	РА. Аномалии тория (до 15 г/т) и калия (до 2,4%) по данным АСГС
II-2	2	Без названия	112	РА. Локальная ториевая аномалия, по данным АСГС
II-2	3	Без названия	112	РА. Локальная ториевая аномалия, по данным АСГС
II-2	4	Без названия	112	РА. Локальная ториевая аномалия, по данным АСГС
II-2	5	Без названия	112	РА. Повышенная гамма-активность и аномалии урана, по данным АСГС

Индекс клетки	Номер на карте	Вид полезного ископаемого и название проявления, пункта минерализации, ореола и потока	Номер по списку использованной литературы	Тип объекта, краткая характеристика
II-2	6	Без названия	112	РА. Локальная ториевая аномалия, по данным АСГС
II-2	7	Без названия	124	РА. Аномалия тория (до 19 г/т), сод. калия до 2,7%, по данным АСГС
II-2	9	Без названия	112, 114	РА. Локальная аномалия тория (до 11,5 г/т), по данным АСГС
II-2	10	Бджидлягское	117	П. Выявлено 2 полосы развалов радиоактивных пород интенсивностью от 70 до 700 мкР/ч протяженностью 5 и 10 км. В микроклинизированных конгломератах вкрапленность торита-оранжита. В коренном обнажении содержание урана 0,01% на мощность 3,8 м. На уран оценено отрицательно
II-2	11	Без названия	112	РА. Локальная аномалия (по данным АСГС), преимущественно с урановой минерализацией
II-2	12	Без названия	112	РА. Локальная аномалия калия до 2,4%, по данным АСГС
III-3	5	Верхнеманьинская	67, 124, данные Григорьевской ГСП	РА. Аэрогаммаспектрометрическая аномалия урана, калия и тория. Сод. U до 4,5-5 г/т, Th до 16,5 г/т, K до 3,6%, МЭД до 13,5 мкР/ч. МЭД по данным маршрутной гамма-съемки до 20-25 мкР/ч
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Химическое сырье				
<i>Барий</i>				
IV-1	1	Без названия	112	ПГХО. Повышенные концентрации бария (до 1,2%) и свинца (0,01%)
IV-1	2	Без названия	112	ПГХО. Повышенные концентрации бария (до 1,2%) и свинца (0,01%)
Минеральные удобрения				
<i>Фосфорит</i>				
II-4	4	Проявление 79	106	П. Незначительная линзовидная залежь приуроченная к терригенным образованиям нижнего девона. Глины с обломками афанитовых пород светло-серого цвета. В штучной пробе содержание (%): P ₂ O ₅ - 22,29, SiO ₂ - 20,4, Al ₂ O ₃ - 5,23

Список прогнозируемых объектов и их прогнозных ресурсов

№ п/п	Наименование и ранг объекта, его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км ²	Вид полезного ископаемого	Характеристика, оценочные параметры, тип оруденения*	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов полезных ископаемых	Количество ресурсов**	Рекомендуемые виды работ и их очередность***	Источник информации по списку литературы
1	1.0.1 Pb ₂ Zn/O ₂ -S ₁ Шантым-Прилукский цинково-свинцоворудный узел потенциальный	300	Свинец, цинк, медь	Полиметаллическое стратиформное q _{эп} (Pb) - 3,0, q _{эп} (Zn) - 0,25, K ₁ - 0,2, K ₂ - 0,9, K ₃ - 0,91 н/м****	ГСП-50	P ₃	Pb - 147 Zn - 12	П-50 III очередь	Авторские
2	3.0.1 Au/O ₁₋₂ Няйсманьинско-Тосемтоуская золоторудная зона потенциальная	500	Золото	Золото-кварцевое, золотосульфидно-кварцевое q _{эп} - 1,5, K ₁ - 0,5, K _н - 0,1 с/с	ГСП-50	P ₃	Au - 37	П-50 I очередь	Авторские
3	4.0.1 Cu,Zn/O ₃ -S ₁ Малососьвинская цинково-меднорудная зона потенциальная	30	Медь, цинк	Медно-колчеданная q _{эп} (Cu) - 38, q _{эп} (Zn) - 42, K ₁ - 0,5, K _н - 0,05 с/с	ГСП-50, П-25	P ₃	Cu - 28 Zn - 31	П-25(10) II очередь	Авторские
4	6.1.0.1 Au Верхнеключикское золотороссыпное поле потенциальное	L - 2800	Золото	Золотоносных россыпей l - 36, h - 3,1, C - 310, K _н - 0,7 в/с	П-25	P ₁	Au - 0,064	О I очередь	Авторские
5	7.1.1.1 Au Мазапатынское золотороссыпное поле потенциальное	L - 5000	Золото	Золотоносных россыпей l - 60, h - 2,8, C - 107, K _н - 1,0 в/в	П-25	P ₁	Au - 0,091	Р I очередь	72
6	7.1.2.1 Au Луцоульинское россыпное поле потенциальное	L - 16500	Золото	Золотоносных россыпей l - 18,5, h - 3,3, C - 135, K _н - 1,0 в/в	П-50	P ₁	Au - 0,127	Р I очередь	Авторские
7	7.1.2.2 Au Котлиинское россыпное поле потенциальное	L - 11000	Золото	Золотоносных россыпей l - 21, h - 3,3, C - 146, K _н - 1,0 в/в	П-50	P ₁	Au - 0,11	Р I очередь	Авторские
8	7.1.2.3 Au Большесосьвинское россыпное поле потенциальное	L - 6000	Золото	Золотоносных россыпей l - 30, h - 4,4, C - 130, K _н - 1,0 с/с	П-50	P ₂	Au - 0,1	О II очередь	Авторские
9	7.1.2 Au Верхнебольшесосьвинский золотороссыпной узел	L - 8500	Золото	Золотоносных россыпей l - 30, h - 4, C - 130, K _н - 1,0 с/с	П-50	P ₃	Au - 0,13	П II очередь	Авторские
10	6.1.1 Au Ыджидлягский золото россыпной узел потенциальный	L - 51000	Золото	Золотоносных россыпей l - 350, h - 2,1, C - 230, K ₁ - 0,4, K ₂ - 0,7 с/с	ГСП-50	P ₃	Au - 2,4	П II очередь	Авторские

Примечания:

* Параметры объектов, принятые для оценки прогнозных ресурсов: q_{эп} – удельная площадная продуктивность эталонного объекта, для меди, цинка, свинца в тыс. т/км², для золота в т/км²; S – площадь объекта, км²; K₁ – коэффициент подобия; K₂ – коэффициент достоверности (надежности); K₃ – доля потенциально продуктивных образований; L – длина

прогнозного участка, м (для россыпей); l – ширина прогнозного участка, м (для россыпей); h – глубина прогноза, м или мощность рыхлых отложений, м (для россыпей); C – принятое для оценки содержание россыпного золота (мг/м^3).

** Количество ресурсов – для меди, цинка, свинца в тыс. т, для золота в т.

*** Рекомендуемые геологоразведочные работы (П-50 (25, 10) – поисковые работы в масштабе 1 : 50 000 (1 : 25 000, 1 : 10 000); П – поисковые работы на россыпное золото, О – оценочные работы на россыпное золото, Р – разведочные работы на россыпное золото).

**** Оценка перспективности объектов (числитель – степень перспективности: в – высокая, с – средняя, н – низкая; знаменатель – надежность ее определения: в – вполне надежное, с – средней надежности, м – малой надежности).

Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых

Группа, подгруппа полезных ископаемых	Вид полезного ископаемого	Количество прогнозируемых объектов	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы*
Металлические				
Цветные металлы	Свинец	1	P ₃	147
	Цинк	2	P ₃	43
	Медь	2	P ₃	28
Благородные металлы	Золото коренное	1	P ₃	37
	Золото россыпное	2	P ₃	2,53
		1	P ₂	0,1
		4	P ₁	0,392

Примечание: * Прогнозные ресурсы для меди, цинка, свинца в тыс. т, для золота в т.

Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов, переоцененных в ходе составления Государственной геологической карты Российской Федерации

№ п/п	Вид минерального сырья и наименование объекта	Оценка ресурсов по категориям		Баланс ресурсов по результатам работ (+/-)	Рекомендуемые для лицензирования объекты и рекомендации по дальнейшим работам
		на начало работ	по результатам работ		
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Цветные металлы					
1	Шантым-Прилуцкий цинково-свинцоворудный узел потенциальный	-	P ₃ Pb - 147, Zn - 12	P ₃ Pb +147, Zn +12	Поисковые работы масштаба 1 : 50 000 до глубины 200 м (III очередь)
2	Малососьвинская цинково-меднорудная зона потенциальная	P ₃ Cu - 113, Zn - 169	P ₃ Cu - 28, Zn - 31	P ₃ Cu - 85, Zn - 123	Поисковые работы масштаба 1 : 25 000 (1 : 10 000) до глубины 200 м (II очередь)
Благородные металлы					
<i>Золото коренное</i>					
3	Няйсманьинско-Тосемтоуская золоторудная зона потенциальная (часть зоны)	P ₃ Au - 55 (на всю зону)	P ₃ Au - 37 (в пределах листа Р-40-ХVIII)	P ₃ Au +37 (в пределах листа Р-40-ХVIII)	Поисковые работы масштаба 1 : 25 000 до глубины 200 м (I очередь)
<i>Золото россыпное</i>					
4	Верхнеключикское золотороссыпное поле потенциальное	P ₂ 0,214	P ₁ Au - 0,064	P ₂₋₁ Au -0,15	Оценочные работы (I очередь)
5	Бджидлягский золотороссыпной узел потенциальный	-	P ₃ Au - 2,4	P ₃ Au +2,4	Поисковые работы

Примечание: прогнозные ресурсы для меди, цинка, свинца в тыс. т, для золота в т.

Список опорных обнажений, показанных на геологической карте дочетвертичных образований

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Разрез лопсийской толщи по р. Лопсия. Переслаивание туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов, органогенных известняков с фауной криноидей и остракод	Обн. 2130
2	Разрез щугорской серии на р. Ичетляга. Известняков органогенно-обломочные с прослоями углистых известняков, известково-глинистых и углисто-глинистых сланцев	[112]
3	Разрез саранхапнёвской свиты в истоках безымянного ручья, притока р. Ыджидляга. Переслаивание кварцитопесчаников и парасланцев различного состава	Обн. 5080
4	Разрез именовской свиты на р. Манья. Потоки андезибазальтов в переслаивании с туфами, прорванные дайками долеритов	Обн. 2121
5	Разрез павдинской свиты на р. Бол. Сосьва. Дациты, андезидациты, андезиты с прослоями кремнистых алевролитов, содержащих конодонты, и субвулканическими телами риодацитов и долеритов	Обн. 2050
6	Разрез пальникшорской свиты по скважине. Переслаивание аповулканогенных и парасланцев с прослоями, содержащими вкрапленность пирита до 2-3%	[98]
7	Разрез хобеинской свиты по руч. Подкопленный. Переслаивание кварцитопесчаников, аркозовых песчаников и парасланцев	[112]
8	Разрез нижней части саблегорской свиты на р. Печора в районе устья р. Мал. Порожная. Переслаивание рассланцованных туфов риолитов, андезитов и дацитов, в основании кварцевые конгломераты редкогалечные	[111]

Список опорных обнажений, буровых скважин и горных выработок, показанных на геологической карте четвертичных образований листа Р-40-ХVIII

Номер на карте	Характеристика объекта	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	В обнажении вскрыт голоценовый аллювий	Обн. 4004
2	Опорное обнажение вскрывает ханмейскую морену	Обн. 4007-1
3	В обнажении вскрыта полярноуральская морена	Обн. 4008
4	В опорном обнажении вскрыт разрез хулгинского аллювия	Обн. 4014-4
5	В обнажении вскрыты гляциал и гляциофлювиал ханмейской свиты ханмейского горизонта верхнего неоплейстоцена	Обн. 4014-3
6	В обнажении вскрыт лимноаллювий устьхобеинской толщи эоплейстоцена	Обн. 5148-1
7	В обнажении вскрыт полярноуральский аллювий первой надпойменной террасы	Обн. 7030
8	Скважина вскрывает делювий и солифлюксий до 0,1 м; гляциал и гляциофлювиал вангерюской толщи среднего неоплейстоцена до 5 м; лимноаллювий устьхобеинской толщи эоплейстоцена до 27 м; мезозойскую кору выветривания до 31 м	[63], Скв. С504
9	Обнажение вскрывает гляциал и гляциофлювиал вангерюской толщи среднего неоплейстоцена	Обн. 4029
10	Горная выработка вскрывает делювий и солифлюксий до 0,1 м; лимноаллювий устьхобеинской толщи эоплейстоцена до 2,3 м; озерные и аллювиальные образования малососьвинской свиты неогена до 2,5 м	Шурф Ш148
11	Опорное обнажение вскрывает гляциал и гляциофлювиал вангерюской толщи среднего неоплейстоцена	Обн. 6082
12	В обнажении вскрыт гляциал и гляциофлювиал вангерюской толщи среднего неоплейстоцена	Обн. 2028
13	Скважина вскрывает делювий и солифлюксий до 1,5 м; аллювий тынаготской свиты невьянского горизонта верхнего неоплейстоцена до 6,5 м; гляциал и гляциофлювиал вангерюской толщи среднего неоплейстоцена до 9,5 м	[63], Скв. С39 (ПР 428)
14	Скважина вскрывает делювий и солифлюксий до 0,5 м; гляциолимний вангерюской толщи среднего неоплейстоцена до 6 м; озерные и аллювиальные образования малососьвинской свиты неогена до 21 м; мезозойскую кору выветривания до 24,5 м; коренные породы до 39,7 м	[88], Скв. С37
15	Скважина вскрывает делювий и солифлюксий до 2 м; гляциал и гляциофлювиал вангерюской толщи среднего неоплейстоцена до 9,4 м; морские образования маньняйской толщи палеоген-миоценового возраста до 21 м	[98], Скв. С72
16	В обнажении вскрыт хулгинский аллювий первой надпойменной террасы	Обн. 3000-2
17	Скважина вскрывает делювий и солифлюксий до 1,3 м; гляциал и гляциофлювиал вангерюской толщи среднего неоплейстоцена до 6,3 м; морские образования маньняйской толщи палеоген-миоценового возраста до 13,5 м	[98], Скв. С8
18	В опорном обнажении вскрыт разрез: делювий и солифлюксий до 0,3 м; хулгинский аллювий полярноуральского горизонта верхнего неоплейстоцена до 1,5 м	Обн. 4018-1
19	Скважина вскрывает делювий и солифлюксий до 1 м; гляциал и гляциофлювиал вангерюской толщи среднего неоплейстоцена до 12 м, озерные и аллювиальные образования неогена	[90], Скв. С446
20	В обнажении вскрыт разрез аллювия лодминской толщи невьянского горизонта верхнего неоплейстоцена	[111], Обн. 2789
21	Горная выработка вскрывает разрез гляциала и гляциофлювиала ханмейской свиты ханмейского горизонта верхнего неоплейстоцена	[111], Шурф Ш6

Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов, показанных на карте дочетвертичных образований

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст, млн лет	Минералы	Авторский номер пункта
1	Парнукский комплекс, габбро	Sm-Nd	691	порода, pl, am	обн. 7013
2	Саблегорский субвулканический комплекс, трахибазальт	U-Pb	547±25	zr	обн. 5059
3	Саблегорский субвулканический комплекс, метариолит	U-Pb	568,3±4,3	zr	обн. 2060
4	Хомасьинская свита, амфиболит гранатосодержащий	Sm-Nd	383±8	порода, pl, wr, am, gr	обн. 2126
5	Конжаковский комплекс, габбро оливин-клинопироксеновое	Sm-Nd	570±84	Pl, wr, cpx cpx+ol	обн. 5152
6	Сальнёрко-Маньхамбовский комплекс, гранит метаморфизованный	U-Pb	563,2±3,3	zr	обн. 7036-4
7	Сальнёрко-Маньхамбовский комплекс, гранит-порфир метаморфизованный	U-Pb	534±22	zr	обн. 6037
8	Петропавловский комплекс, кварцевый диорит	Sm-Nd	373±33	порода, pl, wr, bt, mt, amf+cpx	обн. 5039-3
8	Петропавловский комплекс, кварцевый диорит	U-Pb	436±3	zr	обн. 5039-3
9	Петропавловский комплекс, гранодиорит	U-Pb	439,4±1,3	zr	обн. 5114
10	Белогорский комплекс, гнейс гранат-амфибол-биотитовый	Sm-Nd	409±65	pl, wr, amf, bt+chl, gr	обн. 5101-10
10	Белогорский комплекс, гнейс гранат-амфибол-биотитовый	U-Pb	571±31	zr	обн. 5101-10
11	Белогорский комплекс, амфибол-плагиоклазовое метагаббро	Sm-Nd	556±32	порода, pl, am	обн. 5105
12	Парнукский комплекс, габбро пироксен-амфиболовое	Sm-Nd	454±36	порода, pl, am	обн. 7126
12	Парнукский комплекс, габбро пироксен-амфиболовое	U-Pb	457±8	zr	обн. 7126
13	Саклаимсорский комплекс метадiorит	Sm-Nd	465±57	pl, wr, ap, sf, amf	обн. 2134-8
14	Тагилокытлымский комплекс, амфиболовое габбро	Sm-Nd	446±24	pl, wr, am, mt	обн. 7082
15	Саблегорская свита	U-Pb	494,8±2,8	zr	обн. 7601-3
16	Саклаимсорский комплекс, гранит	U-Pb	492±1,2	zr	7512

Список пунктов, для которых имеются определения фауны, показанных на карте дочетвертичных образований, листа Р-40-ХVIII

№№ п/п	Названия	Возраст	Ссылка и авторский номер
1	<i>Atrypoides</i> cf. <i>columbella</i> (Barr.), <i>Proreticularia</i> cf. <i>pentameriformis</i> (Tschern.)	S ₂ , североуральский горизонт	[106], Обн. 2
2	<i>Cupressocrinites</i> (?) cf. <i>abbreviatus</i> Goldf.	D ₁ e	[106], Обн. 10
3	<i>Stenorhynohia</i> ex gr. <i>pseudolivonica</i> (Barr.) <i>Carinata</i> ex gr. <i>arimaspa</i> (Eichw.)	D ₁ e, карпинский горизонт D ₁ p, тошемский горизонт	[106], Обн. 62
4	<i>Favosites</i> aff. <i>kozlowskii</i> (Sok.), <i>Pseudoamplexus fascicularis</i> Soshk.	D ₁ l ₁	[106], Обн. 1123
5	<i>Zdimir</i> cf. <i>pseudobaschkiricus</i> (Tschern.) <i>Parachonetes verneuili</i> (Barr.) <i>Karpinskia conjugula</i> Tschern., <i>Eospirifer</i> cf. <i>karmanovi</i> (Khod.)	D ₁ e, тальтйский горизонт D ₁ e, карпинский горизонт, D ₁ p D ₁ e, карпинский горизонт	[106], Обн. 1288
6	<i>Pandorinellina steinhornensis miae</i> (Bultynck)	D ₁ p ₁	[106], скв. 2424, гл. 28,6-50,0
7	<i>Crotalocrinites</i> cf. <i>rugosus</i> Miller, <i>Pentagonocycliscus</i> cf. <i>cinctus</i> Milicina	S ₁ v, ёлкинский горизонт	[114], скв. 3338-31, 3338-40
8	<i>Distomodus</i> cf. <i>staurogathoides</i> (Walliser), <i>Ozarkodina</i> cf. <i>ranuliformis</i> (Walliser), <i>Pterospathodus</i> cf. <i>tenuis</i> (Aldridge)	S ₁ , теличский подъярус, верхний лландовери, зона <i>staurogathoides</i>	обн. 2050-22
9	<i>Ozarkodina</i> aff. <i>confluens</i> (Br. et Mehl.)	Ранний лудлов, исовский горизонт	обн. 2129а
10	<i>Antinocrinus</i> sp., <i>Syndetocrinus</i> sp.	S	обн. 2129-2
11	<i>Syndetocrinus</i> cf. <i>pinus</i> Milicina, <i>Crotalocrinites</i> cf. <i>giganteus</i> Milicina, <i>Antinocrinus</i> sp.	S ₁ v (?)	обн. 2129-4
12	<i>Syndetocrinus</i> sp.	S	обн. 2129-5
13	<i>Crotalocrinites</i> cf. <i>giganteus</i> Milicina	S ₁ v (?)	обн. 2129-6
14	<i>Cupressocrinites</i> (?) cf. <i>ovatus</i> Schew.	D ₁ e-D ₂ ef, карпинский-тальтйский горизонты	обн. 2130-7
15	<i>Phyllocarida</i>	D ₁ e, тошемский горизонт	обн. 2130-13
16	<i>Cupressocrinites</i> (?) cf. <i>kakvensis</i> Milicina, <i>C.</i> (?) cf. <i>inflatus</i> Milicina, <i>Cupressocrinitidae</i>	D ₁ e-D ₂ ef, карпинский-тальтйский горизонты	обн. 2131-1
17	<i>Pandorinellina</i> sp., <i>Styliolina</i> sp.	D ₁	обн. 2131-6
18	<i>Pterospathodus</i> cf. <i>tenuis</i> (Aldridge)	S ₁ , средний-верхний лландовери, зона <i>staurogathoides</i>	обн. 5001-2
19	<i>Distomodus</i> cf. <i>staurogathoides</i> (Walliser), <i>Astropentagnathus</i> aff. <i>irregularis</i> Mostler	S ₁ , теличский подъярус, верхний лландовери, зона <i>staurogathoides</i>	обн. 5001-11
20	<i>Apsidognathus</i> cf. <i>tuberculatus</i> Walliser, <i>Llandoverygnathus</i> cf. <i>celloni</i> (Walliser), <i>Ozarkodina</i> cf. <i>ranuliformis</i> (Walliser), <i>Pterospathodus</i> cf. <i>tenuis</i> (Aldridge)	S ₁ , теличский подъярус, верхний лландовери, зона <i>staurogathoides</i>	обн. 5001-12
21	<i>Apsidognathus</i> cf. <i>tuberculatus</i> Walliser, <i>Pterospathodus</i> cf. <i>tenuis</i> (Aldridge)	S ₁ , теличский подъярус, верхний лландовери, зона <i>staurogathoides</i>	обн. 5001-13
22	<i>Pterospathodus</i> cf. <i>tenuis</i> (Aldridge), <i>P.</i> cf. <i>celloni</i> (Walliser)	S ₁ , поздний лландовери	обн. 5146-3
23	<i>Ozarkodina</i> aff. <i>ranuliformis</i> (Walliser), <i>Panderodus</i> sp., <i>Pterospathodus</i> cf. <i>pennatus</i> (Walliser), <i>Walliserodus</i> aff. <i>sanctclairi</i> Cooper	S ₁ , поздний лландовери	обн. 5147-1
24	<i>Apsidognathus tuberculatus</i> Walliser, <i>Astropentagnathus</i> cf. <i>irregularis</i> Mostler, <i>Pterospathodus</i> cf. <i>tenuis</i> (Aldridge), <i>P.</i> cf. <i>celloni</i> (Walliser)	S ₁ , поздний лландовери	обн. 5147-3
25	<i>Astropentagnathus</i> cf. <i>irregularis</i> Mostler, <i>Ozarkodina</i> aff. <i>ranuliformis</i> (Walliser), <i>Pterospathodus</i> cf. <i>celloni</i> (Walliser)	S ₁ , поздний лландовери	обн. 5147-6
26	<i>Apsidognathus</i> cf. <i>tuberculatus</i> Walliser, <i>Pterospathodus</i> aff. <i>amorphognathoides</i> Walliser	S ₁ , поздний лландовери-ранний венлок	обн. 2119-6
27	<i>Ozarkodina</i> aff. <i>sagitta</i> (Walliser)	S ₁ , поздний венлок, ёлкинский горизонт	обн. 2121о
28	<i>Pterospathodus</i> cf. <i>tenuis</i> (Aldridge)	S ₁ , поздний лландовери	обн. 2128-10

№№ п/п	Названия	Возраст	Ссылка и автор- ский номер
29	<i>Kockelella</i> cf. <i>variabilis</i> Walliser, <i>Ozarkodina</i> aff. <i>snajdri</i> (Walliser), <i>Panderodus</i> sp.	S ₂ , поздний лудлов, банковый горизонт	обн. 2130-2
30	<i>Pterospathodus</i> sp.	S ₁ , средний лландовериранный венлок	обн. 7122-3
31	<i>Dianulites petropolitanus</i> Dyb.	Ордовик	[112], обн. 107

Список пунктов, для которых имеются определения спор и пыльцы, одноклеточных водорослей, показанных на карте четвертичных образований

№№ п/п	Описание	Возраст	Номер источника по списку литературы, авторский номер объекта
1	Споры и пыльца	$\text{IaE}_2\text{uh-Q}_1$, устьхобеинская толща эоплейстоцена	Обн. 5148-1
2	Споры и пыльца	aI-II	Обн. 7030
3	Споры и пыльца, одноклеточные водоросли	g,flIvn , вангерюская толща среднего неоплейстоцена	Ш206/1
4	Споры и пыльца	g,flIvn , вангерюская толща среднего неоплейстоцена	4029
5	Споры и пыльца	g,flIvn , вангерюская толща среднего неоплейстоцена	Шурф Ш191/0,3
6	Споры и пыльца	$\text{IaE}_2\text{uh-Q}_1$, устьхобеинская толща эоплейстоцена	Шурф Ш184/2,5
7	Споры и пыльца	$\text{IaE}_2\text{uh-Q}_1$, устьхобеинская толща эоплейстоцена	Шурф Ш178/0,5
8	Споры и пыльца	$\text{IaE}_2\text{uh-Q}_1$, устьхобеинская толща эоплейстоцена	Шурф Ш178/1,5
9	Споры и пыльца	$\text{IaE}_2\text{uh-Q}_1$, устьхобеинская толща эоплейстоцена	Шурф Ш148/1,0
10	Споры и пыльца	$\text{IaE}_2\text{uh-Q}_1$, устьхобеинская толща эоплейстоцена	Шурф Ш148/2,2
11	Споры и пыльца	g,flIvn , вангерюская толща среднего неоплейстоцена	Шурф Ш130/3,0
12	Споры и пыльца	$\text{IaE}_2\text{uh-Q}_1$, устьхобеинская толща эоплейстоцена	Обн. 9009
13	Споры и пыльца	aI-II	Обн. 2114
14	Споры и пыльца	$\text{IaE}_2\text{uh-Q}_1$, устьхобеинская толща эоплейстоцена	Обн. 2031-1
15	Споры и пыльца	g,flIvn , вангерюская толща среднего неоплейстоцена	[98], Скв. С8/5
16	Споры и пыльца	$\text{IaE}_2\text{uh-Q}_1$, устьхобеинская толща эоплейстоцена	[98], Скв. С8/6,4
17	Споры и пыльца	g,flIvn , вангерюская толща среднего неоплейстоцена	обн. 4018-6/1
18	Споры и пыльца	aI-II	обн. 2096-9

Список пунктов, для которых имеются геохронометрические определения возраста, показанные на карте четвертичных образований

Номер на карте	Наименование геологического подразделения	Метод определения	Возраст	Авторский номер пункта
1	Горбуновский горизонт голоцена	C (радиоуглеродный)	101,5±0,5[рМС]	обн. 4001-1/1
2	Горбуновский горизонт голоцена	C (радиоуглеродный)	2060±40[BP]	Ш128/0,3
3	Горбуновский горизонт голоцена	C (радиоуглеродный)	103,0±0,5[рМС]	обн. 4035
4	Горбуновский горизонт голоцена	C (радиоуглеродный)	103,5±0,7[рМС]	Ш130/0,3
5	Горбуновский горизонт голоцена	C (радиоуглеродный)	2980±40[BP]	обн. 4033-2

Каталог памятников природы

Номер на карте	Характеристика
1	Нагорная терраса на западном склоне хребта Яныквотньёр, расположена в гольцовой зоне
2	Циркообразная впадина на восточном склоне г. Атертумп
3	Морена на западном склоне хребта Яныквотньёр, в верховьях ручья впадающего в р. Иоутынья, на границе леса и гольцовой зоны
4	Живописные плитчатые скальные выходы нависающие над девственной тайгой. Высота до 10 м, расположены на южном склоне г. Ыджид-Сотчемьёл, сложены кварцитопесчаниками мороинской свиты позднего рифея
5	Скальные выходы в виде останцов на г. Торрепорреиз. Представляют собой живописные формы выветривания, напоминающие развалины города. Геологический памятник природы. Здесь же встречаются уникальные примеры форм морозного выветривания - качающиеся камни, фигуры напоминающие «гриб», «птицу» и др. - геоморфологический памятник природы. Сложены кварцитопесчаниками, гравелитами, конгломератами
6	Мерзлотные бугры пучения в верховьях правого притока р. Агрия
7	Живописный останец в виде «Каменного цветка» в южной гольцовой зоне г. Атынгаух, высотой до 5 метров, сложен кварцитопесчаниками мороинской свиты позднего рифея
8	Нагорная терраса в западной предвершинной части хребта Яныквотньёр, расположена в гольцовой зоне
9	Оползень на правом берегу р. Лопсия
10	Протяженные (400 м) скальные выходы высотой до 10 м, сложены кварц-серицитовыми сланцами, смятыми в изоклинальные складки
11	Мерзлотные бугры пучения в 500 м от правого берега р. Хаптохтымсос
12	Мерзлотные бугры пучения в 650 м от правого берега р. Яны-Сунтхунтынья
13	Каскад водопадов высотой от 1 до 3,5 м в каменистом русле ручья, левого притока р. Ыджидляга
14	Циркообразная впадина на западном склоне хребта Маньквотньёр
15	Мерзлотные бугры пучения в 380 м от правого берега р. Арбынья на болоте
16	Циркообразная впадина в истоках р. Хунтынья
17	Нагорная терраса на юго-восточном склоне г. Иоутхури, расположена на границе леса и гольцовой зоны
18	Останцы выветривания на хребте Мань-Пупыньёр. На плоской вершине выстроенные в ряд столбы высотой до 40 м, состоят из кварцитопесчаников, конгломератов, гравелитов. Геологический памятник природы. В 2008 г. признан «Чудом России»
19	Карстовая воронка в 500 м от правого берега р. Манья
20	Циркообразная впадина в истоках р. Тосемтоу
21	Полигональные почвы на хребте Мань-Пупыньёр. В гольцовой части развита каменисто-пятнистая нагорная тундра. Типичными формами микрорельефа поверхности являются медальонные почвы, медальоны до 1 м
22	Оползень на правом берегу р. Манья
23	Конусообразное возвышение на г. Маньятумп
24	Карстовая воронка в 500 м от правого берега р. Манья
25	Истоки реки Печора. Гидрологический памятник природы. Северо-западный склон г. Печерья-Таляхчалъ
26	Циркообразная впадина в истоках р. Челпанъёл
27	Конусообразное возвышение на горе с отм. 756,2 м в верховьях р. Луцоуля выполненное метавулканиками саблегорской свиты
28	Циркообразная впадина на юго-западном склоне хребта Яныпупунёр
29	Полигональные почвы на г. Таляхтумп
30	Конусообразное возвышение на горе с отм. 528,7 м состоит из габброидов парнукского комплекса
31	Нагорная терраса на северо-западном отроге г. Ялпингньёр
32	Причудливые останцы выветривания на западном склоне г. Ялпингньёр, состоят из ультраосновных пород качканарского комплекса
33	Нагорная терраса на водоразделе, в междуречье рр. Бол. Сосьва и Правая Сосьва

**Таблица оценки P–T параметров метаморфизма горных пород.
Образец 2087-8. Хомасьинская свита. Сланец гранат-эпидот-хлорит-альбит-амфиболовый.**

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	2087-8 1		2087-8 2		2087-8 2 1		2087-8 2 1		2087-8 3 1		2087-8 3 2		2087-8 4
		P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	T, °C
Grt+Ms	Krogh, Raheim, 1978	для 1	278	для 4	286	для 3	292	для 3	269		283			
Grt+Ms	Hanes, Forest, 1988	1			336, 334		360		332		369, 364			324
Grt+Hbl	Wells, 1979	1		3	388									
Grt+Hbl	Graham, Powell, 1984	1		4										
Grt+Hbl	Powell, 1985	1			397									
Grt+Hbl	Lavrenteva, Perchuk, 1989	2, 3		5, 6	294									
Grt+Chl	Patric, Evans, 1989					для 3	435	для 3	455					
Grt+Chl	Perchuk, 1989						403		407					
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)									для 3	323, 272	для 2	342, 344	
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994										376		355	
Hbl	Johnson, Rutherford, 1989	0,1		0,3						2,2		1,4		
Hbl	Schmidt, 1989	0,8, 1		1, 1,3						1,6, 1,9		0,7, 1		
Hbl	Blundy, Holland, 1990			1						2,1		1,1		
Hbl	Thomas, Ernst, 1990									4,7		3,7		
Среднее		1,2	278	2,7	339		373		366	2,2	331	1,6	347	324
Среднее по образцу		1,9	337											

Образец 2088-10. Хомасьинская свита. Сланец хлорит-эпидот-альбит-амфиболовый.

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	2088 10 1 1		2088 10 1 2		2088 10 1 3		2088 10 1 4		2088 10 2 1		2088 10 3 1		2088 10 3 2	
		P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)	для 3	528 (292)	для 5	483	для 1	428	для 3	515	для 1	396, 462	для 1	385, 398	для 3	387, 554
Amf+Pl	Jaques et al., 1982						474				431				
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994						451			для 1	274		246		215
amf	Hammarstrom, Zen, 1986	2,5		5,8		0,3		2,5		1		1,4		2,8	
amf	Hollister, 1987	3,6		8,7		0,5		3,5		1		1,7		3,4	
amf	Johnson, Rutherford, 1988	1,9		4,8		0,1		1,9		0,7		1,4		2,2	
amf	Johnson, Rutherford, 1989 (2)	1,9		4,7, 4,8		0,2, 0,1		1,9, 1,9		0,7, 0,7		1,2, 1,3		2,2, 2,2	
amf	Thomas, Ernst, 1990	0,6		4,1				0,5		1		3,6		0,9	
amf	Blundy, Holland, 1990	3,5		7,8		0,9		3,4		1,5		0,9		3,6	
amf	Schmidt, 1991 (2)	2,9, 3,1		6,2, 6,1				3, 2,8		1,7, 1,4		0,9, 0,6		3,4, 3,2	
Среднее		2,5	410	5,9	483	0,35	451	2,4	515	1,1	391	1,4	343	2,7	385
Среднее по образцу												2,7	414		

Продолжение прил. 13

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	2088 10 3 3		1/1	2/1	3/1	2088 10 2 2		2088 10 2 3		2088 10 4		2088 10 5	
		Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Р, кбар	Р, кбар	Р, кбар	Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Т, °С	Р, кбар
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)	для 1	368, 450						для 3	510, 275	для 4	581, 192	для 4	550 (143)
Amf+Pl	Jaques et al., 1982													670
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994		204											
amf	Hammarstrom, Zen, 1986	1,3		3,1		2,6	2,5	3,3		4,2		4,1		
amf	Hollister, 1987	1,6		4,4		3,7	3,7	4,6		5,7		5,5		
amf	Johnson, Rutherford, 1988	1,3		2,5		2	2	2,6		3,3		3,3		
amf	Johnson, Rutherford, 1989 (2)	1,2, 1,3		2,4, 2,5	2,6	2, 2	2, 2	2,5, 2,6		3,3, 3,3		3,2, 3,3		
amf	Thomas, Ernst, 1990	3,5		1,2	1,4	0,7	0,6	1,4		2,3				
amf	Blundy, Holland, 1990	0,8		4,1	4,3	3,5	3,5	4,3		5,2				
amf	Schmidt, 1991 (2)	0,6, 0,8		3,7, 3,5	3,8, 3,6	3, 1, 3	3,1, 2,9	3,8, 3,6		4,6, 4,5				
Среднее		1,4	341	3	3,1	2,5	2,3	3,2	393	4	387	4	454	
Среднее по образцу														

Образец 2126. Хомасьинская свита. Хлорит-мусковит-эпидот-гранатовый плагиоклазовый амфиболит.

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	2126 1 1		2126 1 2		2126 2 2		2126 2 3		2126 2 4	2126 2 5	2126 2 6	2126 3 1
		Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Т, °С	Т, °С	Т, °С	Т, °С	Т, °С
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)	для 2	415, 360	для 3	418, 386	для 2	440, 367	для 2	417, 398				
Amf+Pl	Jaques et al., 1982		461		470		496						
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994		296		285		324		284				
Grt+Ms	Krogh, Raheim, 1978		316		253		249		328	280	279		452
Grt+Ms	Hanes, Forest, 1988 (2)		369, 361		266, 261		292, 284		372, 363	323, 315	323, 315		454, 460
Grt+Chl	Patric, Evans, 1989										611	600	
Grt+Chl	Perchuk, 1989							420			522	517	
amf	Hammarstrom, Zen, 1986	2,3		3,5		2,4	2,4						
amf	Hollister, 1987	2,5		4		2,6	2,6						
amf	Johnson, Rutherford, 1988	1,7		2,8		1,8	1,8						
amf	Johnson, Rutherford, 1989 (2)	1,7, 1,7		2,8, 2,8		1,8, 1,9	1,9, 1,9						
amf	Thomas, Ernst, 1990	0,3		1,7		0,5	0,5						
amf	Blundy, Holland, 1990	2,8		4,1		2,9	2,9						
amf	Schmidt, 1991 (2)	2,8, 2,6		4,1, 3,9		3,0, 2,8	3,0, 2,8						
ostap	Парагенезис Grt+Ms+Amf+Pl	4,1											
Grt+Amf	Wells, 1979		318		366		432		354	280	279		
Grt+Amf	Graham, Powell, 1984				421		481		415	323	323		
Grt+Amf	Powell, 1985		356		399		459		394	315	611		
Grt+Amf	Lawrenteva, Perchuk, 1989 (2)		311, 235		372, 290		463, 362		277		522		
Среднее		2,3	345	3,3	349	2,2	387	2,2	366	306	410	559	455
Среднее по образцу		2,4	396										

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	2126 3 2		2126 3 3		2126 3 4	
		P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)						
Amf+Pl	Jaques et al., 1982						
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994						
Grt+ep	Perchuk, Aranovich, 1979						
Grt+Ms	Krogh, Raheim, 1978	для 3	314				
Grt+Ms	Hanes, Forest, 1988 (2)		351, 346				
Grt+Chl	Patric, Evans, 1989						
Grt+Chl	Perchuk, 1989						
amf	Hammarstrom, Zen, 1986	2,8		2,9		1,5	
amf	Hollister, 1987	3,1		3,6		1,5	
amf	Johnson, Rutherford, 1988	2,2		2,7		1	
amf	Johnson, Rutherford, 1989 (2)	2,2, 2,2		2,5, 2,6		1,1, 1,1	
amf	Thomas, Ernst, 1990	0,9		5,2		0,5	
amf	Blundy, Holland, 1990	3,3		2,5		2	
amf	Schmidt, 1991 (2)	3,4, 3,2		2,1, 2,3		2,1, 1,9	
Grt+Amf	Wells, 1979		460	для 3	383	для 2	360
Grt+Amf	Graham, Powell, 1984		523		433		417
Grt+Amf	Powell, 1985		503		412		396
Grt+Amf	Lawrenteva, Perchuk, 1989 (2)		516, 394		316		285
Среднее		2,6	426	2,9	386	1,4	365

Образец 2126-6. Хомасьинская свита. Кварц-хлорит-гранат-мусковит-альбитовый сланец.

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	2126 6 1 1	2126 6 1 2	2126 6 1 3	2126 6 2 1	2126 6 2 2	2126 6 2 3	2126 6 3 1	2126 6 3 2	2126 6 3 3	2126 6 3 4
		T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)										
Amf+Pl	Jaques et al., 1982										
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994										
Grt+ep	Perchuk, Aranovich, 1979										
Grt+Ms	Krogh, Raheim, 1978		303	305	331	299	293	324	328	306	292
Grt+Ms	Hanes, Forest, 1988 (2)		416 (409)	418 (411)	438 (431)	417 (410)	405 (398)	432 (425)	431 (424)	412 (405)	404 (395)
Grt+Chl	Patric, Evans, 1989	504			533	498	474				
Grt+Chl	Perchuk, 1989	479	303	305	510	446	453				
Среднее		492	376	378	449	414	405	394	394	374	364
Среднее по образцу		404									

Образец 5096. Хомасьинские субвулканические образования. Эпидот-альбит-амфиболовый метадолерит.

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	5096 1 3 2		5096 1 3 3		5096 1 3 1	
		P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)	для 3	244, 204	для 3	264, 225	для 3	261, 254
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994		425		391		
amf	Hammarstrom, Zen, 1986	3,5		3,4		3,3	
amf	Hollister, 1987	4,2		4,1		4	
amf	Johnson, Rutherford, 1988	3,2		3,1		3	
amf	Johnson, Rutherford, 1989 (2)	2,9, 3,1		2,8, 3		2,8, 2,9	
amf	Thomas, Ernst, 1990	5,7		5,6		5,5	
amf	Blundy, Holland, 1990	3,1		3		2,9	
amf	Schmidt, 1991 (2)	2,6,2,9		2,5, 2,8		2,4, 2,7	
Среднее		3,5	291	3,4	293	3,3	258
Среднее по образцу		3,4	281				

Образец 5101-4. Белогорский комплекс. Сланец гранат-мусковит-кварцевый.

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	5101-4-1-1	5101-4-1-2	5101-4-1-3	5101-4-1-4	5101-4-1-5	5101-4-1-6	5101-4-2-1	5101-4-2-2	5101-4-2-3	5101-4-2-4
		T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C	T, °C
Grt+Ms	Krogh, Raheim, 1978	655	678	648	670	619	634	661	576	658	653
Grt+Ms	Hanes, Forest, 1988 (2)	668, 673	688, 693	661, 667	680, 685	645, 651	661, 666	674, 679	604, 610	677, 682	671, 677
Среднее		665	686	659	678	638	654	671	597	672	667
Среднее по образцу		659									

Образец 5101-10. Белогорский комплекс. Гнейс гранат-биотит-амфиболовый.

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	5101 10 3 1		5101 10 3 2		5101 10 3 3		5101 10 3 4		5101 10 3 5	
		P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)	для 7	432, 510	для 9	420, 412	для 9	435, 398	для 8	481, 452	для 8	485, 442
Amf+Pl	Jaques et al., 1982								590		
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994		541		530		580		544		546
Grt+ep	Perchuk, Aranovich, 1979				639						
Grt+Chl	Perchuk, 1989				566						
amf	Hammarstrom, Zen, 1986	11,6		9,9		7,6		9		8,3	
amf	Hollister, 1987	13		11,1		8,1		10,2		9,7	
amf	Johnson, Rutherford, 1988	9,6		8,2		6,3		7,4		6,9	
amf	Johnson, Rutherford, 1989 (2)	9,3, 9,6		7,9, 8,1		6,1, 6,2		7,2, 7,4		6,7, 6,8	
amf	Thomas, Ernst, 1990	10,2		8,5		5,9		7,5		6,9	
amf	Blundy, Holland, 1990	12,3		10,3		8,2		9,4		8,8	
amf	Schmidt, 1991 (2)	11,6, 11,6		10,1, 10		7,8, 7,7		9,3,9,2		8,7,8,6	
Grt+Amf	Wells, 1979	для 9	663		601	для 8	585				
Grt+Amf	Graham, Powell, 1984		584		522						
Grt+Amf	Powell, 1985		556		492		472				
Grt+Amf	Lawrent'eva, Perchuk, 1989 (2)		605		539		481, 518				
Среднее		11	556	9,3	525	7,1	496	8,5	517	7,9	491

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	5101 10 3 6		5101 10 4 1		5101 10 4 2		5101 10 4 3	
		P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)	для 8	493, 424	на 7	516 (359)	на 7	470 (429)	на 7	486 (568)
Amf+Pl	Jaques et al., 1982				638				
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994		535		551		486		543
amf	Hammarstrom, Zen, 1986	8,4		8,3		8,3		8,6	
amf	Hollister, 1987	9,8		9,7		9,2		9,9	
amf	Johnson, Rutherford, 1988	7		6,8		7		7,1	
amf	Johnson, Rutherford, 1989 (2)	6,8, 6,9		6,6 (6,9)		6,7 (6,9)		6,9 (7,1)	
amf	Thomas, Ernst, 1990	7		6,9		6,9		7,1	
amf	Blundy, Holland, 1990	8,9		8,7		8,7		9,4	
amf	Schmidt, 1991 (2)	8,8, 8,7		8,7 (8,6)		8,7 (8,6)		8,8 (8,7)	
Grt+Amf	Wells, 1979			на 7	594		517		564
Grt+Amf	Graham, Powell, 1984				505				485
Grt+Amf	Powell, 1985				475		438		455
Grt+Amf	Lawrenteva, Perchuk, 1989 (2)				453 (527)		399(484)		496
Grt+Bt	Thompson, 1976			на 7	549		500		563
Grt+Bt	GB(A)				551			на 11	552
Grt+Bt	GB(B)				549		497		
Grt+Bt	Holdway, Lee, 1977				533		489		545
Grt+Bt	Ferry, Spear, 1977				516		460		530
Grt+Bt	Goldman, Albee, 1977				468		428		484
Grt+Bt	Glebovitsky, Drugova, 1979				493		465		509
Среднее		8	484	7,9	517	7,9	466	8,2	522
Среднее по образцу		8,4	508						

Образец 5107-1. Конжаковский комплекс. Габбро анортит-амфиболовое.

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	5107 1 1 1		5107 1 1 2		5107 1 1 3		5107 1 1 4		5107 1 1 5	
		P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C	P, кбар	T, °C
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)	для 4	697, 1124	для 4	629, 1027	для 2	716, 1134	для 3	719, 1565	для 2	751, 1126
Amf+Pl	Jaques et al., 1982										
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994		973		964		1014		1032		1043
amf	Hammarstrom, Zen, 1986	4		5,8		2,9		3,4		2,6	
amf	Hollister, 1987	4,2		6		3		3,5		2,7	
amf	Johnson, Rutherford, 1988	3,2		4,7		2,3		2,7		2	
amf	Johnson, Rutherford, 1989 (2)	3,1, 3,2		4,6, 4,7		2,3, 2,3		2,7, 2,7		2, 2,1	
amf	Thomas, Ernst, 1990	2,1		4		1		1,5		0,7	
amf	Blundy, Holland, 1990	4,4		6,1		3,4		3,9		3,1	
amf	Schmidt, 1991 (2)	4,4, 4,3		6,1, 6		3,5, 3,3		3,9, 3,7		3,2, 3	
Среднее		3,7	931	5,3	873	2,7	955	3,1	1105	2,4	973
Среднее по образцу		3,4	967								

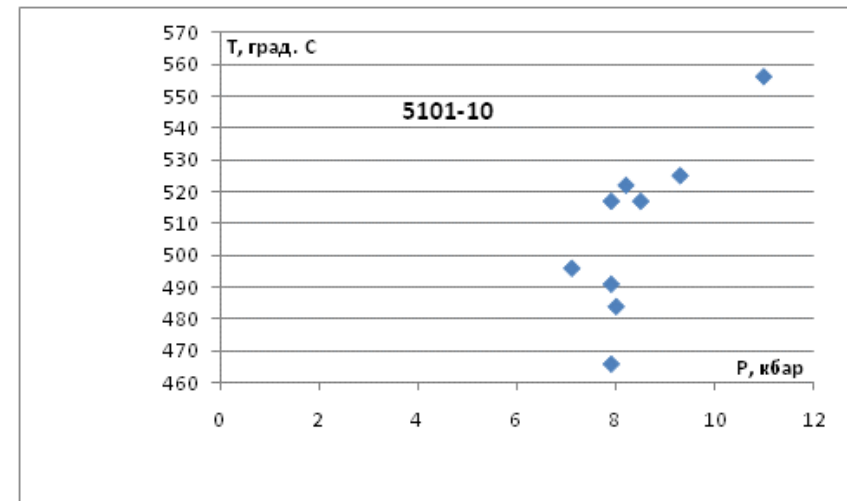
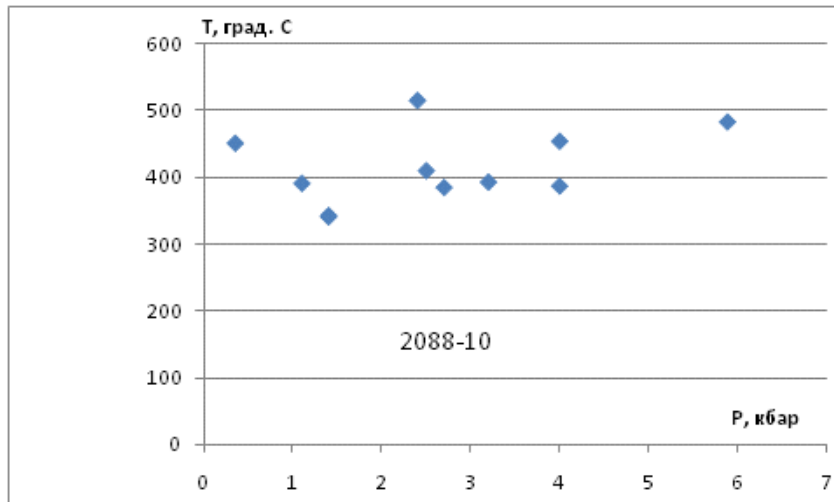
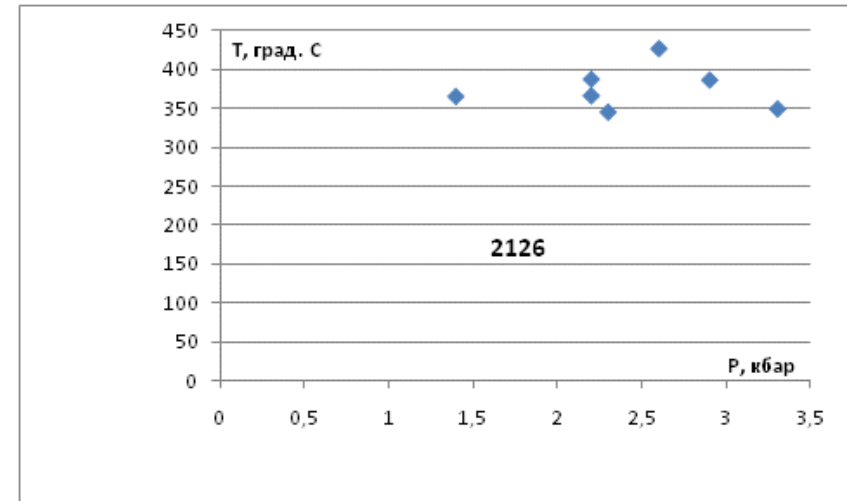
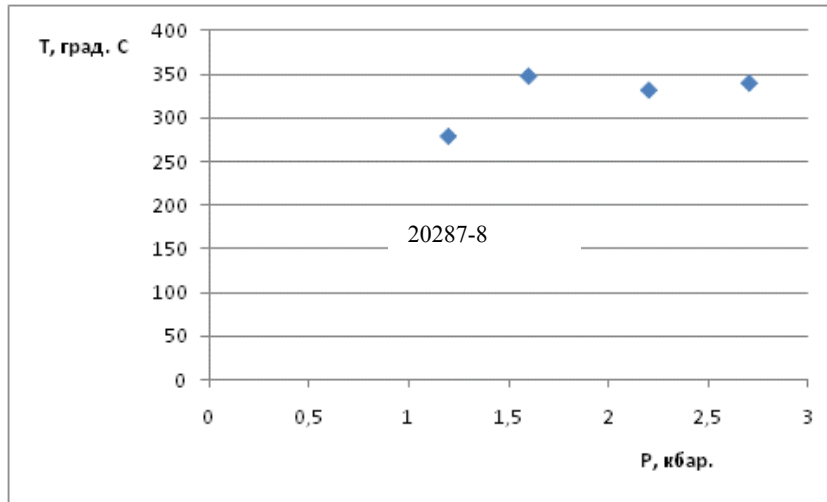
Образец 5152-1. Конжаковский комплекс. Габбро оливиновое.

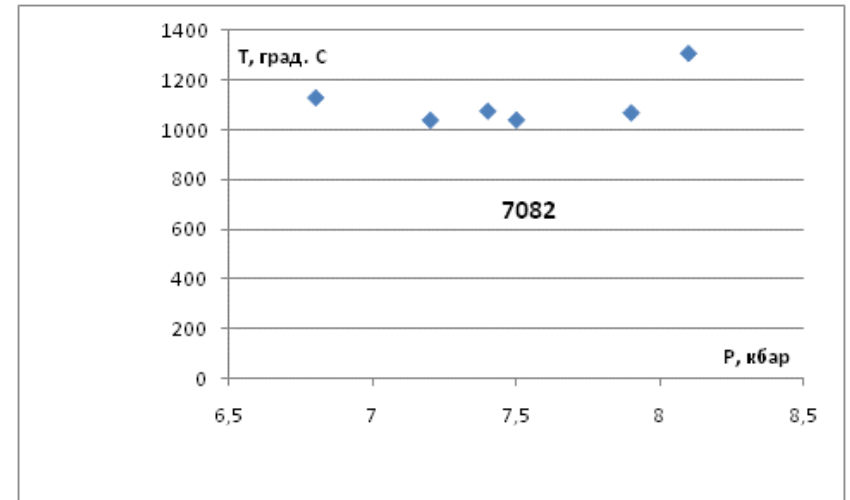
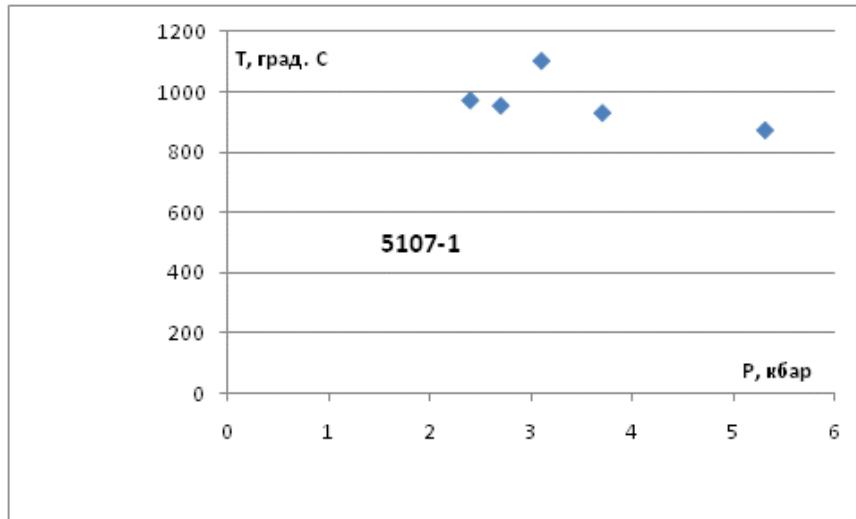
Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	5152 1 1		5152 1 2	
		Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Т, °С
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)	для 7	940, 2685		
Amf+Pl	Jaques et al., 1982		1449		
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994				
amf	Hammarstrom, Zen, 1986	7,5			
amf	Hollister, 1987	8,5			
amf	Johnson, Rutherford, 1988	6,2			
amf	Johnson, Rutherford, 1989 (2)	6, 6,1			
amf	Thomas, Ernst, 1990	5,9			
amf	Blundy, Holland, 1990	8,2			
amf	Schmidt, 1991 (2)	7,8, 7,7			
Ol+Spl+Opx	Sen, 1985		703		602
Ol+Spl+Opx	Vebl, Wood, 1986		564		550
Spl+Opx	Mercier, 1980	21,1		21,5	781
Ol+Spl	Jackson, 1969		977		1158
Ol+Spl	Fujii, 1977		671		775
Ol+Spl	Roeder et al., 1979		977		1158
Ol+Spl	Fabries, 1979 (2)		687, 687		823, 823
Ol+Spl	Fujii, Scarfe, 1982		694		924
Среднее		7,1	745		844
Среднее по образцу		7,1	795		

Образец 5152-1. Конжаковский комплекс. Габбро оливиновое.

Типы геотермометров и геобарометров	Авторы	7082 2 1		7082 2 2		7082 2 3		7082 2 4		7082 2 5	7082 2 6	
		Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Т, °С	Р, кбар	Р, кбар	Т, °С
Amf+Pl	Spear, 1981 (2)	для 8	659, 2268	для 8	690, 1545	для 7	679, 1694	для 7	678, 1456	для 8	для 7	686, 1563
Amf+Pl	Jaques et al., 1982				943							
Amf+Pl	Holland, Blundy, 1994		1001		980		1014		980			977
amf	Hammarstrom, Zen, 1986	8,6		8		7,2		7,6		8,4	7,8	
amf	Hollister, 1987	9,6		8,6		8		8,5		9,4	8,7	
amf	Johnson, Rutherford, 1988	7,1		6,6		5,9		6,2		6,9	6,4	
amf	Johnson, Rutherford, 1989 (2)	6,9, 7,1		6,4, 6,6		5,8, 5,9		6,1, 6,2		6,7, 6,9	6,2, 6,4	
amf	Thomas, Ernst, 1990	7,1		6,4		5,6		6		6,8	6,2	
amf	Blundy, Holland, 1990	9		8,3		7,8		8,2		9	8,4	
amf	Schmidt, 1991 (2)	8,9, 8,8		8,3, 8,2		7,5, 7,4		7,9, 7,8		8,6, 8,5	8,1, 8	
Среднее		8,1	1309	7,5	1039	6,8	1129	7,2	1038	7,9	7,4	1075
Среднее по образцу		7,48	1110									

Графики P-T параметров метаморфизма





ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ.....	6
СТРАТИГРАФИЯ.....	9
МАГМАТИЗМ И МЕТАМОРФИЗМ	40
ТЕКТОНИКА	68
ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ.....	75
ГЕОМОРФОЛОГИЯ.....	80
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ	88
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА	96
ГИДРОГЕОЛОГИЯ.....	102
ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА	109
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	113
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	115
<i>Приложение 1.</i> Список месторождений полезных ископаемых, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-40-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000.....	120
<i>Приложение 2.</i> Список проявлений (П), пунктов минерализации (ПМ) полезных ископаемых, шлиховых потоков (ШП), первичных геохимических ореолов (ПГХО), вторичных геохимических ореолов (ВГХО), радиоактивных (РА) и гравитационных (ГА) аномалий, показанных на карте полезных ископаемых и закономерностей их размещения листа Р-40-ХVIII Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000	121
<i>Приложение 3.</i> Список прогнозируемых объектов и их прогнозных ресурсов	128
<i>Приложение 4.</i> Сводная таблица прогнозных ресурсов полезных ископаемых.....	130
<i>Приложение 5.</i> Таблица прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов, переоцененных в ходе составления Государственной геологической карты Российской Федерации	131
<i>Приложение 6.</i> Список опорных обнажений, показанных на геологической карте дочетвертичных образований	132
<i>Приложение 7.</i> Список опорных обнажений, буровых скважин и горных выработок, показанных на геологической карте четвертичных образований листа Р-40-ХVIII.....	133
<i>Приложение 8.</i> Список пунктов, для которых имеются определения возраста пород и минералов, показанных на карте дочетвертичных образований	134
<i>Приложение 9.</i> Список пунктов, для которых имеются определения фауны, показанных на карте дочетвертичных образований, листа Р-40-ХVIII	135
<i>Приложение 10.</i> Список пунктов, для которых имеются определения спор и пыльцы, одноклеточных водорослей, показанных на карте четвертичных образований	137
<i>Приложение 11.</i> Список пунктов, для которых имеются геохронометрические определения возраста, показанные на карте четвертичных образований	138
<i>Приложение 12.</i> Каталог памятников природы	139
<i>Приложение 13.</i> Таблица оценки Р–Т параметров метаморфизма горных пород.....	140