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

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Уральская

Лист P-40 – Североуральск

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
КАРТОГРАФИЧЕСКАЯ ФАБРИКА ВСЕГЕИ · 2007

УДК 55(084.3М1000):528.94.065(470.13+470.5)

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист P-40 – Североуральск. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2005. 332 с. + 9 вкл. (МПР РФ, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», ЗАО «МИРЕКО», ОАО «УГСЭ»).

Обобщены новые материалы по стратиграфии, тектонике, геоморфологии, гидрогеологии и полезным ископаемым Тимано-Печорской, Восточно-Европейской платформ и Северного Урала. Специальный раздел посвящен закономерностям формирования и размещения нефти и газа. Карта прогноза на нефть и газ для этой территории издается впервые и отражает современный уровень изученности региона.

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

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

Ил. 23 , список лит. 447 назв., прил. 2.

Авторы:

В. П. Водолазская, В. Н. Иванов, Г. А. Петров, Д. В. Зархидзе, С. И. Кириллин, Н. А. Кузенков, И. Ю. Курзанов, Е. В. Стороженко, Н. Г. Берлянд, А. В. Жданов, А. Н. Мельгунов, Т. Л. Полянская, Н. Ф. Полякова и др.

Материалы по листу P-40 – Североуральск одобрены Главной редколлегией по геологическому картированию, рассмотрены и рекомендованы к печати Научно-редакционным советом по геологическому картированию территории Российской Федерации Федерального агентства по недропользованию (НРС Роснедра).

Главный научный редактор *М. А. Шишкин*

© Роснедра, 2007
© ФГУП «ВСЕГЕИ», 2005
© ЗАО «МИРЕКО», 2005
© ОАО «УГСЭ», 2005
© Коллектив авторов, 2005
© Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007

ВВЕДЕНИЕ

Лист P-40 Госгеолкарты РФ представлен комплектом карт масштаба 1 : 1 000 000, состоящим из: геологической карты доплиоценовых образований, карты плиоцен-четвертичных отложений, карты полезных ископаемых, карты закономерностей размещения твердых полезных ископаемых, которая в совокупности со схемами продуктивности и прогноза коренных и россыпных объектов соответствует прогнозно-минерагенической карте; карты закономерностей размещения нефти и газа, сопровождаемой схемами размещения начальных суммарных и прогнозных ресурсов углеводородов, помещенными в виде рисунков в текст объяснительной записки.

Территория листа общей площадью 276 тыс. км^2 относится к четырем административным регионам Российской Федерации: большая часть ее принадлежит к Республике Коми, южная треть площади относится к Пермской области, а узкая (10–30 км) полоса вдоль восточного склона Урала – к Свердловской и Тюменской областям. На этой территории в основном развиты предприятия нефтегазовой, лесной и горнорудной промышленности. Главнейшими транспортными артериями являются железные дороги Котлас—Воркута и Сосногорск–Троицко-Печорск на северо-западе и Свердловск–Ивдель–Сергино – на юго-востоке. В бассейнах рек Печора, Кама и Обь развито речное пароходство. Значительную роль играет местная авиация. Автомагистралей мало, и качество их оставляет желать лучшего. Многие районы весьма труднодоступны.

Плотность населения низкая и неравномерная. Населенные пункты, имеющие статус городов (численность населения до 50 тыс. человек), единичны; это Североуральск, Ивдель, Красновишерск, Троицко-Печорск и Вуктыл. Редкие мелкие поселки и деревни тяготеют к рекам; большая часть Уральского хребта вообще не заселена. В восточной части территории находится природоохранная зона Печоро-Илычского государственного заповедника.

В орографическом отношении восточная часть территории принадлежит к Уральскому хребту, вытянутому в меридиональном направлении и имеющему ширину от 100 до 180 км. Центральная, горная, часть хребта характеризуется расчлененным среднегорным рельефом и высотой отдельных вершин, превышающей 1000 м: гора Тельпос-Из – 1617 м, гора Денежкин Камень – 1492 м, гора Тулымский Камень – 1469 м, гора Ишерим – 1331 м и др. Западная полоса хребта имеет холмисто-увалистый рельеф, главную роль в котором играют субмеридионально

вытянутые возвышенности — пармы, с отдельными вершинами до 500—900 м. Рельеф имеет отчетливо выраженный литоморфный характер.

Примерно по северной рамке листа проходит граница Северного и Приполярного Урала; фактически эта граница совпадает с зоной распространения вечной мерзлоты. К северу от нее появляются крупные снежники, каровые формы рельефа.

На западе территории расположена юго-восточная часть Тиманского кряжа, характеризующегося расчлененным холмистым рельефом с абсолютными высотами, редко достигающими 300 м, и общим северо-западным простиранием при ширине до 160 км. К северу от Тиманского кряжа простирается ижемская часть Печорской низменности, а к югу — Восточно-Европейская равнина. Эти платформенные части территории листа характеризуются равнинным, местами — слабовсхолмленным рельефом с высотами, очень редко превышающими 200 м.

Для региона характерно развитие густой речной сети, принадлежащей к бассейнам рек Печора, Кама, Обь.

В климатическом отношении большая часть площади относится к таежной зоне, смыкающейся на западе—северо-западе с зонами лесотундры и тундры. Беспрепятственное проникновение северных холодных и западных влажных масс воздуха, которые задерживаются и охлаждаются Уральским хребтом, обусловливает высокую влажность, обилие осадков и малое количество ясных дней на западном склоне Урала и в Приуралье. В пределах Уральского хребта отчетливо выражена вертикальная климатическая зональность, определяющая быструю смену состава растительности как в пределах залесенных частей склонов, так и выше границы леса, располагающейся на высотах 500—700 м, а в северной части листа спускающейся до 300—500 м. Большая часть территории залесена. Исключение составляют обширные открытые болота в платформенной части, а также гольцовые хребты и вершины Урала. Пахотные земли занимают небольшой процент площади.

Животный мир очень разнообразен. Здесь можно встретить всех представителей фауны таежной зоны северо-востока европейской части страны. В пределах характеризуемой территории верховья многих рек являются нерестилищами ценных сортов рыбы (семга, сырок, сосьвинская сельдь и др.). Большое значение для охраны природы имеет деятельность научных сотрудников Печоро-Илычского госзаповедника, база которого находится в пос. Якша на р. Верхняя Печора.

Обнаженность территории вполне удовлетворительна. Здесь находятся многие стратотипические разрезы палеозоя, рифея, кайнозоя. По этой причине район издавна привлекал внимание многих исследователей, в частности его посещали в XIX в. Р. Мурчисон, А. Кайзерлинг, Э. Гофман, Г. П. Гельмерсен, А. А. Штукенберг, Ф. М. Чернышев, Е. С. Федоров, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Однако исследования того времени имели чисто познавательный характер.

В истории изучения территории в XX в. можно выделить несколько этапов. Первый (до 1955—1960 гг.) — время преимущественно среднемасштабного геологического изучения региона, существенный вклад в познание геологического строения которого внесли В. А. Варсанофьева, Е. П. Молдаванцев, К. А. Львов, Н. Н. Иорданцев, А. М. Ходалевич

и др. Второй этап изучения территории (до 1989–1990 гг.) – время геологических съемок масштаба 1 : 50 000, геологоразведочных работ и широкого развития тематических исследований различной направленности. В этот период большой вклад в изучение геологического строения и полезных ископаемых территории листа P-40 наряду с геологами-съемщиками внесли ученые Геологического института Коми филиала Академии наук СССР (А. И. Першина, В. С. Цыганков, В. А. Чермных, А. И. Елисеев, В. Н. Пучков, В. В. Юдин, Э. С. Щербаков, М. В. Фишман, Б. А. Голдин, В. А. Дедеев, Л. З. Аминов, Н. И. Тимонин и многие другие); ВСЕГЕИ (Н. Г. Берлянд, О. А. Кондиайн, А. Г. Кондиайн, Р. И. Ерошевская, А. С. Мельников, Б. М. Михайлов, Ю. Д. Смирнов, Н. А. Румянцева и др.) и других научных организаций страны. Все листы геологических карт различного масштаба и все научные разработки по стратиграфии, тектонике и полезным ископаемым региона, выполненные до 1989 г., учтены при составлении Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 листов P-40, 41 (новая серия), утвержденной НРС к изданию в 1989 г. Поэтому в настоящей работе приводится краткая характеристика истории геологического изучения территории с 1989 г., т. е. за истекший период третьего этапа изучения региона (1990–2005 гг.).

В конце 1980-х годов были проведены обобщение материалов и переоценка прогнозных ресурсов по главнейшим твердым полезным ископаемым Севера Урала и Тимано-Печорской провинции [355]. В результате составлены карты размещения прогнозируемых объектов, произведен перерасчет прогнозных ресурсов по категориям P_3, P_2 и P_1 для каждого вида полезных ископаемых по состоянию на 1.01.1988 г., выделены генетические типы месторождений и даны рекомендации по основным направлениям геологоразведочных работ на перспективных площадях. Ресурсы некоторых полезных ископаемых, таких как каменный уголь, бокситы, свинец, цинк и медь, марганец, вольфрам, молибден, фосфориты и для отдельных районов – никель, были оценены непосредственно исполнителями данной работы с привлечением еще не вошедших в отчеты оперативных материалов.

В 1989 г. подготовлены к изданию Государственные геологические карты СССР масштаба 1 : 200 000 листов P-40-XXXIII, P-40-XXXIV Пермской серии [248, 249] и составлена Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000 листа P-40-XXX Среднеуральской серии.

В 1990 г. издан лист P-40-XIV [55] по материалам геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000, выполненных Х. О. Траатом и др. [427]. В целом работа характеризуется достаточной детальностью проработки богатого фактического материала, однако следует отметить недостаточную расчлененность пермского разреза и слабую изученность южной части территории листа.

В 1988–1991 гг. аэромагнитной съемкой покрыта южная половина листа P-40-XXVI [320]. Установлено соответствие пониженных значений поля ΔT Вычегодскому прогибу; выделен глубинный разлом, отделяющий этот прогиб от Камского свода. Сделан вывод о низких перспективах поиска структурных осложнений в пределах Камской моноклинали.

В начале 90-х годов в бассейнах рек Щугор и Подчеремье была проведена групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 [379], в процессе которой уточнено строение Гердъюского выступа и выявлена надвиговая его природа. Установлена золотоносность отложений долин рек Тименка, Подчерем и Щугор, где найдены две непромышленные россыпи. В ходе работ были откартированы структурно-эрозионные депрессии палеоген-неогенового возраста, перспективные на обнаружение россыпного золота. В отложениях первой надпойменной террасы рек Щугор и Яйчупедаель найдены единичные кристаллы алмазов; установлены повышенные содержания золота (до 45 мг/м^3), циркона и лейкоксена в гравелитовых прослоях такатинской и знакового золота в конгломератах лаптопайской свиты. В то же время, остался недоизученным контакт верхнедевонских и нижнекаменноугольных образований на предмет их бокситоносности.

Важное значение для понимания геологического строения Южного Тимана имеют результаты завершенной в 1991 г. геологической съемки масштаба 1 : 50 000 Джежимпарминской площади [423]. Авторами разработана детальная стратиграфическая схема протерозоя и палеозоя; составлена кондиционная геологическая карта. Проведенные поисковые работы привели к открытию проявлений облицовочного камня, минеральных пигментов, песка, керамзитовых глин, сырья для производства керамических изделий. Важнейшим результатом работ явилось открытие древних россыпей алмазов в базальных горизонтах чибьюской свиты.

В 1991 г. на севере территории листа P-40-XXVI проводятся поисковые работы на строительные материалы [335]. Выявлена неизвестная ранее Вадьявожская структура с выходящими на поверхность отложениями рифея. В пределах этой структуры обнаружены и разведаны три месторождения строительного камня; выявлен ряд месторождений строительных песков. Установлена высокая перспективность площади на эти полезные ископаемые [107].

В 1988–1991 гг. на территории листа P-40-XXXII проведено аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 200 000. Составлена карта четвертичных отложений с элементами дочетвертичной геологии.

В 1995 г. издается Государственная геологическая карта РФ масштаба 1 : 1 000 000 листов P-40, 41 – Североуральск под редакцией О. А. Кондиайна [60]. В комплекте карт на высоком профессиональном уровне обобщены результаты проведенных ранее геологических съемок масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000, а также материалы других видов геологических исследований.

В 1998 г. в пределах территории листов P-40-XXXIV–XXXV было завершено доизучение масштаба 1 : 50 000 Шудьинской площади [348], в процессе которого были проведены геохимические исследования по вторичным и первичным ореолам рассеяния, биогеохимические и гидрогеохимические поиски, газортутные поисковые работы, поиски по механическим потокам и ореолам рассеяния. В результате проведенных работ было выявлено значительное количество площадных и точечных комплексных и моноэлементных аномалий высокой, средней и низкой интенсивности редких металлов, полиметаллов, Ag, Cu, Ba, Sr, Y, Li,

Mn, Ni и Co. Обработка и анализ полученной поисковой информации позволили подтвердить выводы предшественников, что Шудьинская площадь является перспективной на обнаружение рудных концентраций Au, W, Mo, Be, полиметаллов.

В 1996–1999 гг. ООО «ЮКОМ» на Южном Тимане проводились поиски алмазоносных россыпей [361]. В процессе работ в верховьях р. Вадьявож, а также вблизи пос. Белоборск в валовых и мелкообъемных пробах из рыхлых отложений палеодепрессий впервые были обнаружены три кристалла ювелирных алмазов. Кроме того, на водоразделе рек Сывью и Вадьявож в керне скважин спектрозолотометрическим анализом определено содержание золота в количестве от 0,26 до 0,7 г/т.

В период с 1994 по 2000 г. на границе Вычегодского прогиба и Южного Тимана ОАО «Севергеофизика» проведены сейсморазведочные работы МОГТ, результаты которых обобщены в отчете А. П. Абрамичева с соавторами. В результате исследований выявлены новые нефтегазоперспективные объекты, уточнены контуры ранее известных структур, в т. ч. Елмачпарминской и Вадьявожской, прослежены крупнейшие разрывные нарушения. Авторами выделен ряд локальных зон потери корреляции, которые они связывают со скоплениями выжатой по разрывам соли и предполагают возможность нефтенакопления в подсолевых отложениях.

В 2000 г. составлен отчет по научно-исследовательским работам по теме «Эволюция и глубинное строение фундамента северо-восточной части Восточно-Европейской плиты» [231]. Проанализированы и обобщены материалы структурно-поискового, параметрического, опорного и других видов бурения с целью всестороннего изучения характеристик протерозойских и перекрывающих их пород. Проведена увязка волнового поля с литолого-стратиграфическими уровнями. По материалам сейсморазведки и бурения с учетом гравимагнитных данных составлена структурная карта поверхности верхнепротерозойских отложений Тимано-Североуральского региона. По мнению автора отчета, фактический материал по нефтегазопроявлениям в разрезе протерозоя убедительно свидетельствует о высоких перспективах комплекса древних пород. Рекомендуется продолжить его изучение сейсморазведкой и бурением.

В это же время Камским научно-исследовательским институтом комплексных исследований глубоких и сверхглубоких скважин был составлен отчет по анализу геолого-геофизических материалов нефтепоисковых работ в Коми-Пермяцком автономном округе [391], в котором приводятся сведения о строении фундамента и осадочного чехла, литолого-петрографическая и гидрохимическая характеристика нефтегазоносных комплексов. Установлено юго-восточное погружение поверхности фундамента, в котором выделены межблоковые зоны разуплотнения пород, являющиеся возможными путями миграции углеводородов из мантии. Выявлены 23 структуры, на которых рекомендуется проведение детальных сейсморазведочных работ для последующего поискового бурения.

В 2001 г. по материалам ГДП-200 подготовлен к изданию комплект карт масштаба 1 : 200 000 листа P-40-XXVIII Пермской серии [251]. В результате работ существенно уточнена и детализирована геологическая

карта, построенная на основе представлений о чешуйчато-надвиговом строении территории. Использование материалов сейсмо- и электроразведки, структурного и поискового бурения повысило глубинность изучения разрывных и складчатых дислокаций до 5 км и более. Подробно расчленены стратифицированные образования от верхнего рифея до четвертичной системы. Установлено, что территория перспективна на обнаружение месторождений нефти и газа, алмазов, радоновых вод, а также солей, строительных материалов, химического сырья и торфа.

В 2002 г. были подготовлены к изданию геологические карты листов P-40-XX, P-40-XXVI масштаба 1 : 200 000 [344]. В результате проведенных работ разработана детальная стратиграфическая схема палеозойских и кайнозойских отложений, соответствующая требованиям Легенды Тиманской серии листов. Существенно уточнено геологическое строение территории, в частности, определено положение Вадьявожского надвига, разграничивающего Восточно-Европейскую и Тимано-Печорскую платформы; установлено блоково-надвиговое строение Тимана; впервые составлена подробная карта Вадьявожской антиклинали и приведено описание разреза верхнего рифея, выходящего на поверхность в ядре этой структуры. Были детально изучены коры выветривания по песчаникам рифея, являющиеся потенциальным источником керамического и огнеупорного сырья. В то же время, практически полная закрытость территории, малая глубина большинства пробуренных скважин предопределили недостаточную проработку ряда вопросов. В первую очередь это касается строения разреза венда и наиболее древних горизонтов палеозоя. Остались невыясненными перспективы алмазоносности территории.

В этом же году информационным отчетом завершились работы по геологическому изучению и оценке минеральных ресурсов территории листа P-40-XXVII (отв. исполнитель – И. Р. Накорякова), в процессе проведения которых впервые на северо-восточном окончании Колчимско-Полюдовского поднятия закартированы отложения такатинской, койвенской и бийской свит. В пределах Ксенофонтовской антиклинали выявлен инъекционно-эксплозивный магматогенный комплекс предположительно каменноугольного возраста, который ранее относился к осадочной «ксенофонтовской свите». В юго-восточной части листа, в районе поселков Вижаиха, Томилова и в нижнем течении р. Ухтым выявлены инъекционно-эксплозивные образования предположительно мезозойско-кайнозойского возраста. В результате этих работ выделена Чусовская потенциально соленосная зона, определена ее площадь, мощность продуктивного слоя, подсчитаны прогнозируемые ресурсы. На основании новых представлений о природе коренной алмазоносности (связь с флюидно-эксплозивным процессом) выделено 10 перспективных участков на обнаружение коренных источников алмазов.

В это же время ПГГСП «Геокарта» завершено геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 листа P-40-XXIX и подготовлен к изданию комплект Госгеолкарты-200 [252]. В процессе работ были описаны наиболее значимые месторождения и проявления полезных ископаемых площади: железа, золота, алмазов, флюорита; подсчитаны прогнозные ресурсы и выделены участки для проведения поисковых работ.

В 2002 г. составлена Геологическая карта Тимано-Печорской провинции масштаба 1 : 50 000 [400]. В основу карты положен комплект Госгеолкарт-200, уточненный по материалам последних геолого-геофизических и научно-тематических работ.

Филиалом ООО «ВНИИГАЗ» – «Севернипигаз» в 2002 г. была проведена оценка нефтегазоносности поднадвиговых зон Западного склона Урала и Предуральского прогиба [387]. В результате дано обоснование перспективности этих территорий, приведена авторская оценка предварительных прогнозных ресурсов углеводородного сырья, предложена программа региональных исследований, включающих отработку сейсмостратиграфических профилей и бурение параметрических скважин.

В 1994–2003 гг. предприятием «Геокарта-Пермь» с целью составления современной геологической основы проводилось геологическое доизучение масштаба 1 : 200 000 Кваркушской площади (лист P-40-XXXV) [431]. В результате проведенных работ в поле развития рифея выделены площади развития фаунистически доказанных ордовикских отложений (чувальская свита). Большой интерес вызывают выявленные тела «ксенотуффизитов» Ябурского участка как возможные коренные источники алмазов.

В 2003 г. завершено бурение параметрической скважины Кельтма-1, расположенной в верховьях р. Сев. Кельтма. Впервые в Вычегодском прогибе на значительную мощность (интервал глубин 1330–4902 м) изучен разрез протерозоя. Из рабочих материалов ТП НИЦ (г. Ухта) следует, что скважиной полностью перебурены терригенные образования венда, а также вскрыты подстилающие их доломиты верхнего рифея.

В 2004 г. в ТП НИЦ (г. Ухта) завершен отчет по анализу результатов поисков нефти и газа на объектах Республики Коми [322]. В отчете приведены основные сведения по всем проведенным в последнее время геологоразведочным и научно-исследовательским работам. Работа ориентирована на изучение природных резервуаров Тимано-Печорского бассейна с целью обоснования перспективных направлений в условиях высокой степени разведанности нефтегазоносных структур. Приведены сведения о состоянии геолого-геофизической изученности территории, сведения по приросту запасов и оценке ресурсов. Полученные результаты являются важной информационной составляющей по подготовке текущих и долгосрочных программ поисковых и разведочных работ на нефть и газ.

В составлении комплекта Государственной геологической карты третьего поколения листа P-40 принимали участие сотрудники ФГУП «ВСЕГЕИ», ЗАО «МИРЕКО», ОАО «УГСЭ».

Авторами работы являются: В. П. Водолазская, В. Н. Иванов, Г. А. Петров, Д. В. Зархидзе, Н. Г. Берлянд, Н. С. Глазырина, А. В. Жданов, А. В. Жиганов, С. И. Кириллин, Н. А. Кузенков, И. Ю. Курзанов, А. Н. Мельгунов, Т. А. Петрова, Н. Ф. Полякова, Т. Л. Полянская, В. В. Стефановский, Е. В. Стороженко, А. В. Шумилов, Г. А. Чуприяновская. Составители цифровых моделей и баз данных: Н. Я. Анцыгин, Н. А. Васильченко, Г. А. Васильченко, Л. Ф. Водопьянова, Л. В. Димова, Г. Ф. Коваленко, Р. К. Лапшина, Е. А. Лебедева, Т. А. Петрова, Н. Ф. Полякова, Т. Л. Полянская, Ю. Б. Пыжьянов, Т. С. Сай.

В полевых и камеральных работах принимали участие: Т. Б. Жаркова (Комигеолфонд), Е. С. Контарь и Е. М. Ананьева (УГСЭ), В. В. Удоратин (Институт геологии Коми НЦ Уро РАН) и др.

Авторы выражают свою глубокую признательность: О. А. Кондиайну, Е. К. Ковригиной, Л. И. Лукьяновой, О. Л. Коссовой, И. О. Евдокимовой (ВСЕГЕИ); Ю. А. Волченко, Е. А. Пушкареву, Ю. Л. Ронкину, В. Р. Шмелеву (ИГГ Уро РАН); В. А. Душину, В. В. Кошевому (УГГА); К. К. Золоеву, А. И. Зубкову, В. И. Маегову, П. А. Матвейчуку (ОАО «УГСЭ») и другим геологам, оказавшим разностороннюю научно-методическую, консультативную и организационную помощь в выполнении этой работы.

Особая благодарность – В. В. Юдину, предоставившему в распоряжение исполнителей авторские материалы по стратиграфии и тектонике западного склона Урала.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении территории принимают участие образования архея, протерозоя и фанерозоя.

Наиболее древние, архейско-нижнепротерозойские, породы входят в состав эпикарельского фундамента и вскрыты только в пределах Восточно-Европейской платформы западнее характеризуемой площади (лист P-38, 39). В скважинах 18-Усть-Черная, 17-Оныл и 1-Грива они представлены выветрелыми в верхней части темно-серыми хлоритизированными гнейсами и мигматитами [61].

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

К этому уровню относятся преимущественно осадочные комплексы среднего–верхнего рифея и венда, входящие в состав платформенного чехла Восточно-Европейской платформы и эпибайкальского фундамента Тимано-Печорской платформы, а также осадочно-вулканогенные толщи, слагающие основание Уральского складчатого пояса и широко развитые в осевой зоне Урала. Суммарная мощность верхнепротерозойского разреза на Восточно-Европейской платформе колеблется от 0,5 до 5,0 км и более; на Тимано-Печорской – оценивается различными исследователями в 12–15 км, в том числе на Тимане – в 4–7 км. На Урале суммарная мощность разреза доступных изучению рифейско-вендских образований варьирует от 1,5–2 до 7 км и более.

Сведения о вещественном составе верхнепротерозойских отложений на большей части платформ и в Предуральском краевом прогибе получены по данным бурения и весьма скудны, и только в центральных частях Джежимпарминского, Вадьявожского, Ксенофонтовского и Колчимско-Полюдовского поднятий, где фундамент образует выступы, изучены вполне значимые фрагменты разрезов. Ввиду этого достоверные стратиграфические построения для всей площади затруднительны и корреляция отложений различных структурных подразделений в ряде случаев довольно условна.

По условиям формирования протерозоя на платформенной части территории листа выделяются: Волго-Уральская мегаобласть, представленная Мезенской структурно-фациальной областью (СФцО) с Верхнекамской и Кельтменско-Удорской подобластями; Канино-Тиманско-Ижемская мегазона, представленная Западно-Тиманской, Восточно-Тиманской и Ижма-Печорской структурно-формационными зонами (СФЗ).

В пределах Уральской складчатой системы территории листа P-40 по особенностям вещественного состава допалеозойских образований выделяются: Ляпинская, Кваркушско-Каменногорская и Ишеримская структурно-формационные зоны.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

В платформенной части листа комплексы этого уровня не вскрыты, но можно предполагать их присутствие в Вычегодском прогибе. В 90 км западнее границы рассматриваемой площади скважиной 1-Сторожевская в прогибе перебурены красно-коричневые и темно-серые песчаники, аргиллиты и алевролиты пезской свиты (мощность более 417 м), отнесенные Б. А. Пименовым к среднему рифею.

На Урале образования, относимые к среднему рифею, картируются в Ишеримской и Ляпинской структурно-формационных зонах (СФЗ). В Ишеримском блоке в основании разреза залегает расьинская свита (R_2rs), развитая в районе горного массива Кир-Камень в западной части Вишерско-Кутимского антиклинория. Свита выделена Б. Д. Аблизиным и Б. В. Клименко в бассейне р. Бол. Росья в 1973 г. Стратотип (169) описан в междуречье Вишера—Велс—Бол. Шудья [213—215]. В стратотипе свита состоит из трех подсвит: нижняя (до 600 м) сложена филлитами и сланцами хлорит-слюдисто-кварцевыми с прослоями известковистых сланцев, кварцито-песчаников и углистых сланцев; средняя (до 900 м) представлена кварцито-песчаниками с подчиненными прослоями альбит-слюдисто-кварцевых сланцев; верхняя сложена сланцами альбит-серицит-хлорит-кварцевыми зеленовато-серыми, нередко — известковистыми или магнетитсодержащими, с прослоями филлитов углисто-хлорит-кварц-серицитовых темно-серых и черных. На геологической карте листа расьинская свита дается нерасчлененной. В целом, для свиты характерны: хлорит-серицит-кварцевый состав; лепидогранобластовая структура; плойчатая, тонкополосчатая текстура и листоватая, тонкоплитчатая отдельность. В Стратиграфических схемах Урала [174] расьинская свита помещена на уровне среднего рифея (юрматия). Нижняя граница неизвестна, мощность 1220—2100 м.

Мойвинская свита (R_2mv) выделена Б. Д. Аблизиным [213] в бассейне р. Бол. Мойва в 1968 г., где и описан ее стратотип (161). Мойвинская свита залегает на расьинской согласно, с постепенным переходом от сланцев к карбонатным породам; согласно перекрывается муравьинской свитой. Контакт с расьинской свитой изучен в разрезе обнажения левого притока р. Бол. Шудья [215, 346]. В составе свиты преобладают известняки и доломиты мраморизованные, белые, серые, темно-серые, массивные и неяснослоистые, содержащие среднерифейские строматолиты *Conophyton cylindricus* Masl., *Jacutophyton* sp., *Baicalia* sp., и мраморы пестрой окраски; в подчиненном количестве присутствуют сланцы филлитовидные серицитовые, серицит-кварцевые, углеродисто-кварцевые и известковистые. Мойвинская свита сопоставляется с авзянской свитой Южного Урала. Мощность свиты до 600 м.

Муравьинская свита (R_2mr) выделена В. Я. Алексеевым на Тулымской площади [217] из разреза мойвинской свиты (бывшая верхне-

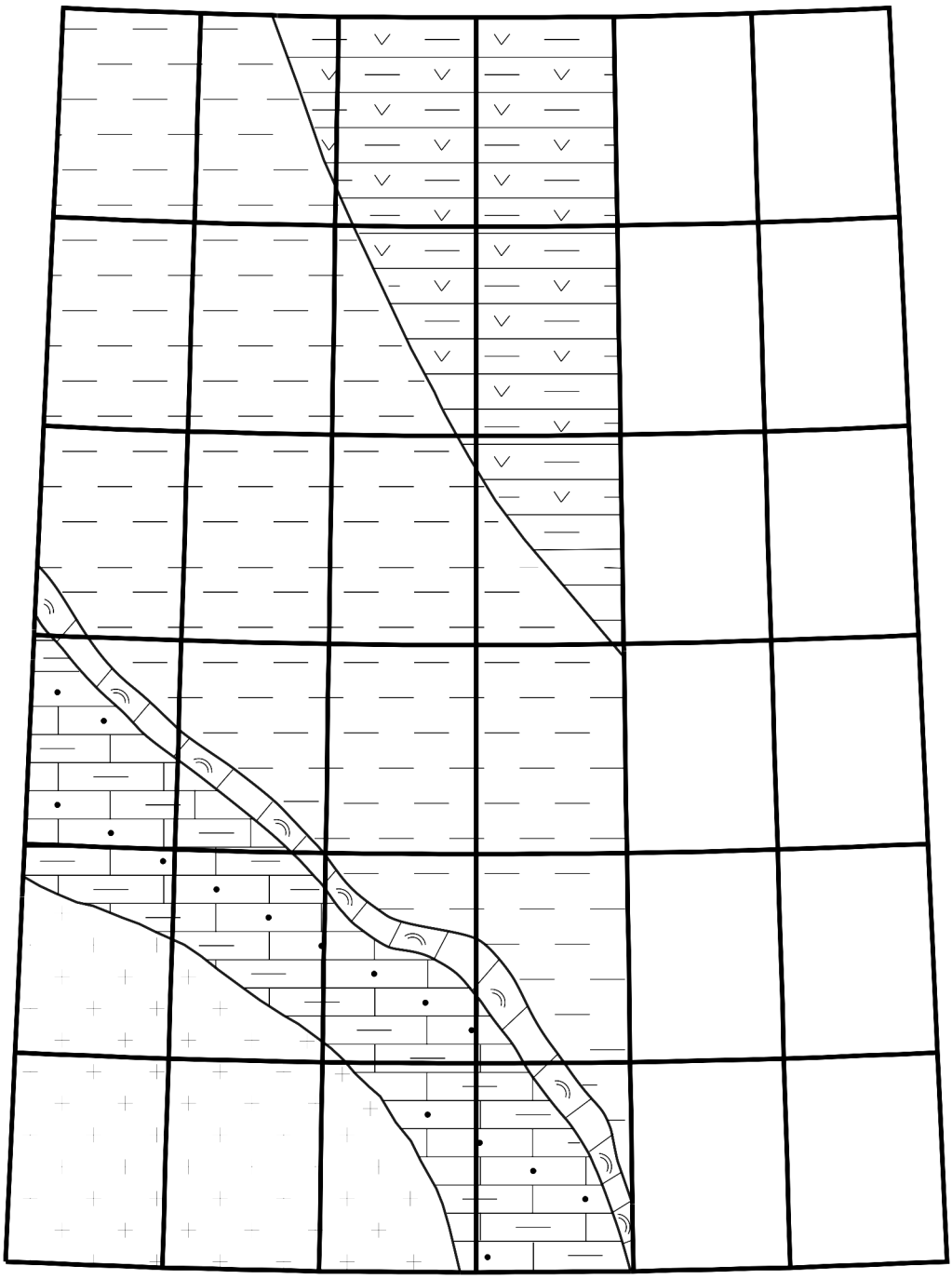
мойвинская подсвита). Названа по хр. Муравьиный Камень, где описан ее стратотип. Представлена серицит-хлорит-кварцевыми и мусковит-кварцевыми графитсодержащими сланцами с пачками и прослоями кварцитов, кварцито-песчаников, доломитов и доломитизированных известняков. Согласно залегает на мойвинской свите. По строматолитам *Conophyton cylindricus* Grab., *Osagia columnat* возраст свиты определен как среднерифейский. Мощность свиты в характеризуемом районе до 1100 м.

Пуйвинская свита (R_2pv) развита в Маньхамбовском районе Хобеизско-Маньхамбовской подзоны Ляпинской зоны; выделена К. А. Львовым (1956) со стратотипом на р. Пуйве (северо-восточнее листа). На территории листа свита имеет ограниченное развитие, обнажается в ядрах мелких антиклиналей в бассейне р. Шугор, где сложена серебристо- и зеленовато-серыми филлитовидными и тонкополосчатыми хлорит-серицит-кварцевыми, иногда углистыми и известковистыми сланцами, реже — эпидот-альбит-актинолитовыми и альбит-эпидот-хлоритовыми аповулканогенными сланцами. Степень метаморфизма отвечает низкотемпературной субфации зеленосланцевой фации и зональному метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации. Нижняя граница свиты на площади листа не наблюдалась; верхняя граница в правом борту долины р. Волоковка проводится по появлению в сланцевом разрезе пуйвинской свиты прослоев песчаников и плойчатых хлорит-кварцевых сланцев (хобеинская свита). Видимая мощность свиты до 1000 м.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

На платформе отложения верхнего рифея развиты повсеместно, за исключением Камского свода, где, судя по данным бурения на смежной территории, непосредственно на кристаллическом фундаменте залегают вендские терригенные отложения [61]. В Уральской складчатой системе отложения этого возраста распространены в пределах Кваркушско-Каменногорского и Ляпинско-Кутимского мегантиклинориев. Рифей платформенной части в наибольшей степени изучен в Западно-Тиманской СФЗ, где он образует высокоамплитудные складки преимущественно северо-западного простирания.

Большую часть платформенной территории листа Р-40 слагают морские песчано-глинистые черносланцевые и флишоидные образования, формировавшиеся в условиях внутреннего шельфа и континентального склона. В северо-восточной части Печорской синеклизы фиксируются (по данным бурения) глубоководные вулканогенно-терригенные формации, характерные для зон спрединга; а в юго-восточном углу территории, по периферии выступа нижнепротерозойского фундамента, развиты мелководные шельфовые образования окраинно-континентального бассейна — терригенная олигомиктовая, глинисто-карбонатная и карбостромовая формации (рис. 1). Границы подразделений в большинстве случаев не вскрыты, но исходя из общеструктурных построений и фациальной последовательности, предполагается согласное их залегание. В Полюдовском районе из-за мелкого масштаба карты в ряде слу-



Масштаб 1 : 2 500 000

км 25 0 25 50 75 км

1 2 3 4 5 6 7

чаев весь верхний рифей картируется как рассольнинская, деминская и низвенская свиты объединенные (R_3rs÷nz), имеющие общую мощность до 3000 м (раздельное описание свит приведено ниже).

В Джежимпарминском районе на Джежимпарминском и Вадьявожском поднятиях в основании вскрытого разреза обнажается джежимская свита ($R_3dž$), стратотип которой описан Б. В. Милорадовичем на Джежимпарминском поднятии в 1938 г. В разрезе свиты выделяются три подсвиты. Для нижней характерны розовые и светло-коричневые аркозовые и полевошпатово-кварцевые песчаники, содержащие линзы гравелитов, тонкие прослои и пласты алевролитов и глинистых сланцев (мощность более 750 м). Средняя (450–500 м) представлена переслаиванием светлых кварцитовидных песчаников и темно-серых аргиллитов и глинистых сланцев. В верхней части ее разреза встречены прослои бордовых аргиллитов и темно-серых доломитов. Верхняя подсвита сложена кварцитовидными светлыми песчаниками с редкими прослоями глинистых сланцев (100 м). К породам средней подсвиты в Вадьявожской структуре приурочены находки микрофоссилий *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) Jank., *Arctacellularia ellipsoidea* Herm., *Valeria lophostriata* Jank., *Tortunema sibirica* Herm. и др., которые, по заключению Л. Н. Ильченко, характерны для верхнерифейских отложений, а также *Leiosphaeridia holtedahlii* (Tim.) emend Jank., *L. ternata* (Tim.), *L. crassa* (Naum.) emend Jank., *Spumosina rubiginosa* (Andr.) emend Mikh. et Med. и др., характерных, по мнению Г. И. Лютиковой, для среднего–верхнего рифея. В свое время [423] эта подсвита на Джежимпарме выделялась как визингская свита среднего рифея на основании находок акритарх *Satka granuloza* Jank., цианобактерий *Brevitrichoides bashkiricus* Jank. и др. (заключение Т. В. Янкаускаса и Л. Н. Ильченко). Однако сопоставление с разрезами джежимской свиты Вадьявожской структуры и аньюгской свиты Четласского Камня (Средний Тиман) свидетельствует о более вероятной ее принадлежности именно к средней части джежимской свиты. Общая мощность свиты более 1350 м.

В Полюдовском районе с джежимской свитой по литологическим признакам и положению в разрезе сопоставляется рассольнинская свита (R_3rs). На поверхность она выходит в ядрах Колчимской, Полюдовской, Верхнеухтымской и Ксенофонтовской антиклиналей, где в нижней ее части вскрываются красные, розовые и зеленоватые алевро-

---

Рис. 1. Структурно-формационная схема позднего рифея (платформенная территория).

1 – кратон (выступ фундамента) – нижнепротерозойские гнейсы, мигматиты; *2* – перикратон (внешний шельф) – мелководные олигомиктовые песчаная и терригенно-карбонатная формации; *3* – рифовые сооружения – карбостромовая формация; *4* – внутренний шельф и континентальный склон (зрелая пассивная континентальная окраина) – морские темносланцевые, песчано-глинистые и флишоидные формации; *5* – область подвижного пояса (система рифтовых прогибов спрединговых обстановок) – глубоководные вулканогенно-терригенные формации; *6* – площадь отсутствия верхнерифейских образований; *7* – границы структурно-формационных подразделений.

литы и аргиллиты с прослоями песчаников, известняков и доломитов (мощность более 230 м). Выше залегают кварцево-полевошпатовые и аркозовые красноцветные песчаники с линзами гравелитов и конгломератов (300 м). Перекрыты они серыми и зеленоватыми полевошпатово-кварцевыми и кварцевыми песчаниками, содержащими в нижней части прослои черных алевролитов и аргиллитов (150 м). Венчают разрез зеленовато-серые и серые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников и глинисто-алевритистые известняки с линзовидными маломощными прослоями вулканических брекчий и туфов смешанного состава (200—400 м). Видимая мощность свиты на Колчимско-Полюдовском поднятии достигает 1100 м, в Ксенофонтовской антиклинали — 340 м. Находки микрофоссилий *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. hyperboreica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *Rectia costata* (Jank.), *Eomycetopsis psilata* M. et S., *Kildinella hyperboreica* Tim., *Polysphaeroides* sp. и др., а также определенный по глауконину радиологический возраст — 798—927 млн лет, свидетельствуют о позднерифейском ее возрасте.

Начинающие позднерифейский трансгрессивный цикл отложения джежимской и рассольнинской свит отнесены В. Г. Оловянишниковым к терригенной мелководно-морской формации, главным корреляционным признаком которой следует считать аркозовый состав терригенного материала. На мелководность бассейна осадконакопления указывают встречающиеся в песчаниках обеих свит трещины усыхания и волновая рябь.

Залегающие выше ышкемесская и ваполская свиты Джежимпармы и их стратиграфические аналоги на Полюдовом Кряже — деминская и низвенская свиты образуют единый карбонатный комплекс, отвечающий карбостромовой (рифогенной) формации [130]. Распространена формация в виде узкой полосы вдоль всего Тимана и Полюдова Кряжа, разделяя образования внешнего и внутреннего шельфов. На территории листа это единственный хорошо узнаваемый репер, позднерифейский возраст которого, подтвержденный многочисленными палеонтологическими определениями, ни у кого не вызывает сомнения.

Ышкемесская свита (R_3ys) выделена В. А. Разницыным (1964) со стратотипом на р. Ышкемес Джежимпарминской возвышенности. В нижней части разрез (190 м) сложен красноцветными глинистыми и плитчатыми доломитами, которые выше сменяются кирпично-красными и розовыми строматолитовыми разностями (410 м). Завершают разрез доломиты строматолитовые серые и темно-серые, участками глинистые и плитчатые с прослоями зеленовато-серых алевролитов и аргиллитов (400 м). Определены строматолиты *Jnseria djejimi* Raab., *Minjaria gigantea* Raab., *Tugussia* sp.

Ваполская свита (R_3vp) со стратотипом на р. Вапол Джежимпарминской возвышенности (В. А. Разницин, 1962) представлена доломитами строматолитовыми, реже — онколитовыми, розовато-серыми массивными, содержащими редкие линзы кварцевых песчаников и прослои аргиллитов. В основании разреза лежит толща плитчатых доломитов с линзами кремней. Эти отложения охарактеризованы строматолитами *Conophyton miloradovii* Raab., *Ramulus sociabilis* Raab., *Kussiella enigmatica* Raab., *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Poludia polimorpha* Raab., микрофоссилиями *Osagia udereica* Jaksch., *O. composita* Z. Zhur., *O. maculata*

Zabr., *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *Leiosphaeridia crassa* (Naum.). Мощность свиты в стратотипе 1100 м.

Литолого-стратиграфические аналоги ышкемесской и ваполской свит, представляющие глинисто-карбонатную формацию внешнего шельфа, вскрыты в последнее время в Кельтменско-Удорской подобласти скважиной 1-Кельтма. По рабочим материалам ТП НИЦ разрез рифея в интервале глубин 2910—4902 м представлен практически не дислоцированной толщей массивных и узорчатых доломитов и доломитизированных известняков, окрашенных в светло- и темно-серые, зеленовато- и коричневато-серые тона; отмечаются прослои глинистых и строматолитовых разностей, редко — известковистых алевролитов и аргиллитов. Определены верхнерифейские акритархи *Konderia elliptica* A. Weiss (заключение А. Ф. Вейса, ГИН РАН), строматолиты *Poludia polimorpha* Raab., *Jnseria djejimi* Raab. (заключение М. Е. Раабен). Мощность существенно карбонатных отложений, предположительно относимых к ышкемесской свите — более 950 м, к ваполской — 1030 м.

Деминская свита (R_3dm) Полюдовского района литологически хорошо коррелируется с нижней частью ышкемесской свиты. Это 200—300-метровая толща аналогичных глинистых плитчатых, тонкослоистых, пестроцветных доломитов, известняков и мергелей с прослоями аргиллитов. Контакт с рассольнинской свитой постепенный и проводится по появлению первых красноцветных известняков. Встреченные в разрезе прослои строматолитовых известняков включают *Inzeria tjomusi* Kryl., *Jurusania nisvensis* Raab., *J. cylindrica* Kryl. и микрофитолиты *Radiosus* sp., *Nubecularites* sp., *Vesicularites raabenae* Zabr., отвечающие уровню катавской свиты Южного Урала.

Низьвенская свита (R_3nz) связана с деминской постепенным переходом. Литологически делится на четыре подсвиты. Две нижние (до 950 м) объединяют доломиты серые, реже — темно-серые массивные и слоистые, с прослоями углистых аргиллитов, углисто-глинистых доломитов, в верхней части — с желваками кремня и линзами кварцевых гравелитов. В третьей подсвите (380 м) окраска доломитов приобретает красноватые, желтоватые оттенки. По всему разрезу доломиты содержат массовые постройки строматолитов *Tungussia colčimi* Raab., *Conophyton miloradovici* Raab., *Inseria djejaria uralica* Kryl., *Gumnosolen ramsayi* Steinm., *Poludia polymorpha* Raab., *Minjaria uralica* Krul. и др., а также позднерифейскую микробиоту органостенных микрофоссилий. Все строматолиты и ассоциации микрофитолитов трех нижних подсвит низвенской свиты, как и коррелирующихся с ними ваполской и верхней части ышкемесской свит, принадлежат к верхнему каратавию и представляют уровни, отвечающие миньярской свите стратотипа рифея на Южном Урале [41]. Четвертая подсвита, сложенная красными, желтовато-зелеными и зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами с прослоями глауконитовых песчаников и глинистых известняков, содержит строматолиты *Linella ukka* Kryl., что позволило З. А. Леоновой-Вендровской (1989) отнести ее к укскому уровню стратотипа. Эта подсвита развита не повсеместно, мощность ее изменяется в пределах 0—300 м.

В восточной части Верхнеухтымской антиклинали Колчимско-Полюдовского поднятия на обширной площади развиты выходы переслаи-

вающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, включающих в основании разреза редкие прослои мергелей, известняков и доломитов. Песчаники и алевролиты полевошпатово-кварцевые тонкозернистые серые, зеленоватые, реже — красно-бурые, аргиллиты плитчатые вишнево-красные и зеленовато-серые. Характерной особенностью пород является повсеместное присутствие в них рассеянных зерен глауконита, иногда образующего маломощные линзовидные почти мономинеральные скопления. Эта толща мощностью 900 м по тектоническому контакту соприкасается с карбонатными образованиями низьвенской свиты. Авторы проведенных в последнее время работ [251], предполагая залегание рассматриваемых отложений на деминской свите и на основании определений абсолютного возраста по глаукониту — 851 ± 36 и 843 ± 112 млн лет, делают заключение о соответствии их инзерской свите Южного Урала, т. е. помещают в основание низвенской свиты, не принимая во внимание маловероятность столь резких фациальных изменений разреза на столь коротких расстояниях.

Мы считаем, что степень изученности этой терригенной толщи и характера ее контактов оставляет простор для альтернативной интерпретации стратиграфических и структурных ее соотношений с низвенской свитой. Гораздо логичнее поместить эти образования выше низвенских карбонатов на укский уровень, учитывая, помимо всего прочего, их литологическое сходство с разрезами четвертой подсвиты низвенской свиты и вычегодской свиты Джежимпармы. Мощность свиты до 1600 м.

Вычегодская свита вскрыта бурением только на северо-восточном склоне Джежимпарминской возвышенности, где залегает согласно на ваполской свите. В основании разреза (14 м) наблюдаются кирпично-красные алевролиты и алевритовые доломиты. Выше, судя по данным разрозненных скважин, развиты зеленовато-серые полевошпатово-кварцевые и кварц-полевошпатовые глауконитсодержащие алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями темно-серых аргиллитов. В алевролитах вычегодской свиты обнаружены акритархи *Leiosphaeridia crassa* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.), *L. jacutica* (Tim.), *Chuaria circularis* Walc., emend. Vidal et Ford, *Simia nerjuenica* A. Weiss, *Trachyhystrichospaera aimica* Herm. и др., а также замечательной сохранности аннелидоморфы *Parmia anastassiae* Gnilovskaya. Эти *Parmia*-содержащие глауконитовые алевролиты не имеют аналогов ни в одном районе Тимана. Возраст свиты первоначально предполагался как вендский, однако позднее М. Б. Гниловская с соавторами [41] пришли к выводу, что состав ее микрофоссилий свидетельствует против этого предположения. Мнения о позднерифейском возрасте вычегодской свиты придерживаются А. Ф. Вейс (хотя полностью не исключает ранневендский возраст), Т. Н. Герман, Ю. Р. Беккер и К. Э. Якобсон. При этом Ю. Р. Беккер сопоставляет породы с *Parmia* с укской свитой стратотипа, охарактеризованной биолитами, аналоги которых неизвестны на Тимане [18], а М. Б. Гниловская считает, что эти образования имеют более древний возраст и принадлежат к нижней половине позднего рифея — бедерышинскому горизонту стратотипа. Нами принят укский возраст свиты (по крайней мере, нижней ее части) и соответствие ее четвертой подсвите низвенской свиты Колчимско-Полюдовского поднятия.

В северо-восточном направлении формации Западно-Тиманской структурно-формационной зоны (СФЗ) по латерали замещаются депрессионными толщами и толщами заполнения, сложенными более глубоководными и более метаморфизированными терригенными породами Восточно-Тиманской и Ижма-Печорской СФЗ.

Восточно-Тиманская СФЗ характеризуется развитием терригенных формаций внутреннего шельфа, которые на территории листа вскрыты бурением на небольшую мощность и практически не изучены. В большинстве случаев в скважинах наблюдались залегающие под углами 10—80° темно-серые кварц-хлорит-серицитовые сланцы с прослоями кварцитов и, реже, черных пиритсодержащих и графитистых сланцев.

Завершают разрез рифея Восточно-Тиманской СФЗ образования покъюской свиты (R_3pk), относящейся к нижней части вымской серии. Свита представлена аркозовыми песчаниками с прослоями кварц-хлорит-серицитовых сланцев.

К верхнерифейскому уровню относится и существенно вулканогенная толща, вскрываемая в скважинах у северной рамки территории листа, в зоне Илыч-Чикшинского глубинного разлома, и выделяемая как среднешапкинская свита ($R_3s\check{s}$). Свита представлена базальтами, андезитами и аповулканогенными сланцам различного состава. Мощность до 215 м.

В Уральской складчатой системе, в Кваркушско-Каменногорской структурно-формационной зоне, верхний рифей представлен нерасчлененными образованиями басегской серии; в Ишеримской СФЗ — ишеримской свитой, в Выдерьинско-Ниолсовском районе Хобеизско-Маньхамбовской подзоны Ляпинской СФЗ — нерасчлененной вулканогенно-осадочной толщей. В Маньхамбовском районе Хобеизско-Маньхамбовской подзоны Ляпинской СФЗ в составе верхнего рифея выделены хобеинская и мороинская свиты.

Басегская серия ($R_3\boldsymbol{bs}$) в связи с недостаточной изученностью на карте показана нерасчлененной. Низы разреза (500 м) сложены плойчатыми альбит-серицит-кварцевыми сланцами серого и темно-серого цвета, рассланцованными песчаниками, кварцитами. Выше залегает монотонная толща зеленовато-серых рассланцованных песчаников, переслаивающихся с хлорит-кварцевыми сланцами, в меньшей степени развиты слюдистые кварциты и эффузивы основного состава. Верхний контакт с вильвенской свитой венда стратиграфически несогласный. Мощность серии до 2500 м.

Ишеримская свита (R_3is) описана Б. А. Аблизиным и др. в 1968 г. на западном склоне Вишерско-Кутимского антиклинория [213], стратотип расположен на хр. Ишерим-Мартай. Нижняя часть свиты сложена светло-серыми (до белых) мелкозернистыми кварцито-песчаниками и хлорит-слюдисто-кварцевыми сланцами с вкрапленностью магнетита. Верхняя представлена косослоистыми аркозовыми песчаниками с прослоями, обогащенными титан-циркониевыми минералами, с линзами и пластами гравелитистых кварцито-песчаников, гравелитов, реже мелкогалечных конгломератов. Нижняя граница свиты проводится в основании пачки светло-серых кварцито-песчаников мощностью до 100 м, согласно залегающих на сланцах муравьинской свиты. Мощность от 1500 до 2000 м.

Вулканогенно-осадочная толща предположительно позднерифейского возраста (R_3?vo), обнажающаяся в пределах Выдерьинско-Ниолсовского антиклинория, выделена при проведении геологического доизучения масштаба 1 : 200 000 листа P-40-XXIV, геологическая карта которого утверждена Научно-редакционным советом Роскомнедра при ВСЕГЕИ в 1994 г. [250]. На изданной в 1976 г. геологической карте листа P-40-XXIII, примыкающего с запада, в полях развития рифейских образований показаны мороинская и саблегорская свиты, однако материалы ГДП-200, завершающегося в 2006 г. на территории этого листа, не подтверждают подобную интерпретацию. Информации о вещественном составе образований, отнесенных к нерасчлененным позднерифейским, полученной при проведении прогнозно-поисковых работ на Уньинско-Сосьвинской площади (лист P-40-XXIV) авторами настоящей работы, оказалось недостаточно для ее расчленения и точного датирования. Поэтому отраженный на геологической карте вариант представляется наиболее целесообразным до получения более конкретной информации.

Вулканогенно-осадочная толща имеет весьма пестрый состав. Преобладающими являются сланцы серицит-хлорит-кварцевые, серицит-альбит-кварцевые, кальцит-хлоритовые, а также песчаники и гравелиты полевошпат-кварцевые и мелкогалечные конгломераты. Отмечаются линзы мраморизованных известняков. В верхней части преобладают эффузивы основного и кислого состава и их туфы, перемежающиеся с пачками песчаников; отмечаются пласты вторичных железистых кварцитов. Мощность нерасчлененных верхнерифейских образований более 1000 м.

Хобеинская свита (R_3hb) выделена К. А. Львовым (1956) и имеет стратотип за северной рамкой листа на р. Хобею. Состоит свита из кварцитов и полосчатых серицит-хлорит-кварцевых сланцев, залегающих с размывом на сланцах пуйвинской свиты. В составе свиты присутствуют прослои песчаников известковистых, линзы доломитов. В основании иногда отмечаются линзы конгломератов. Верхняя граница проводится по смене пачки кварцитов сланцами мороинской свиты. Мощность подразделения 500—1000 м.

Мороинская свита (R_3mr) широко распространена в осевой части Урала. Выделена В. Н. Малашевским (1961) на реках Морою и Нярт-Сюю как нижняя часть маньинской свиты К. А. Львова. Ранее к мороинской свите относилась толща основных эффузивов, ныне входящая в состав саблегорской свиты. Свита представлена преимущественно филлитовидными и алевритовыми серицит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами, в нижней части зеленовато-серыми, с редкими линзами слюдистых мраморизованных и доломитизированных известняков (левобережье р. Щугор), в верхней — темно-серыми. Отмечаются маломощные прослои кварцито-песчаников, пласты эффузивов основного состава и их туфов. На территории листа свита фаунистически не охарактеризована, а севернее площади в районе рек Вангыр и Бол. Паток в карбонатных линзах найдены [317] онколиты *Osagia milsteinae* Zabr., *O. pullata* Zabr., *Vesicularites elongatus* Zabr., *V. vapolensis* Zabr., *V. lobatus* Reitl. (определения В. Е. Забродина), строматолиты *Amdigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vesicularites reticulatus* Nar., *V. lobatus* Reitl., *Osagia nimia* Z. Zhur. (определения З. А. Журавлевой) и *Minjaria* aff. *giganteus* (Raab),

Inseria djejimi Raab., *Cymnosolen asymmetricus* Raab., *Poludia russa* Raab. (определения М. Е. Раабен). В. Н. Ивановым в составе свиты на смежных листах (Q-40, 41) выявлено наличие микрофоссилий верхнерифейского комплекса *Leiosphaeridia minutissima* (Naum.) Jank, *L. crassa* (Naum.), *Valeria lophostriata* Jank., *Chuaria cireularis* Walcott., нитчатые микрофоссилии *Tortunema sibirica* Herm., *Polysphaeroides contextus* Herm., *Polytrishoides lineatus* Herm., *Leiotrichoides tipicus* Herm., *Arctacellubaria kelleri* Herm. et Jank. [333]. Нижняя граница свиты согласная, верхняя проводится по смене сланцевого разреза вулканитами саблегорской свиты, включающими единичные линзы конгломератов в основании. Мощность мороинской свиты до 1100 м.

РИФЕЙ–ВЕНД

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ–НИЖНИЙ ВЕНД

Нерасчлененные отложения (R_3–V_1?), выделяемые в фундаменте Ижма-Печорской СФЗ Канино-Тимано-Ижемской мегазоны, по своим формационным особенностям и степени дислоцированности сопоставимы с образованиями фундамента Восточно-Тиманской СФЗ. Это метаморфизованные до стадии зеленых сланцев железисто-терригенные и углисто-терригенные породы, нерасчлененные по причине слабой изученности. Судя по данным единичных скважин, здесь развиты темно-серые филлитовидные сланцы с порфиробластами биотита, кальцита, эпидота, с кальцитовыми и пиритовыми прожилками. Часто отмечается переслаивание темных углефицированных глинистых сланцев и светло-окрашенных серицито-кварцевых сланцев и мелкозернистых песчаников. Встречаются магнетитсодержащие алевритистые сланцы хлорит-серицит-кварцевого состава, красно-бурые разности которых содержат до 15–20 % гематита. В целом, повышенное содержание железа в форме магнетита и гематита характерно для рифейских пород притиманской части мегазоны. Характерно также присутствие пластов туфопесчаников и туфосланцев кислого состава.

Возрастная характеристика этих пород отсутствует, а к рифею они отнесены по сходству с разрезами Восточного Тимана. Присутствие нижнего венда еще более условно и предполагается только на основании существования доказанного нижнего венда вблизи западной границы листа (скв. 700-Ярега). Мощность отложений рифейско-вендского возраста в Ижма-Печорской СФЗ более 200 м.

В Уральской складчатой системе, в Маньхамбовском районе Ляпинской СФЗ, нерасчлененные верхнерифейско-нижневендские образования представлены рифтогенной саблегорской свитой (R_3–V_1sb), выделенной В. Н. Малашевским в 1961 г. как возрастной аналог верхней толщи маньинской свиты К. А. Львова. Позже в состав свиты была введена вулканогенно-осадочная толща, сложенная эффузивами основного состава и их туфами, ранее относимая к мороинской свите [333]. По составу саблегорская свита существенно вулканогенная; вулканиты относятся к базальт-риолитовой дифференцированной магматической

формации. Нижняя часть разреза представлена основными эффузивами (лавами, кластолавами, лавобрекчиями базальтового, реже – андезитового состава) и их туфами, иногда – ортосланцами основного состава; верхняя – кислыми эффузивами (флюидально-полосчатыми фельзитами, кластолавами риолитового, реже – дацитового состава) и их туфами, часто имеющими в кровле красноцветную окраску.

Вулканиты в составе саблегорской свиты в петрохимическом отношении образуют прерывистый ряд от пород основного состава (семейства базальтов, трахибазальтов) до кислого (риолитов). В подчиненном количестве отмечаются породы среднего состава, занимающие на классификационной диаграмме SiO_2–($Na_2O + K_2O$) левую часть поля, тяготея к породам основного состава – семействам андезибазальтов, трахиандезибазальтов, редко – андезитов.

Средний состав вулканитов основного состава по сумме щелочей отвечает трахибазальту (37 анализов, мас. %): SiO_2 – 49,69; TiO_2 – 1,72; Al_2O_3 – 16,05; Fe_2O_3 – 6,07; FeO – 5,17; MnO – 0,17; MgO – 5,79; CaO – 6,58; Na_2O – 4,01; K_2O – 0,84; P_2O_5 – 0,0,36; п.п.п. – 3,55, но по низкому содержанию K_2O (0,84 %) не соответствует этой группе пород. Вулканиты основного и среднего состава характеризуются ярко выраженным натриевым типом щелочности (Na_2O и K_2O соответственно 4,8 и 8,8), что не характерно для трахибазальтов и трахиандезитов. Количества Na_2O во многих случаях превышают классификационные пределы, что связано, по-видимому, с альбитизаций основного–среднего плагиоклаза.

Средний состав вулканитов кислого ряда отвечает риолиту (16 анализов, мас. %): SiO_2 – 71,83; TiO_2 – 0,35; Al_2O_3 – 13,98; Fe_2O_3 – 2,12; FeO – 0,98; MnO – 0,05; MgO – 0,86; CaO – 0,98; Na_2O – 5,34; K_2O – 2,37; P_2O_5 – 0,11; п.п.п. – 1,02. Отмечаются разности, которые на классификационной диаграмме занимают поля риодацитов и трахириодацитов, хотя не отвечают им по содержанию K_2O, которые крайне низки, а содержания Na_2O превышают допустимые классификционные пределы, установленные для этих семейств, характеризуя породы как относящиеся к натриевому типу щелочности, при крайне резком преобладании натрия над калием (Na_2O/K_2O – 4,9–20,9). Таким образом, с учетом степени изменения химического состава вулканитов саблегорской свиты рассматриваемой территории можно говорить о принадлежности их к базальт-риолитовой формации, в которой допускается участие некоторого количества вулканитов умереннощелочного ряда и среднего состава.

Саблегорская свита залегает на мороинской с размывом; перекрывается с размывом (без углового несогласия) лаптопайской молассой. Возраст свиты, определенный севернее площади по цирконам из кислых эффузивов масс-спектрическим методом изотопного разбавления, равен 642 млн лет [333]. Мощность свиты 500–2200 м.

ВЕНД

На территории листа вендские образования представлены локально распространенными молассовыми формациями краевых и межгорных прогибов и терригенными формациями тиллоидного облика, с размывом перекрывающими рифейские комплексы.

НИЖНИЙ ВЕНД

Образования этого уровня известны в Кваркушско-Каменногорской и Западно-Тиманской структурно-формационных зонах (СФЗ); предполагается их присутствие в Кельтменско-Удорской подобласти Мезенской структурно-фациальной области (СФцО) и на северо-западе Восточно-Тиманской СФЗ.

В Западно-Тиманской зоне выходы нижнего венда распространены локально в пределах Колчимской и Тулымпарминской антиклиналей Полюдовского района, где он подразделяется на устьчурочнинскую, чурочнинскую и ильявожскую свиты.

Устьчурочнинская и чурочнинская свиты объединенные (V_1*uč* + *čr*). Устьчурочнинская свита лежит на закарстованной поверхности низвенской свиты рифея и представлена кварцевыми, полевошпат-кварцевыми, часто — с глауконитом и гематитом песчаниками, алевролитами и аргиллитами, в обломочном материале которых встречаются вулканогенные образования, гранитоиды и гнейсы; из текстурных особенностей пород следует отметить широко распространенные косую слоистость и знаки ряби. По окраске свита делится на три груборитмично построенные толщи, из которых нижняя и верхняя — пестроцветные, а средняя — сероцветная; в основании нижней толщи часто наблюдаются тиллитовидные конгломераты. В этих отложениях определены акритархи *Leiosphaeridia hyperboreica* (Tim.), *L. sinica* (Tim.), *Bavlinella faveolata* Tim. Изотопная датировка по глаукониту 658—693 млн лет [174]. Мощность свиты 800 м.

Чурочнинская свита в нижней части (150—320 м) сложена переслаивающимися пестроцветными кварцевыми и гематит-кварцевыми алевролитами и песчаниками. Выше (220—775 м) развиты тиллитовидные конгломераты, залегающие в красноцветных алевролитах, песчаниках и аргиллитах в виде выклинивающихся в южном направлении прослоев и линз мощностью до 240 м. На севере Колчимской антиклинали на этих конгломератах лежат темно-серые и черные углистые аргиллиты, переслаивающиеся с зеленоватыми кварцевыми песчаниками мощностью до 125 м. Венчает разрез свиты пачка (80—360 м) пестроокрашенных аргиллитов, алевролитов и песчаников, включающих местами прослои тиллитовидных груботерригенных пород мощностью до 40 м. В аргиллитах обнаружены микрофоссилии *Protosphaeridium densum* Tim., *Bavlinella faveolata* Tim., *Leiomarginata simplex* Naum. и др. Мощность подразделения на севере Колчимской антиклинали достигает 1580 м, а общая мощность устьчурочнинской и чурочнинской свит — 2300 м.

Ильявожская свита (V_1*iv*) подразделяется на две литологически схожие пачки мощностью 400 и 490 м, сложенные в основании песчаниками, а в верхней части — переслаивающимися алевролитами и аргиллитами. Песчаники зеленовато-серые полевошпато-кварцевые и кварцевые разнозернистые с прослоями углистых аргиллитов и стяжениями фосфорита. Аргиллиты и алевролиты окрашены в пестрые цвета, включают редкие прослои зеленых глауконит-кварцевых песчаников. Породы содержат многочисленные акритархи *Protosphaeridium densum* Tim., *P. vermium* Tim., *P. palaceum* Tim., *P. patelliforme* Tim., *Trachysphaeridium partialum* (Schep.) и др. Мощность свиты до 890 м.

В северо-западной части Восточно-Тиманской СФЗ предполагается присутствие нижнего венда в объеме лунвожской свиты (V_1lv). Эта свита вскрыта в непосредственной близости от западной границы листа в скв. 700-Ярега. В скважине на покъюской свите рифея с размывом лежит литологически монотонная толща, в нижней части которой (около 500 м) развиты сланцы темно-серые до черных хлорит-серицит-кварцевые, углеродсодержащие. Выше наблюдается переслаивание аналогичных сланцев с флишоидными образованиями. Эти отложения охарактеризованы вендским комплексом микрофоссилий. Предполагаемая мощность более 800 м.

В Кельтменско-Удорской подобласти Мезенской СФцО скв. 1-Кельтма в интервале глубин 2309–2910 м вскрыта терригенная толща (мощность 601 м) предположительно ранневендского возраста, выделяемая нами впервые по рабочим материалам ТП НИЦ (г. Ухта, 2002 г.) как кельтменская свита ($V_1?kl$). Залегает она на доломитах ваполской свиты и сложена переслаивающимися микрослоистыми глинистыми и песчанистыми алевролитами, окрашенными послойно или пятнисто в темно-серые, серые, коричневые или зеленоватые цвета. В верхней части разреза (115 м) преобладают серые песчаники, включающие пласты темно-серых и коричневых алевролитов и аргиллитов. Из органических остатков обнаружены многочисленные акритархи верхнего рифея–венда, а на глубинах 2600 и 2650 м – шиповатые акритархи *Tanarium* aff. *conideum* Kolosova, *Polyhedrosphaeridium* aff. *echinatum* Zang, характерные, по заключению А. Ф. Вейса (ГИН РАН), только для нижнего венда.

В Уральском складчатом поясе отложения нижнего венда распространены в Западной подзоне Кваркушско-Каменногорской СФЗ.

В Кваркушско-Каменногорской зоне в составе серебрянской серии выделены нерасчлененные танинская, гаревская и койвинская свиты, а также бутонская и керносская свиты.

Танинская, гаревская и койвинская свиты нерасчлененные ($V_1tn–kv$) распространены в пределах Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, где изучены в разрезах по рекам Цепел, Язьва, Ошмас, Сев. Язьва, Полуденная Язьва и их притокам.

Танинская свита залегает с угловым и азимутальным несогласием на породах басегской серии или имеет с ней тектонический (по надвигу) контакт. По составу она вулканогенно-терригенная; в основании разреза включает зеленокаменные основные эффузивы и вулканогенно-осадочные сланцы, выше которых расположены несортированные валунно-галечные тиллитовидные конгломераты, постепенно сменяющиеся темно-серыми и зеленовато-серыми песчано-алевритовыми сланцами с редкими неравномерными включениями гравия, гальки и валунов (редкогалечные конгломераты). Среди конгломератов присутствует прослой светло-серых доломитизированных известняков. Валуны, галька и гравий представлены кварцем, кварцито-песчаниками, известняками, кремнем, редко – основными породами и сланцами. Выше разрез представлен светло-серыми, серыми и розовато-светло-серыми плитчатыми гравелитами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками. Завершается разрез танинской свиты слоем редкогалечных тиллитовидных конгломератов, аналогичных вышеописанным.

Гаревская свита в нижней части сложена переслаиванием зеленовато-серых и темно-серых филлитизированных глинистых сланцев, в верхней – зеленовато-серыми олигомиктовыми песчаниками.

Завершается разрез койвинской свитой, представленной незначительной по мощности (70–100 м) толщей пестроцветных алевролитов, аргиллитов и песчаников с прослоями сланцев. Суммарная мощность свит на территории листа достигает 600–800 м.

Бутонская свита (V_1bt) выделена Б. Д. Аблизиным (1959) как бутонский горизонт койвинской свиты. Представлена углисто-глинистыми сланцами и алевросланцами с резко подчиненными прослоями песчаников. Сланцы в верхней части ленточнослоистые с прослоями темно- и буровато-серых полевошпат-кварцевых и кварцевых песчаников. Отмечается повышенная (до 1–2 %) фосфатоносность отложений. Свита залегает согласно на пестроцветных отложениях койвинской свиты. Мощность до 350 м.

Керносская свита (V_1kr), выполняющая ядра или крылья небольших антиклинальных структур субмеридионального простирания, первоначально выделена Б. Д. Аблизиным (1959) как керносский горизонт койвинской свиты. Сложена она серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми песчаниками кварцевыми и полевошпат-кварцевыми, гравелитами полевошпат-кварцевыми со стяжениями черных фосфоритов, с редкими прослоями кварцито-песчаников, алевролитов, аргиллитов и фосфатизированных известняков. Перекрывается с угловым и стратиграфическим несогласием палеозойскими образованиями. Мощность свиты около 900 м.

В Усьвинско-Синегорском районе отложения нижнего венда представлены вильвенской и першинской свитами.

Вильвенская свита (V_1vl) выделена А. А. Кухаренко в 1945–1946 гг. на р. Вильва и датирована силуром; позднее С. В. Младших и Б. Ф. Аблизин (1967) отнесли ее к докембрию. Свита характеризуется слабой изученностью, пестрым и фациально невыдержанным разрезом. Сложена зеленовато-серыми, серыми серицит-хлорит-кварцевыми сланцами с прослоями тиллитовидных конгломератов, с большим количеством линзовидных тел и покровов метаэффузивов основного состава мощностью от 1 см до 100 м, число которых резко возрастает в верхней части свиты. В резко подчиненном количестве присутствуют кварциты и кварцито-песчаники. Залегает свита на породах басегской серии с угловым и стратиграфическим несогласием. Нижняя часть свиты сопоставляется с танинской, а средняя и верхняя части – с гаревской свитой Кваркушско-Каменногорского района. Мощность вильвенской свиты до 570 м.

Першинская свита (V_1pr), распространенная на хр. Кваркуш, выделена С. В. Младших в 1966 г. на р. Усьва. В основании разреза лежат светло-серые кварцевые песчаники и гравелиты, сменяющиеся выше темно-серыми до черных слюдисто-кварцевыми песчанистыми сланцами, иногда ленточно-полосчатыми, с прослоями кварцито-песчаников и редкими пластовыми телами эффузивов основного состава. Верхняя часть разреза сложена зелеными плойчатыми хлорит-слюдисто-кварцевыми сланцами с прослоями песчаников и алевролитов. В кровле слан-

цы приобретают бордовый оттенок. Эти отложения согласно залегают на породах вильвенской свиты, имея с ними контакт резкий по серым плотным гравийным песчаникам. Свита сопоставима с бутонской Кваркушско-Каменногорского района. Видимая мощность свиты 400—500 м.

ВЕРХНИЙ ВЕНД

Образования верхнего венда наиболее широко развиты на Восточно-Европейской платформе, где выполняют крупные отрицательные формы довендского рельефа. В Верхнекамской подобласти Мезенской СФцО эти отложения залегают на кристаллическом фундаменте, а в Кельтменско-Удорской — на породах нижнего венда, при этом мощность их возрастает по направлению к Тиману от 500 до 1300 м. Представлены преимущественно пестроцветными терригенными отложениями континентальной и лагунно-континентальной молассы краевого прогиба. В пределах Канино-Тимано-Ижемской мегазоны и Уральской складчатой системы верхний венд представлен межгорной молассой, производной заключительного этапа байкальского рифтогенеза.

В Верхнекамской подобласти, на северо-восточном склоне Камского свода в основании вскрытого в скв. 19-Тимшер разреза лежит бородулинская подсерия (V_2***br***) валдайской серии. Сложена она аргиллитами темно-серыми и зеленовато-серыми, алевритистыми и слюдистыми, тонкослоистыми за счет неравномерной примеси алевритовых зерен кварца. Аргиллиты часто рассланцованы и разбиты сетью кальцитовых прожилков. Встречаются многочисленные тонкие прослои серых мелкозернистых известковистых песчаников и алевролитов. Мощность более 390 м.

Кудымкарская подсерия (V_2***kd***) перекрывает согласно бородулинскую подсерию и представлена коричневато-, зеленовато-серыми и бурыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, включающими тонкие прослои и редкие пласты коричневых аргиллитов. Алевропсаммиты по составу полевошпато-кварцевые с глинистым или кальцитовым цементом. Все разности содержат примесь слюдистого материала. Мощность в скв. 19-Тимшер составляет 591 м.

Отложения этих подсерий не имеют палеонтологической характеристики и отнесены к верхней части венда на основании литологического сопоставления с довольно удаленными разрезами других территорий.

В Кельтменско-Удорской подобласти верхний венд полностью вскрыт в скв. 1-Кельтма в интервале глубин 1330—2309 м. В его составе выделены устьпинежская и мезенская свиты [81], коррелирующиеся с нижней частью валдайской серии.

Устьпинежская свита (V_2*up*) сложена темно-серыми, зеленоватыми или буровато-серыми аргиллитами с прослоями темно-серых алевролитов и литологически соответствует бородулинской подсерии. Определены верхнепротерозойские акритархи и нитчатые формы *Palaeolyngbya* sp., *Striatella* sp., *Taenitrichoides* sp., *Eoholynia Gnilovskaya*, *Eoholynia* sp. редкинского горизонта (заключение М. Б. Бурзина, ПИН РАН). Мощность 587 м.

Мезенская свита (V_2mz) представлена переслаиванием горизонтально- и косослоистых сероцветных алевролитов и темно-серых, реже буроватых аргиллитов с прослоями тонкозернистых песчаников. Найдены редкинско-котлинские нитчатые формы *Taenitrichoides* sp., *Doushantuomena* sp. Мощность 395 м.

В фундаменте Тимано-Печорской платформы и в Уральской складчатой системе верхний венд распространен локально. Сравнительно широкие площади его выходов известны только в сводовых частях Тулымпарминской и Колчимской антиклиналей Полюдовского района Западно-Тиманской СФЗ и севернее Маньхамбовского гранитного массива в Ляпинской СФЗ.

Выделяемая в Полюдовском районе кочешорская свита ($V_2kč$) залегает с размывом на ильявожской свите рифея и разделена на две подсвиты [174]. Нижняя (890—1090 м) сложена песчаниками зеленовато-серыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми с глауконитом, включающими прослои пестроцветных гравелитов, алевролитов и аргиллитов. Верхняя подсвита (до 635 м) представлена зеленоватыми и вишнево-красными полевошпат-кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями пестрых алевролитов и аргиллитов, содержащих большое количество микрофоссилий *Protosphaeridium densum* Tim., *Trachysphaeridium partialum* (Schep.), *Bavlinella faveolata* Tim., *Leiomarginata simplex* Naum. и др. Состав обломочного материала пород (полевой шпат, кварциты, гранитоидные породы, обломки кластогенного биотита) свидетельствует, что образовались они за счет разрушения гранито-гнейсов и кварцитов. Эти отложения хорошо параллелизуются с сылвицкой серией Урала [60]. Мощность свиты до 1700 м.

В Маньхамбовском районе Ляпинской СФЗ Уральской складчатой системы верхний венд представлен лаптопайской свитой (V_2lp), выделенной Г. А. Черновым (1948) на горе Лапто-Пай. Образования лаптопайской свиты сохранились от размыва только в горной части Урала. Состав ее по латерали значительно меняется: в бассейне р. Щугор свита представлена полимиктовыми конгломератами и песчаниками, в верхней части с прослоями и пачками сланцев и аповулканогенных пород кислого и основного состава, а в верховьях р. Кожимъю в разрезе преобладают валунные полимиктовые конгломераты. Эти отложения относятся к молассовой формации. Залегает свита с размывом на саблегорской, перекрывается с угловым и стратиграфическим несогласием обеизской свитой верхнего кембрия—нижнего ордовика. Мощность 600—1000 м.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Палеозойские отложения Восточно-Европейской, Тимано-Печорской платформ и Предуральского краевого прогиба представлены галогенно-терригенно-карбонатными образованиями кембрийского—пермского возраста. Развиты они практически повсеместно, при этом мощность их на Тимане не превышает 1100 м, в Мезенской синеклизе изменяется от 1200 до 1700 м, а в Печорской — от 1200 до 2800 м. Максимальных значений она достигает в Предуральском краевом прогибе

(6800 м в северо-восточной его части), что связано как с интенсивностью прогибания бассейна седиментации, так и с наличием складчатых деформаций, обусловивших чешуйчато-покровное строение чехла.

В структурно-формационном отношении палеозойские отложения Уральской складчатой системы относятся к Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской структурно-формационным зонам Западно-Уральской мегазоны. В Бельско-Елецкой СФЗ распространены осадки палеоконтинентального сектора, представленные шельфовыми образованиями Михайловско-Вайгачской подзоны и переходными фациями границы шельф—склон Иргизлинско-Карской подзоны, находящимися в автохтонном или параавтохтонном залегании. Отложения Зилаиро-Лемвинской СФЗ развивались на коре переходного типа, представлены осадками батиального комплекса континентального склона и его подножия и находятся в аллохтонном залегании.

Основание палеозойского разреза Бельско-Елецкой СФЗ сложено мощной терригенной толщей континентально-рифтовой стадии развития восточного края Восточно-Европейского континента, отвечающей части верхнего кембрия—среднему ордовику. Рифтогенные отложения перекрываются мощной толщей известняков и доломитов, охватывающей возрастной интервал от среднего ордовика до низов пермской системы. Опорный разрез карбонатных отложений Бельско-Елецкой СФЗ расположен в бассейне р. Кожим за северной рамкой листа. В изучение палеозойского разреза западного склона Северного Урала значительный вклад внесен А. И. Першиной (1962, 1971 гг.), изучившей отложения силурийско-девонского уровня от верховьев р. Печора до бассейна р. Кожим и далее на север. Стратиграфическое расчленение разрезов палеозоя западного склона осложняет тектоническая расслоенность толщ, что особенно характерно для южной части листа. Здесь наблюдаются участки, где более восточные фации одновозрастных осадков шарьированы далеко на запад и в виде тектонических останцов, покровов или чешуй лежат западнее автохтонных отложений.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения в пределах листа развиты незначительно. С большой долей условности к ним отнесена полюдовская свита Колчимско-Полюдовского поднятия (Михайловско-Вайгачская подзона Бельско-Елецкой СФЗ).

Полюдовская свита (Є?*pd*) выделяется в первоначальном объеме (включая помяненновскую толщу). Свита представлена песчаниками и конгломератами существенно кварцевого состава, белого и светло-серого цвета, горизонтально- и косослоистыми, с хорошоокатанными галькой и зернами кварца. Установлено, что отложения имеют аллювиальное происхождение; при этом О. А. Кондиайн показал, что обломочный материал сносился с востока, с Уральского хребта. Отложения залегают с угловым несогласием на различных свитах верхнего рифея—венда, трансгрессивно перекрываются колчимской свитой. Мощность свиты до 500 м.

Возраст свиты дискуссионен, некоторые исследователи относят ее к ордовику или к кембрию–ордовику. Литолого-палеогеографические построения исключают возможность сноса терригенного материала в ордовике с востока, где в это время располагался морской бассейн. В то же время, предлагаемая концепция возраста хорошо соотносится с фактом существования в кембрии гористой суши на востоке. К тому же, по литологическим признакам полюдовская свита хорошо сопоставляется с характеризуемой ниже кембрийской седиольской свитой [60].

КЕМБРИЙСКАЯ–ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМЫ

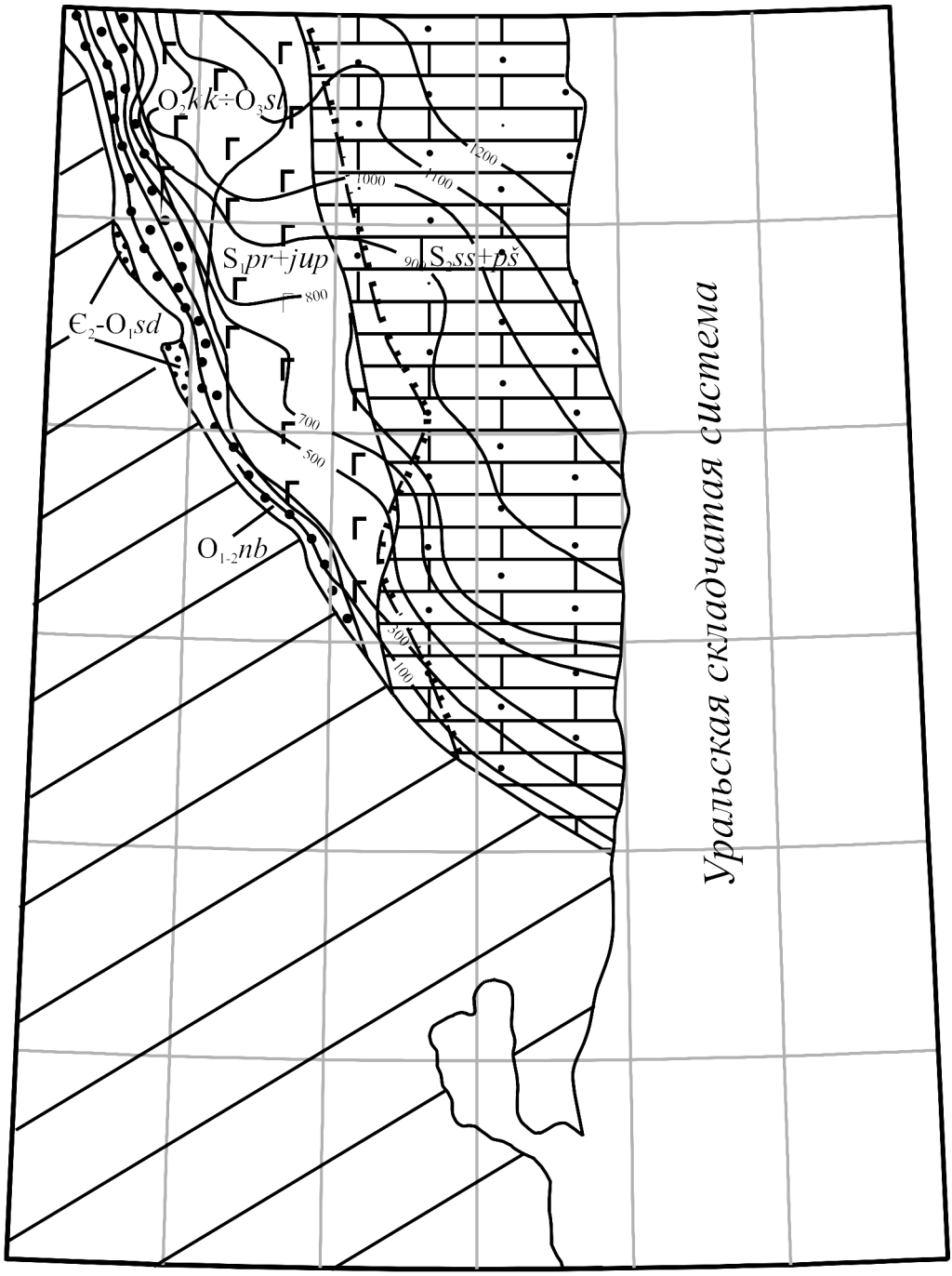
СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ–СРЕДНИЙ ОРДОВИК

Этот возрастной интервал на платформенной части листа представлен седиольской и нибельской свитами, развитыми только в Ижма-Печорской структурно-фациальной зоне (СФцЗ).

Седиольская и нибельская свита объединенные ($Є_2–O_2sd + nb$) относятся к нижней части трансгрессивного кембрийско-силурийского цикла седиментации. По своему структурному положению и происхождению они образуют базальную лагунно-континентальную формацию, накапливавшуюся на западе Ижма-Печорской мегавпадины в узком рифтогенном понижении между Палеотиманом и Печоро-Илычским палеосводом (рис. 2).

Седиольская свита залегает с угловым несогласием на допалеозойском фундаменте и перекрывается с размывом нибельской свитой или более молодыми палеозойскими образованиями. Сложена прибрежно-морскими (возможно и аллювиальными) песчаниками мелководных бассейнов, для которых характерны мономинеральный кварцевый состав и светло-серая, почти белая окраска. Состоят песчаники из хорошоокатанных зерен с гранулярной ритмичной горизонтальной слоистостью, при этом в основании ритмов отмечаются скопления гальки кварца и кварцитов. В нижней части разреза иногда наблюдаются красноватые песчаники с железистым цементом, в верхней – сероцветные с карбонатным цементом с прослоями алевролитов и аргиллитов. Севернее площади листа в скв. 11-Мал. Пера из аналогичных отложений Т. В. Янкаускасом определен комплекс акритарх: *Celtiberium dedalinum* Fomb., *Timofeeviz phosphoritica* Vang., *Eliasum llanniscum* Fomb., а также *Dactylotreta* sp., на основании чего и определен среднекембрийско-раннеордовикский возраст седиольской свиты. Мощность свиты изменяется от 23 до 194 м, достигая максимальных значений на юге Тэбукской ступени.

Нибельская свита относится к красноцветной терригенной формации межгорной долины, формировавшейся в условиях аридного климата; характеризуется интенсивной красноцветностью и неоднородностью обломочного материала. В большинстве случаев она делится на четыре пачки (снизу вверх): розовых песчаников, аргиллитовую, песчано-аргиллитовую и песчано-алевролитовую [228]. Первая, мощностью от 30 до 110 м, сложена розовыми полевошпат-кварцевыми (на юге с обломками туфов и фельзитов) песчаниками, обогащенными глинистым ма-



Масштаб 1: 2 500 000

км 25 0 25 50 75 км

$S_2ss+pš$ 1 $S_1pr+jup$ 2 $O_2kk \div O_3ls$ 3 $O_{1-2}nb$ 4 $Є_2$-O_1sd 5 6 7 8

9 10 11 100 12 13

териалом и гидроокислами железа. Песчаники плохосортированные, слоистость горизонтальная и косая. Аргиллитовая пачка (до 340 м) – это буровато-коричневые алевритовые аргиллиты с редкими прослоями зеленоватых полевошпат-кварцевых песчаников. Песчано-аргиллитовая (до 400 м) – красноцветные алевролиты, аргиллиты и полимиктовые песчаники. Завершающая разрез песчано-алевролитовая пачка (30–200 м) сложена песчаниками кварцевыми светло-розовыми с прослоями малиновых песчаников и алевролитов. В скв. 91-Кабанты-Вис в песчано-аргиллитовой пачке обнаружены конодонты *Scolopodus* sp. и *Oncotodus* sp., имеющие, по заключению С. В. Мельникова, позднекембрийский–среднеордовикский диапазон распространения. Максимальная мощность свиты наблюдается на северо-западе Тэбукской ступени, где составляет 500–700 м (в скв. 55-Ванью – 758 м). Общая мощность выделяемого стратона изменяется в пределах 150–900 м.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ–НИЖНИЙ ОРДОВИК

Отложения верхнего кембрия–нижнего ордовика распространены в пределах Уральской складчатой системы в Бельско-Елецкой и Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Зилаиро-Лемвинские фации выделяются в объеме погурейской и саранхапнерской свит. На территории листа они находятся в аллохтонном залегании и принадлежат к двум изолированным районам – Малопечорскому и Присалатимскому. В Бельско-Елецкой зоне отложения этого уровня представлены таборной свитой. Верхнекембрийско-нижнеордовикские образования относятся к смешанной, галечно-песчано-глинистой и базальтовой, формации континентальных рифтов, формировавшейся в результате деструкции кембрийского пенеплена за счет размыва кор выветривания и дезинтегрированных пород.

Погурейская свита ($Є_3$–O_1pg) выделена В. Н. Гессе (1961) в центральной части Зилаиро-Лемвинской СФЗ, названа по р. Погурей на западном склоне Полярного Урала. На площади листа P-40 образования свиты картируются в реликтах Малопечорского аллохтона (одно-

---

Рис. 2. Геолого-формационная схема кембрийско-силурийских образований чехла Тимано-Печорской платформы (Ижма-Печорская СФцЗ).

Стратиграфические подразделения: 1 – верхний силур, северосавиноборская и пашнинская свиты; *2* – нижний силур, прилукская и южнопальюская свиты; *3* – средний–верхний ордовик, кыкаельская, ваньюская и салюкинская свиты; *4* – нижний–средний ордовик, нибельская свита; *5* – средний кембрий–нижний ордовик, седиольская свита.

Формации: 6 – лагунная терригенная сероцветная, *7* – континентальная терригенная красноцветная, *8* – сульфатно-карбонатная красноцветная полузамкнутых водоемов, *9* – терригенно-карбонатная сероцветная открытых водоемов.

10 – геологические границы; *11* – восточная граница распространения базальных терригенных формаций седиольской и нибельской свит; *12* – изопахиты мощности отложений кембрия–силура; *13* – участки отсутствия кембрийско-силурийских отложений.

именный изолированный район Зилаиро-Лемвинской СФЗ), в верховьях рек Печора и Кисунья. Разрезы представлены грубозернистыми полевошпат-кварцевыми гравийными известковистыми песчаниками с полимиктовыми конгломератами в основании. В прослоях известковистых песчаников обнаружены брахиоподы *Tritoechia lermontovae* Less., *Altorthis* sp. тремадокского возраста и трилобиты кембрийского облика. Нижняя граница с отложениями Бельско-Елецкой СФЗ тектоническая, верхняя – согласная, с постепенным переходом к филлитам грубеинской свиты. Мощность около 1000 м.

Таборная свита ($Є_3$–O_1*tb*) выделена на Тулымской площади [217]. Имеет крайне ограниченное распространение в Лопьинском районе Бельско-Елецкой СФЗ, где слагает хр. Тулымский Камень; здесь же описан ее стратотип. Свита представлена розовыми, малиновыми, вишневыми разнозернистыми кварцито-песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и алевросланцев. В основании – горизонт валунно-галечных полимиктовых конгломератов, а в кровле – песчаников вишневых известковистых разнозернистых плитчатых с неопределимыми фрагментами брахиопод. В подошве свиты также найдены остатки брахиопод плохой сохранности, поэтому возраст ее условно принят как переходный от кембрия к ордовику. Отложения таборной свиты залегают с размывом и угловым несогласием на подстилающих кварцитах ишеримской свиты. Контакт с вышележащей хапхарской свитой – тектонический. Мощность варьирует от 50 до 320 м.

На восточном склоне, в Присалатимском районе Зилаиро-Лемвинской СФЗ, развиты несколько отличные по составу отложения этого уровня, выделенные К. А. Львовым (1956) в качестве саранхапнерской свиты. Автор считал выделяемую свиту возрастным аналогом фаунистически охарактеризованной на западном склоне тельпосской свиты.

Саранхапнерская свита ($Є_3$–O_1*sr*) описана К. А. Львовым на горе Саранхапнер на Приполярном Урале. Породы, относимые к саранхапнерской свите, распространены в виде меридиональной полосы шириной 2–10 км, прослеживающейся через всю западную часть площади, где они образуют водораздельные хребты (Чарка-Нур, Ошеньер, Хозатумп, Еловая Грива и др.). Хорошие разрезы свиты вскрываются вдоль рек Большая Тошемка, Вижай, Ивдель, Вагран, где они изучались разными авторами [388, 390, 438].

Свита сложена преимущественно метаморфизованными терригенными породами: гравийными аркозовыми и кварцевыми метапесчаниками с линзами гравелитов, кварцитами, метаалевролитами и парасланцами различного состава: кварц-серицитовыми, хлорит-серицитовыми, альбит-серицит-кварцевыми; в основании – линзы гравелитов и конгломератов преимущественно кварцевого состава В верхах разреза отмечаются пласты метабазальтов и ортосланцев хлорит-актинолитовых и стильпномелан-альбит-эпидот-амфиболовых. Некоторые исследователи относят к верхней части саранхапнерской свиты толщу метабазальтов, что резко противоречит стратотипу. Нами эта аповулканогенная толща отнесена к нижней части хомасьинской свиты. В стратотипе саранхапнерская свита залегает на верхнерифейских подстилающих образованиях трансгрессивно, но без резкого углового несогласия; в пределах тер-

ритории листа нижний контакт тектонический, верхний (с хомасьинской свитой) – постепенный. Органические остатки в саранхапнерской свите не обнаружены. Возраст определялся К. А. Львовым на основании сходства литологического состава пород свиты и ее структурного положения (нижняя часть трансгрессивного цикла седиментации) с фаунистически охарактеризованной тельпосской свитой.

В бассейне р. Нелка-Юган на восточном склоне Приполярного Урала в филлитовидных сланцах вулканогенно-осадочной толщи, сопоставлявшейся с верхами саранхапнерской свиты, Н. П. Игнатовым собраны и Н. Я. Анцыгиным определены (1988) 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 региональной шкалы ордовика Урала (верхи тремадокского–низы аренигского ярусов раннего ордовика).

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

На территории листа ордовикские отложения распространены на поверхности только на Урале. В пределах Печорской синеклизы они залегают под более молодыми палеозойскими и мезозойскими толщами и вскрываются только буровыми скважинами.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнеордовикские отложения Уральской складчатой системы в пределах Бельско-Елецкой СФЗ представлены тельпосской свитой (O_1tl), выделенной и описанной К. А. Львовым на горе Тельпос-Из в 1949 г. На территории листа отложения, относимые к тельпосской свите, картируются в северной половине горной его части в виде нескольких субмеридиональных полос различной ширины, соответствующих уцелевшим от размыва депрессионным структурам. Разрез представлен пестроцветными (от почти белых до розовых) песчаниками кварцитовидными кварцевого и полевошпат-кварцевого состава, чередующимися с такого же состава и окраски гравелитами. В верхней части – прослои алевролитов и алевро-глинистых сланцев; в основании встречаются кварцевые и полимиктовые конгломераты и песчаники, включающие продукты перемыва кор выветривания и тантал-ниобиевые ископаемые россыпи. В верхах свиты встречены остатки *Angarella* sp., свидетельствующие об аренигском возрасте этой части разреза; нижняя часть свиты условно отнесена к тремадоку.

Свита с размывом и угловым несогласием залегает на метаморфизованных эффузивно-осадочных образованиях верхнего протерозоя и согласно перекрывается фаунистически охарактеризованной хыдейской свитой среднего ордовика. Мощность 1100–1600 м.

Грубеинская свита ($O_{1-2}gr$) Малопечорского района Зилаиро-Лемвинской СФЗ выделена К. Г. Войновским-Кригером (1960). Стратотип ее расположен на р. Грубею Полярного Урала, парастратотипом может служить разрез по р. Кисунья между устьями р. Бобровка и руч. Каменистый. Первоначально пестроцветные отложения, залегающие в среднем течении Кисуньи, выделялись А. Г. Кондиайн в кисуньинскую свиту, однако в Легенде Североуральской серии листов Госгеолкарты-200 эти отложения, залегающие согласно на погурейской свите, были объединены под названием грубеинская свита. Это представляется более логичным. Грубеинская свита распространена в Малопечорском аллохтоне в бассейне р. Кисунья, в районе возвышенности Колвинский Камень, в верховьях рек Печора, Якова Рассоха и Мал. Шежим. Представлена малиновыми и голубовато-зелеными филлитами и филлитовидными сланцами, переслаивающимися с алевритистыми сланцами и песчаниками, иногда слабоизвестковистыми. Свита охарактеризована конодонтами нижнего ордовика, граптолитами аренига *Phyllograptus densis* Torng., *Ph. elengatus* Bulm. и микрофоссилиями ордовикского возраста [316]. Возраст свиты принимается как верхняя часть тремадока—аренига. Верхняя граница с отложениями девона и силура тектоническая. Мощность около 1000 м.

Хапхарская свита ($O_{1-2}hp$). Стратотип описан на горе Бол. Хапхар-Не-Тумп [217]. Свита распространена в Тылайско-Чувальском районе Зилаиро-Лемвинской СФЗ, где расчленена на три подсвиты. Нижняя представлена конгломератами мелко- и среднегалечными, преимущественно кварцевыми; в основании — линзовидные прослои полимиктовых валунно-галечных конгломератов, содержащих створки брахиопод плохой сохранности. К средней подсвите относится толща песчаников кварцевых с фукситом с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов. Завершающая разрез верхняя подсвита представлена песчаниками разнозернистыми известковистыми с прослоями темно-серых серицит-кварцевых алевросланцев и остатками брахиопод плохой сохранности: *Reuschella carinata* V. Bogoyavl. (in litt.), *Veliamo praemarginata grandis* Nass., *Macrocoelia* sp., *Asteriocrinus* cf. *munsteri* Eichw. и др. Базальные конгломераты свиты лежат со стратиграфическим и угловым несогласием на породах ишеримской свиты. Мощность подразделения до 950 м.

Хомасьинская свита ($O_{1-2}hm$) выделена в 1958 г. К. А. Львовым как возрастной аналог фаунистически охарактеризованной хыдейской свиты раннего—среднего ордовика, распространенной на западном склоне Приполярного Урала. Свое название свита получила по р. Хомасъ-Ю на восточном склоне Приполярного Урала. Отложения хомасьинской свиты картируются в виде субмеридиональной полосы шириной от 0,5 до 2,0 км на восточном склоне Северного и Приполярного Урала, восточнее саранхапнерской свиты. Нижний контакт с саранхапнерской и верхний с польинской свитами осложнены тектоническими нарушениями. Свита представлена: хлорит-серицит-кварцевыми, кварц-серицитовыми сланцами по аргиллитам и алевролитам; серицит-альбит-хлоритовыми, эпидот-альбит-хлоритовыми, кальцит-альбит-хлоритовыми, альбит-эпидот-актинолит-хлоритовыми сланцами

по вулканитам основного состава. Преобладающее падение пород – крутое (80°) восточное. Наиболее полные разрезы свиты изучены по рекам Большая Тошемка и Вижай [388, 390]. Основание свиты представлено толщей переслаивания зеленовато-серых и светло-серых кальцит-эпидот-альбит-хлоритовых и мусковит-альбит-кварцевых сланцев с маломощными (3–5 м) прослоями мусковит-стильпномелан-альбит-кварцевых сланцев. Мощность толщи 600 м. Выше залегает пачка зеленых сланцев по базальтоидам с тонкими прослойками парасланцев хлорит-серицит-кварцевых и кварц-серицитовых. Разрез завершается глаукофансодержащими сланцами.

Метабазальтоиды хомасьинской свиты на диаграммах составов ложатся в одно поле с саранхапнерскими – в поле лейкократовых низкоглиноземистых базальтоидов натриевой серии, характерных для рифтогенных континентальных окраин. Метаморфизм пород хомасьинской свиты на уровне фации зеленых сланцев, в узких зонах развиваются парагенезисы глаукофансланцевого метаморфизма, содержащие россит, магнезиорибекит, стильпномелан. С подстилающей саранхапнерской свита связана постепенным переходом; согласно перекрывается польинской свитой. В южной части территории листа Р-40 метавулканиты хомасьинской свиты прорываются дайками и штоками трахириолитов и монцодиоритов малиновского комплекса. Вблизи субвулканических интрузий трахириолитов малиновского комплекса наблюдаются ореолы слюдисто-карбонатных и гематит-магнетитовых метасоматитов. Возраст свиты принимается ранне-среднеордовикским; мощность 1700–2200 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Хыдейская свита (O_2hd) выделена К. А. Львовым в 1949 г. на горе Тельпос-Из близ истоков руч. Хыдеель. Распространена на современном срезе в синклинальных структурах западного склона (Косью-Уньинский район Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ), обнажаясь в виде отдельных локальных фрагментов по рекам Щугор, Ичет-Ляга, Унья, Кисунья и др. Разрез представлен ритмично-слоистыми зеленовато-серыми филлитовидными хлорит-серицит-кварцевыми и алевро-глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников известковистых в верхней части свиты. Палеонтологически свита охарактеризована слабо. В прослоях известковистых песчаников и алевролитов обнаружены *Angarella* cf. *mirabilis* Assatk., *Cariocrinidae*, тонкостенные брахиоподы и конодонты. Севернее листа, на р. Кожим, аналог хыдейской свиты – саледская свита охарактеризована фауной верхнего аренига и лланвирна. Хыдейская свита согласно залегает на тельпосской и с постепенным переходом перекрывается щугорской серией. Мощность 350–500 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

В платформенной части территории листа, в Ижма-Печорской СФцО, трансгрессивный цикл кембрия–ордовика продолжает среднеордовикско-силурийский терригенно-карбонатный комплекс (кыкаельская,

ваньюская и салюкинская свиты). Эти отложения имеют более широкое, чем базальные терригенные формации, распространение и занимают большую часть Печорской синеклизы и Верхнепечорской впадины.

В пределах формирующегося континентального шельфа, отвечающего Бельско-Елецкой СФЗ, в среднем—позднем ордовике отлагались мелководные карбонатные отложения Михайловско-Вайгачской подзоны, представленные щугорской свитой; на границе шельфа и батиального склона (Иргизлинско-Карская подзона) — сланцево-терригенные отложения глубоководного шельфа с рифогенными постройками тошовской свиты, а также — шежимская и большекосьюнская свиты, объединенные с рифовым массивом Косью; в пределах континентального склона (Зилаиро-Лемвинская СФЗ) формировалась сланцевая баская толща, а еще восточнее — вулканогенно-карбонатно-сланцевые образования чувальской свиты.

Средне-верхнеордовикские осадки накапливались в условиях полого наклоненного к востоку глубокого шельфа, представляя собой крайние восточные фации Бельско-Елецкой СФЗ. Начало позднеордовикского времени в Иргизлинско-Карской подзоне характеризуется расцветом органической жизни и образованием рифовых массивов на бровке шельфа.

Ниже приводится характеристика выделяемых подразделений.

Кыкаельская, ваньюская и салюкинская свиты объединенные ($O_{2-3}kk \div sl$).

Кыкаельская свита лежит в основании комплекса согласно с нибельской свитой или с угловым несогласием перекрывает протерозойские образования; характеризуется неоднородным составом. В районе Мичаю-Пашнинского вала в разрезе преобладают красноцветные и зеленоцветные мергели и коричневатые глинистые полидетритовые известняки с небольшим количеством эпигенетического сульфата. В западном направлении отмечается значительное увеличение доли грубой терригенной примеси и на Тэбукской ступени в нижней части свиты начинают преобладать красноцветные алевролиты, песчаники и аргиллиты. В этом же направлении существенно (до 60 м) уменьшается мощность свиты, максимальные значения которой (130 м) наблюдались в скв. 1-Зап. Дутово. Эти отложения охарактеризованы среднеордовикскими конодонтами *Phragmodus undatus* (Bransos et Mehl.), *Drepanoistodus homocurvatus* (Lindstrom), *Cornuodus longibasis* (Lindstrom) и др., мшанками средне-верхнеордовикских родов *Graptodictya* и *Monticulipora*.

Ваньюская свита представляет эвапоритовую субформацию. Сложена преимущественно седиментационными, частично — сульфатизированными доломитами и доломитизированными известняками серыми и зеленоватыми, в западных районах — с розовыми оттенками. Верхняя часть разреза (20—45 м) представлена тонким переслаиванием пестроцветных доломитов, аргиллитов и сульфатов. В редких прослоях детритовых известняков обнаружены верхнеордовикские конодонты *Aphelognathus* aff. *politus* (Hinde), *Prioniodina* ex gr. *rotunda* Sweet, Turco, Warner et Wilkie, *Cordylodus* aff. *flexuosus* (Branson et Mehl.), *Ozarkodina* cf. *robusta* (Stauffer). Мощность свиты увеличивается с запада на восток с 24 м (скв. 91-Кабанты-Вис) до 220 м (скв. 1-Сев. Савинобор) и, вероятно, сокращается в Верхнепечорской впадине.

Ваньюскую свиту согласно перекрывают коричневато-серые вторичные доломиты салюкинской свиты, охарактеризованные конодонтами позднего ордовика *Belodina confluens* Sweet, *Aphelognathus* aff. *shatzeri* Sweet и др. Мощность этих доломитов возрастает к востоку с 35 до 100 м (скв. 1-Зап. Дутово). Общая мощность трех свит изменяется от 150 до 450 м.

В Уральской части листа на территории Бельско-Елецкой СФЗ начиная со среднеордовикского времени устойчиво формируются шельфовые карбонатные осадки. На рубеже индысейского и тэлашорского времени отмечается четкая литологическая граница – терригенные осадки сменяются карбонатными, при этом нижняя часть карбонатного разреза содержит значительное количество терригенного материала в виде прослоев зеленовато-серых алевроглинистых сланцев, алевритистых песчаников и терригенной примеси в известняках.

Щугорская серия ($O_{2-3}\check{s}\check{c}\boldsymbol{g}$) и ее аналоги распространены в Косью-Уньинском районе Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. На площади листа отложения серии развиты в бассейнах рек Щугор, Илыч, Сотчемель, Ичет-Ляга и Унья. Выделена К. А. Львовым (1949) в ранге свиты со стратотипом на р. Щугор, где к ней отнесена вся карбонатная часть ордовика, охватывающая карбонатные отложения среднего–верхнего отделов. В стратотипе щугорская свита делится на две подсвиты: нижнюю, представленную известняками, в т. ч. мраморизованными криноидными с *Trigonocyclicus* cf. *vajgatschensis* Vels. et Stuk., *Hemicosmites* sp. и др., и известково-глинистыми сланцами; и верхнюю, сложенную глинистыми известняками, мергелями, реже – доломитами с *Platystrophia* ex gr. *Linx* Eichw. и др. Решением IV УрМСС щугорская свита переведена в ранг серии, в основании которой на примыкающей с севера территории (лист Q-41, Кожимский район) выделяется кожимская свита в объеме среднего ордовика, а вышележащие отложения разделены на устьзыбскую, малотавротинскую и яптикшорскую свиты.

Кожимская свита, выделена М. Е. Раабен в 1959 г. как аналог щугорской свиты. Последующими исследованиями [221] установлено, что кожимская свита – это только нижняя часть щугорской серии, охватывающая весь среднеордовикский возрастной интервал. В бассейнах рек Илыч и Унья нижняя часть щугорской серии не обнажается. Устьзыбская свита Кожимского района (Раабен, 1959) соответствует «червячковому горизонту» А. И. Першиной, амбаркыртинской свите, выделенной А. Г. Кондиайн (1960) на р. Илыч (уроч. Амбар-кырта) и пальникшорским слоям Б. Я. Дембовского и др. [316]. По составу это преимущественно глинистые пелитоморфные известняки со следами жизнедеятельности илоедов. В основании стратотипического разреза выделяется горизонт кварцевых песчаников. Осадки имеют характерный облик, позволяющий рассматривать этот уровень разреза как маркирующий горизонт. Первые «червячковые» образования – *Thalassinoides* появляются в верхах кожимской свиты, однако свой расцвет они получили именно в этом стратиграфическом интервале. Состав фауны почти полностью обновляется. Строматопоры, табуляты, брахиоподы *Triplesia krotovi* (Tschern.), криноидеи *Dentiferocrinus kozhimensis* Mil., *D. coronoides* Yelt., *Pentagonocyclicus bilfuracus* Schew., конодонты *Amorphognathus ordovicica* Br. et Mehl. являются зональным видом для

одноименной зоны (соответствующей рассохинскому горизонту) основания ашгиллского яруса [316].

Перекрывающие отложения, выделяемые в Кожимском районе как малотавротинская свита, в процессе их изучения также претерпели смену наименований: надчервячковый горизонт, зыбская свита, малотавротинские слои [133–135]. Они охарактеризованы малочисленными криноидеями *Dentiferocrinus* cf. *dividuus* Yelt., *D. subdividuus* Mil., которые известны в полуденском горизонте Северного Урала. В верхах разреза, там где он не нарушен «горизонтом проскальзывания» [316], в плитчатых доломитах органические остатки представлены мшанками, брахиоподами *Catazyga* sp., *Zygospira* sp. и конодонтами *Aphelognathus politus* Orchard. Мощность отложений, относимых к щугорской серии, в пределах листа до 650 м.

Тошовская свита ($O_{2-3}ts$) выделена и описана в обнажениях и скважинах на левобережье р. Вишера, напротив острова Тошевский [217]. Распространена в междуречье Вишера–Велс (Лопьинский район Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ). Ранее эти образования относились к щугорской свите. Нижняя граница в пределах площади листа не обнажена.

В стратотипе свита подразделяется на подсвиты: нижнюю, сложенную темно-серыми тонкослоистыми известняками, глинистыми известняками и глинисто-известковистыми сланцами, и верхнюю, почти исключительно доломитовую (серые, темно-серые и черные битуминозные доломиты) [217, 406]. Из сопоставления с региональными стратиграфическими подразделениями следует, что нижнетошовская подсвита, по-видимому, соответствует тыпыльскому и рассохинскому горизонтам среднего и верхнего ордовика, верхнетошовская – полуденскому, сурьинскому и кырьинскому горизонтам ашгиллского яруса верхнего ордовика. Об этом свидетельствуют находки табулят *Syringoporinus varians* (Yanet.), конодонтов *Phragmodus* cf. *flexuosus* Mosk. и др., криноидей *Dentiferocrinus subdividuus* Milicina, *D. dividuus* (Yelt.), входящих в список характерных комплексов органических остатков для ашгиллского яруса. Мощность свиты достигает 600 м.

Шежимская, большекосьюнская свиты и рифовый массив Косью объединенные ($O_{2-3}\check{s}\check{z} \div ks$) распространены в Верхнеуньинско-Верхнеилычском районе Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ.

Шежимская свита описана Б. Я. Дембовским (1992ф) на р. Илыч напротив острова Шежим-Ди, где и находится ее стратотип. Свита является основанием объединенного стратона и представлена зеленовато-серыми, серыми известково-глинистыми и глинистыми сланцами и глинистыми известняками с прослоями и линзами органогенно-обломочных известняков. Известняки преобладают в верхней части разреза. Свита содержит брахиоподы тэлашорского и чердынского горизонтов: *Rostricellula grandis* V. Bond., *Vellamo summa* V. Bond., трилобиты *Asaphus nieszkowskii* Schmidt, конодонты *Prioniodus alatus* Berg., *Bryantodina lenaica* Mjsk. и др. Мощность до 780 м.

Большекосьюнская свита имеет стратотип в среднем течении р. Бол. Косью (приток р. Илыч) [316], представленный углеродисто-гли-

нистыми пелитоморфными, «червячковыми», органогенно-обломочными известняками, известковистыми песчаниками и гравелитами с прослоями мраморизованных и доломитистых разностей. Свита содержит трилобиты, цистоидеи *Hemicosmites vajgatchensis* (Yelt. et Stuk.), конодонты *Prioniodus alobatus* Berg., *Pygodus anserinus* Lam et Lind. [174]. Нижняя граница проводится по подошве маркирующего горизонта оолитового известняка (около 3 м), состоящего из оолитов шамозитового состава. Мощность свиты 100 м.

Рифовый массив Косью, завершающий ордовикский разрез, имеет стратотип в среднем течении р. Бол. Косью [316]. Представлен известняками серыми, светло- и желтовато-серыми массивными, массивнослоистыми, местами плитчатыми, брекчированными полидетритовыми, избирательно доломитизированными, а также криноидно-водорослевыми, кораллово-водорослевыми, участками мраморизованными, с радиально-лучистым кальцитом (рифовый туф). Отложения содержат обильную фауну табулят *Plasmoporella angusta* Yanet., *Catenipora obligua* (Fisch.-Benz.), ругоз *Grewigkia bilateralis* Neuman, *Krassilasma simplex* Ivns., *Palaeophyllum tubuliterum* Reim., криноидеи *Bystrowicrinus compositus* Yelt. et Stuk, конодонты *Belodina confluens* Sweet. и водоросли ашгиллского яруса. Мощность рифа 600 м. Общая мощность объединенного стратона достигает 1500 м.

Баская толща (O_{2-3}bs) Малопечорского района Зилаиро-Лемвинской СФЗ описана в ранге свиты В. Н. Пучковым (1979) на р. Унья ниже устья Синей Речки. Здесь же наблюдался переход от терригенной пестроцветной грубеинской свиты к вышележащей буро-сероцветной баской толще. Толща локально развита в пределах Малопечорского аллохтона в верховьях рек Печора и Унья. В нижней части представлена переслаивающимися алевролитами и филлитизированными глинистыми сланцами бурых, серых и зеленоватых оттенков с линзочками и тонкими (до 5 см) прослоями серых и зеленоватых глинистых тонкозернистых известняков. Выше по разрезу лежит пачка грубокомковатых глинисто-кремнисто-карбонатных пород. В толще найдены конодонты *Acontiodus* aff. *Rectus* Lind., *Pygodus serrus* (Hadding.) и др., криноидеи *Apertocrinus* ex gr. *apertus* Yelt. et Stuk., характерные для средней и верхней части среднего ордовика. По характеру строения и комплексу конодонтов баская толща близка к разрезам хайминской и юнковожской свит Полярного Урала [317, 174]. Мощность более 300 м.

Чувальская свита ($O_{2-3}čv$). Свита с таким названием была выделена Б. А. Аблизиным на горе Чувал и датирована верхним рифеем [346]. Стратотип описан в отрогах горы Чувал. После обнаружения в мраморах чувальской свиты на территории листов P-40-106, 107 мшанок, криноидей и цистоидей плохой сохранности (определения В. С. Милициной) В. Я. Алексеевым и Г. Г. Морозовым [217] это подразделение было переведено в ордовик. В принятом в настоящей работе структурно-формационном районировании к чувальской свите отнесены вулканогенно-осадочные образования Тылайско-Чувальского района Зилаиро-Лемвинской СФЗ, слагающие хребты: Чувальский Камень, Лиственичный, Курысарский и западный склон хр. Тулымский Камень.

Свита представлена преимущественно сланцами – серицит-хлорит-кварцевыми, серицит-альбит-кварцевыми, кальцит-хлоритовыми, альбит-хлорит-серицит-кальцитовыми. В разрезе присутствуют в качестве маркирующих горизонтов: пачка слюдистых хлорит-кальцитовых мраморов, часто имеющих ленточнослоистую текстуру за счет чередования светло-серых кальцитовых и зеленых хлорит-мусковитовых слойков и в верхней части – вулканогенно-терригенная пачка, сложенная пластами метаэффузивов (ортосланцев основного состава), переслаивающихся с парасланцами. В разных частях разреза, в линзах мраморизованных известняков, найдены остатки криноидей, цистоидей и мшанок плохой сохранности (определения В. С. Милициной): *Hemicosmites* sp., *Trilobocystis* sp., *Fascicrinus* cf. *oides* Milicina, *Bystrowicrinus* sp. indet., *Pentagonocyclicus* ex gr. *ocerbus* Milicina, *Cyclopentagonalis* sp. indet. Чувальская свита залегает согласно на груботерригенной хапхарской. Мощность свиты более 1000 м.

Польинская свита ($O_{2-3}pl$) была впервые выделена К. А. Львовым (1956) на Приполярном Урале, на р. Полья. Наибольшее распространение свита имеет в северной части территории листа P-40, где она в виде узкой полосы прослеживается к востоку от полей развития саранхапнерской и хомасьинской свит. В разрезе преобладают сланцы слюдисто-кварцевые графитсодержащие и филлитовидные существенно серицитового состава. Отмечаются редкие прослои мраморизованных известняков и пласты аповулканогенных альбит-хлорит-актинолитовых и эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев. Слоистость смята в сжатые асимметричные складки восточной вергентости, разрез нарушен взбросами и надвигами. Уровень метаморфизма – фация зеленых сланцев. Некоторыми геологами к польинской свите в качестве ее верхней подсвиты относилась толща метабазальтов натриевого состава. Нами эта толща вулканитов отнесена к пальникшорской свите позднеордовикского возраста.

Польинская свита залегает согласно на хомасьинской. Возраст определяется по положению в разрезе. Мощность свиты до 600 м.

К характеризуемому временному интервалу относится также выйская свита ($O_{2-3}vs$) Западно-Тагильской СФЗ; однако она занимает более высокий стратиграфический уровень в сравнении с польинской свитой: основной объем последней составляют породы среднеордовикского возраста, тогда как большая часть выйской свиты относится к верхнему ордовику. Выйская свита впервые была выделена и описана Ю. Д. Смирновым (1953) на р. Выя, южнее листа P-40. Образования, относимые к выйской свите, слагают узкий тектонический блок в южной части площади. В стратотипическом районе в составе свиты выделяются две толщи: нижняя – вулканогенно-терригенная и верхняя – вулканогенная. Нижняя толща включает углеродсодержащие серицит-кварцевые сланцы, метаморфизованные базальты, их туфы и туфопесчаники, верхняя – метаморфизованные базальты и долериты. Уровень метаморфизма – фация зеленых сланцев. Отдельными зонами накладываются парагенезисы глаукофан-сланцевого метаморфизма (кроссит, винчит, магнезиорибекит, стильпномелан).

На территории листа P-40 к выйской свите отнесены эпидот-альбит-актинолит-хлоритовые сланцы по базальтам и долеритам с просло-

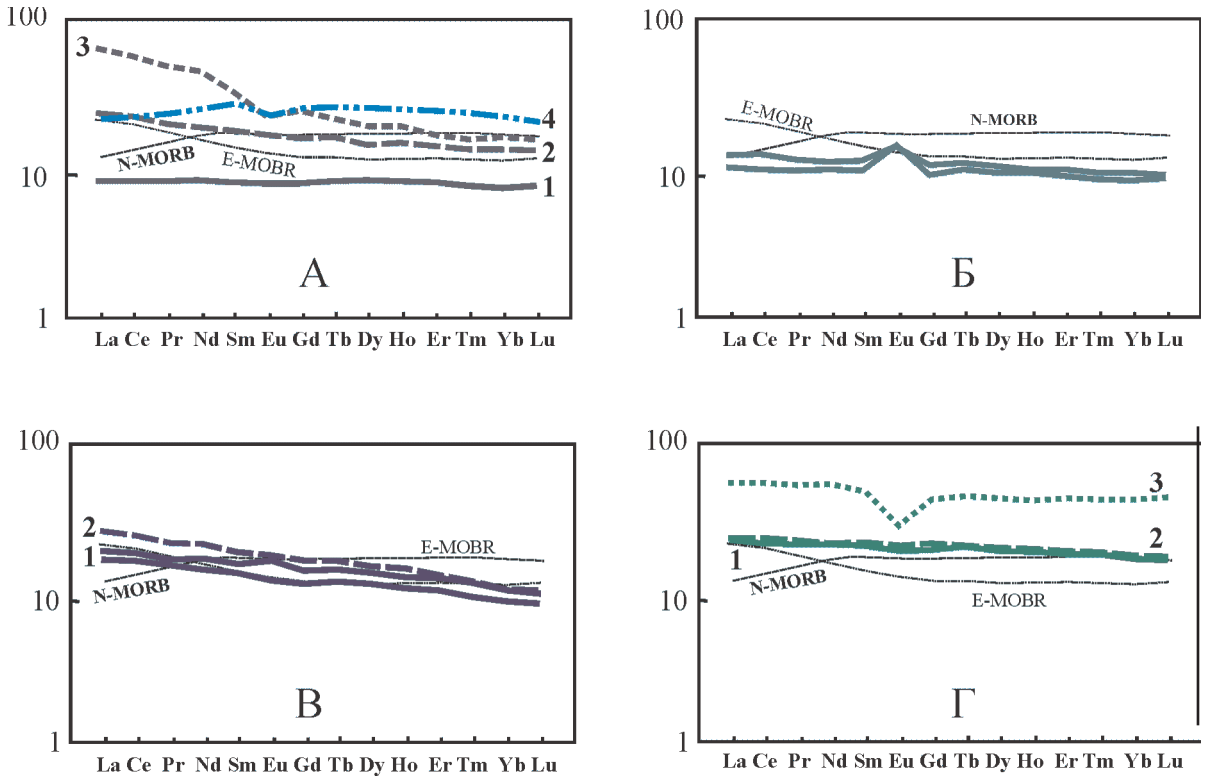


Рис. 3. Графики содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту, в породах мариинского комплекса, выйской и шемурской свит.

Вклейка. Заказ 80000020

ями микрокварцитов и углеродистых сланцев. Составы метабазальтов имеют сходство с океаническими образованиями; график распределения РЗЭ в них сходен с N-MORB при несколько более высоких уровнях содержания элементов (рис. 3). Свита не имеет фаунистического обоснования возраста, мощность ее более 2000 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Пальникшорская свита (O_3pn) выделена С. Н. Волковым (1960) на восточном склоне Приполярного Урала и названа по руч. Пальникшор – притоку р. Манья. В стратотипическом районе (бассейны рек Ятрия и Хулга) в состав свиты входят метаморфизованные долериты, базальты, их туфы, прослои яшмоидов.

На территории листа P-40 пальникшорская свита слагает серию тектонических пластин между войкаро-кемпирсайским меланжевым комплексом и блоками габброидов Платиноносного пояса (качканарский и тагило-кытлымский комплексы). В ее состав, так же как и в стратотипическом районе, входят зеленые альбит-эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы по долеритам и базальтам с прослоями яшмоидов и кремней. Породы сильно деформированы, часто смяты в асимметричные сжатые и изоклинальные складки, разрезы тектонически фрагментированы. Уровень метаморфизма – фация зеленых сланцев, узкими зонами развиваются парагенезисы глаукофансланцевого метаморфизма – кроссит, магнезиорибекит, стильпномелан.

Возраст свиты обосновывается находкой граптолита *Amplexograptus* aff. *prominensis* (Barrass) в кремнистых прослоях среди метаморфизованных базальтов в 200 м западнее контакта метавулканитов с габбро-амфиболитами Платиноносного пояса, на р. Сертынья (к северу от листа P-40), позволяющей датировать разрез верхним ордовиком, вероятно – уровнем *Post–Dicellograptus complanatus Zone* (определение Н. М. Заславской).

Мощность свиты 1500 м.

ОРДОВИКСКАЯ–СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНИЙ ОРДОВИК–НИЖНИЙ СИЛУР

В Уральской складчатой системе отложения этого возраста пользуются довольно широким распространением. В пределах Косью-Уньинского района Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ отложения верхнего ордовика, выделенные в табаротинскую серию, начинают единый позднеашгиллско-лландоверийский цикл осадконакопления, и в непрерывных разрезах граница систем фиксируется в однородной толще по смене сообществ брахиопод и конодонтов.

Табаротинская серия (O_3–S_1***tb***) объединяет яптикшорскую свиту верхнего ордовика, джагалскую и филиппъельскую свиты лландоверийского яруса нижней части силура.

Яптикшорская свита впервые была описана на р. Кожим как яптикшорские слои (Сапельников, Безносова, 1980) В ранг свиты яптикшорские слои переведены Б. Я. Дембовским (1990). В бассейне р. Илыч в основании разреза табаротинской серии залегают брекчиевые доломиты или метровая пачка конглобрекчий с мергелистыми гальками, но чаще этот горизонт отсутствует и наблюдается постепенный переход от известняков и сланцев к темно-серым, почти черным доломитам и доломитизированным известнякам. С брекчированными доломитами связано полиметаллическое и свинцово-цинковое стратиформное оруденение. Верхи разреза, вскрытые в районе Шантым-Прилукских проявлений, представлены темно-серыми битуминозными доломитами с массивной брекчиевидной и реже – слоистой текстурами; отмечаются прослои и линзы кремней, прослои кремнистых известняков. Доломиты содержат фауну *Paleofavosites* ex gr. *balticus* Rukh., *Pentamerus* ex gr. *borealis* Rukh. *Belodina confluense* Swett. кырьинского и лландоверийского возраста. Нижняя граница яптикшорской свиты проводится по подошве доломитовых брекчий.

Джагалская свита в объеме джагалского горизонта слагает основание силурийского разреза. Представлена вторичными доломитами, коричневато-серыми массивными, полидетритовыми с прослоями кораллово-строматопоровых, с желваками кремней, в нижней части – с ходами илоедов, в верхней – с банковыми скоплениями пентамерид. Найдены брахиоподы *Virgiana barrandei* Bill., *Zygospiraella duboisi* (Vern.), конодонты *Dismodus kentuckyensis* Br. et Br. и др. Мощность свиты 220–550 м.

Филиппъельская свита выделена в 1962 г. А. И. Першиной в ранге горизонта, относившегося ранее к основанию венлока. В бассейнах рек Илыч и Унья обнажаются восточные фации Михайловско-Вайгачской подзоны. В основании разреза залегают битуминозные пятнистые брекчированные доломиты, выше которых следится толща серых, светло-серых искристых доломитов с прослоями гастроподовых и строматопоровых известняков с кораллами *Paleofavosites alveolaris* (Goldf.), *Favosites* ex gr. *favosus* (Goldf). Разрез отложений по р. Илыч в районе скал Татарская церковь представлен темно-серыми доломитами, доломитовыми брекчиями с включениями желваков и линз кремней, с прослоями известняков. Отсюда собран [316] лландоверийский комплекс граптолитов: *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. Мощность свиты 100–180 м. Общая мощность табаротинской серии 350–480 м.

В пределах Лопьинского района Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ образования верхнего ордовика–нижнего силура отвечают глубоководному шельфу и представлены доломитами и известняками с примесью глинистого и терригенного материала, а также сланцевой толщей.

Доломитовая и сланцевая толщи объединенные (O_3–S_1dl + sl) протягиваются узкой полосой от северной границы Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория до южной границы Малопечорского аллохтона в бассейне р. Вишера и ее притоков Улс, Бол.

Мойва и Лыпья. Нижняя, доломитовая, толща (240–890 м) соответствует кырьинскому горизонту верхнего ордовика и лландоверийскому ярусу нижнего силура. В южной части поля своего развития, в районе р. Тыпыл, представлена преимущественно доломитами и лишь в верху разреза – известняками, в северной части (верхнее течение р. Вишера) – известняками с прослоями доломитов. Доломиты в подошве толщи светло-серые, кремовые, голубовато-светло-серые афанитовые и тонкозернистые, выше – серые и темно-серые мелко-, средне-и крупнозернистые, обычно массивные неяснослоистые или толстослоистые. В кровле толщи преобладают серые и темно-серые известняки часто с алевритовой или песчаной примесью кварца, с прослоями доломитизированного и глинистого известняка с *Favosites favosus* (Goldf.), *Palaeofavosites balticus* (Rukh.), *Virgiana* cf. *barrandei* (Bill.), *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow., *Obuticrinus* cf. *bullosus* Yelt. et Stuk., подтверждающими лландоверийский возраст пород. В северной части известняки белые и светло-серые, темно-серые до черных, афанитовые и мелкозернистые неяснослоистые, реже массивные. Доломиты окрашены в темно-серые тона. Толща хорошо, но неравномерно охарактеризована конодонтами, табулятами, гелиолитидами, криноидеями, мшанками, ругозами и гастроподами *Favosites* cf. *gothlandicus* (Goldf.), *Pseudoconchidium kozhimicum* Nikif., *Obuticrinus bullosus* Yelt et Stuk., *Fascicrinus* cf. *oides* Milicina, *Proconchidium munsteri* (St. Joseph), *Stenopareia* sp., *Ecclimadictyon alaschense* Bogoyavl., *Dentiferocrinus* sp. indet. *Dentiferocrinus* cf. *dividuus* (Yelt). Возраст фаунистических остатков – верхний ордовик–нижний силур. Нижняя граница доломитовой толщи проводится по смене серых и темно-серых кристаллических доломитов тошовской свиты кремовыми афанитовыми доломитами с криноидеями *Pentagonocyclicus* ex gr. *elegans* Yelt. лландоверийского возраста [214, 215]. В вышележащую сланцевую толщу она переходит через маломощную (25–50 м) пачку глинистых известняков, содержащих значительное количество терригенного кварца.

Сланцевая толща согласно лежит на карбонатных породах доломитовой толщи. Опорное обнажение ее описано на левобережье р. Вишера, напротив о. Межевой [406] и ниже о. Дорожный. Толща сложена темно-серыми до черных и зеленовато-серыми сланцами углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми и углисто-глинисто-известковистыми, содержащими прослои безуглистых разностей. Присутствуют прослои глинистых известняков черного и серого цвета, желтовато-светло-серых песчаников, иногда черных доломитов с фауной *Angopora riphaea* Yanet, *Cystiphyllum* ex gr. *siluriens* Lonsd., *Obuticrinus* cf. *bullosus* Yelt. et Stuk., *Multisoleniatortusa* Tritz. var. *sibirica* Sok., *Paleofavosites* cf. *mirus* Sok., *Entelophyllum* ex gr. *losseniformis* Zhelt., *Strombodes* cf. *lindstromi* Wdkd., *Crotalocrinites* ex gr. *rugosus* Miller., *Parastriatopora* sp. нижнесилурийского возраста. Эти отложения полностью соответствуют по объему венлокскому ярусу нижнего силура. Мощность толщи 150–280 м. Суммарная мощность подразделения 400–1100 м.

Шемурская свита (O_3–S_1*šm*) была выделена М. Ф. Заболотской (1960ф) на хр. Шемур в составе двух подсвит – нижнешемурской базальтовой и верхнешемурской, включавшей вулканиты кислого состава. Позднее Ю. Ф. Юрин с соавторами (1986ф), проводивший геологиче-

скую съемку масштаба 1 : 25 000 в пределах Шемур-Шегультанской вулкано-тектонической структуры, уточнил разрез свиты, разделив каждую из подсвит на две толщи: нижнюю – базальтовую и верхнюю – риодацитовую.

В северной части листа шемурская свита слагает тектонические пластины к востоку от габброидных массивов Платиноносного пояса. Наибольшим распространением она пользуется в центральной части площади (листы P-40-XXX и P-40-XXXVI), где выполняет крупные вулкано-тектонические депрессии в области между габбро-ультрабазитовыми массивами Чистопским и Денежкин Камень – Саумскую, Тарньерскую и Шемурско-Шегультанскую, а также пластины в зоне Главного Уральского разлома. Шемурская свита связана постепенными переходами с нижележащим метагаббро-долеритовым комплексом и согласно перекрывается павдинской свитой.

Разрез свиты наиболее хорошо изучен по профилям поисковых скважин в пределах Саумской и Шемурской вулкано-тектонических структур [388], где он начинается с толщи базальтов, в низах которой наблюдается большое количество даек и силлов комагматичных им долеритов, тел субвулканических риолитов, гипабиссальных плагиогранитов и гранодиоритов. Кроме потоков подушечных и массивных базальтов, в состав толщи входят линзы гиалокластитов, лавокластических брекчий, подушечно-обломочных лав, редкие прослои яшмоидов и кремнистых алевролитов. Выше по разрезу залегает толща экструзивно-лавовых потоков плагиориолитов с прослоями лавокластитовых и гиалокластитовых брекчий, пемзовых и витрокластических туфов различной размерности (от мелкообломочных до лапиллиево-агломератовых), вулканомиктовых конглобрекчий, туфопесчаников, туфоалевролитов с прослоями кремнистых алевролитов и яшмоидов, миндалекаменных базальтов, прослоями и линзами колчеданных руд. Вверх по разрезу залегает пачка плагиофировых, реже пироксен-плагиофировых базальтов, мелко-, среднепорфировых и афировых, часто гематитизированных, и их лапиллиево-агломератовых туфов. Отмечаются прослои вулканомиктовых конгломерато-брекчий и туфопесчаников. Базальты вновь сменяются пачкой эффузивных и экструзивных риолитов, кварц-плагиофировых риодацитов, их пемзовых и лито-витро-пемзокластических туфов различной размерности, вулканомиктовых конглобрекчий, гравелитов и песчаников, туфоалевролитов с прослоями кремнистых туфоалевролитов и яшмоидов. Присутствуют также мраморизованные известняки и известковистые песчаники, стратиформные колчеданные руды. Эти породы составляют второй цикл вулканизма и объединяются во вторую (верхнешемурскую) подсвиту шемурской свиты.

Породы шемурской свиты претерпели зеленокаменный метаморфизм на уровне фации зеленых сланцев, а также контактово-термальный метаморфизм альбит-эпидот-роговиковой, амфибол-роговиковой, реже – пироксен-роговиковой фации вблизи массивов тагило-кытлымского, качканарского и петропавловского комплексов.

В зоне Главного Уральского разлома, к западу от Саумской и Шемур-Шегультанской вулкано-тектонических структур, выделяется узкая полоса зеленосланцевых бластомилонитов по породам, состав и возраст

которых аналогичны вулканитам нижнешемурской подсвиты. В клиновидной субвертикально залегающей тектонической пластине присутствуют зеленосланцевые метабазальты (альбит-эпидот-актинолит-хлоритовые сланцы), иногда гематитизированные, с прослоями яшмоидов и кремней, в западном направлении постепенно сменяющиеся тонкополосчатыми сланцами серицит-эпидот-хлорит-альбитового, кварц-эпидот-актинолит-хлоритового состава, образовавшимися, предположительно, по туфопесчаникам и туфоалевролитам (туфам?), иногда с тонкими прослоями тонкозернистого пирита. Среди метабазальтов и вулканогенно-осадочных пород присутствуют многочисленные тела кислых вулканитов и субвулканических образований, состав которых колеблется от андезидацитов до риолитов нормального и субщелочного натриевого ряда. В разрезах присутствует вся гамма пород от лавоподобных тонкокристаллических миндалекаменных разностей до микроплагиогранит-порфиров. Породы претерпели региональный зеленосланцевый метаморфизм, в пределах узких зон развиваются парагенезисы глаукофансланцевого метаморфизма; вблизи массивов Платиноносного пояса возникают парагенезисы повышенных температур и давлений, содержащие барруазит и гранат [137].

На геологической карте шемурская свита не разделяется на подсвиты ввиду незначительности размеров контуров и неоднозначности их выделения на большей части территории. Химический состав пород шемурской свиты несколько различен в разных районах ее распространения. Общим для свиты является принадлежность вулканитов к контрастно-дифференцированной натриевой базальт-риолитовой формации. В пределах Шемурской структуры и пластины в зоне Главного Уральского разлома вулканиты принадлежат к высоко- и умереннотитанистой серии и сходны с океаническими базальтами; в Саумской вулкано-тектонической структуре – близки к известково-щелочным сериям (рис. 4).

Различия составов вулканитов шемурской свиты в пределах разных структур хорошо заметны на диаграммах содержаний РЗЭ, нормированных к хондриту (рис. 3).

Возраст свиты обоснован находками конодонтов. В прослоях яшмоидов среди базальтов и риолитов нижнешемурской подсвиты на хр. Шемур обнаружены [12]: *Periodon grandis* (Ethington), *Scolopodus insculptus* (Branson et Mehl.), *Falodus prodentatus* (Graves et Ellisson), *Paltodus* cf. *migratus* Rexrood, *P.* aff. *migratus* Rexrood (определения В. А. Наседкиной). В комплексе конодонтов присутствует зональный вид *Periodon grandis*, соответствующий позднему ашгиллию, что позволяет уверенно датировать образования нижнешемурской подсвиты верхним ордовиком. В прослоях кремней среди вулканитов верхнешемурской подсвиты найдены следующие конодонты: *Neoprioniodus(?) brevirameus* Walliser, *Scolopodus(?)* sp. indet., *Acodus*(?) cf. *curvatus* Branson et Branson, *A. unicostatus* Branson et Mehl., *Distomodus* cf. *kentuckyensis* Branson et Branson, *Paltodus* aff. *migratus* Rexrood, *Oistodus(?)* sp., *Belodina* cf. *compressa* (Branson et Mehl.), *Scolopodus insculptus* (Branson et Mehl.), *Pterospathodus* aff. *amorphognathoides* Walliser (определения В. А. Наседкиной). В приведенном комплексе имеются два зональных вида – *Distomodus kentuckyensis* – раннего лландовери и *Pterospathodus*

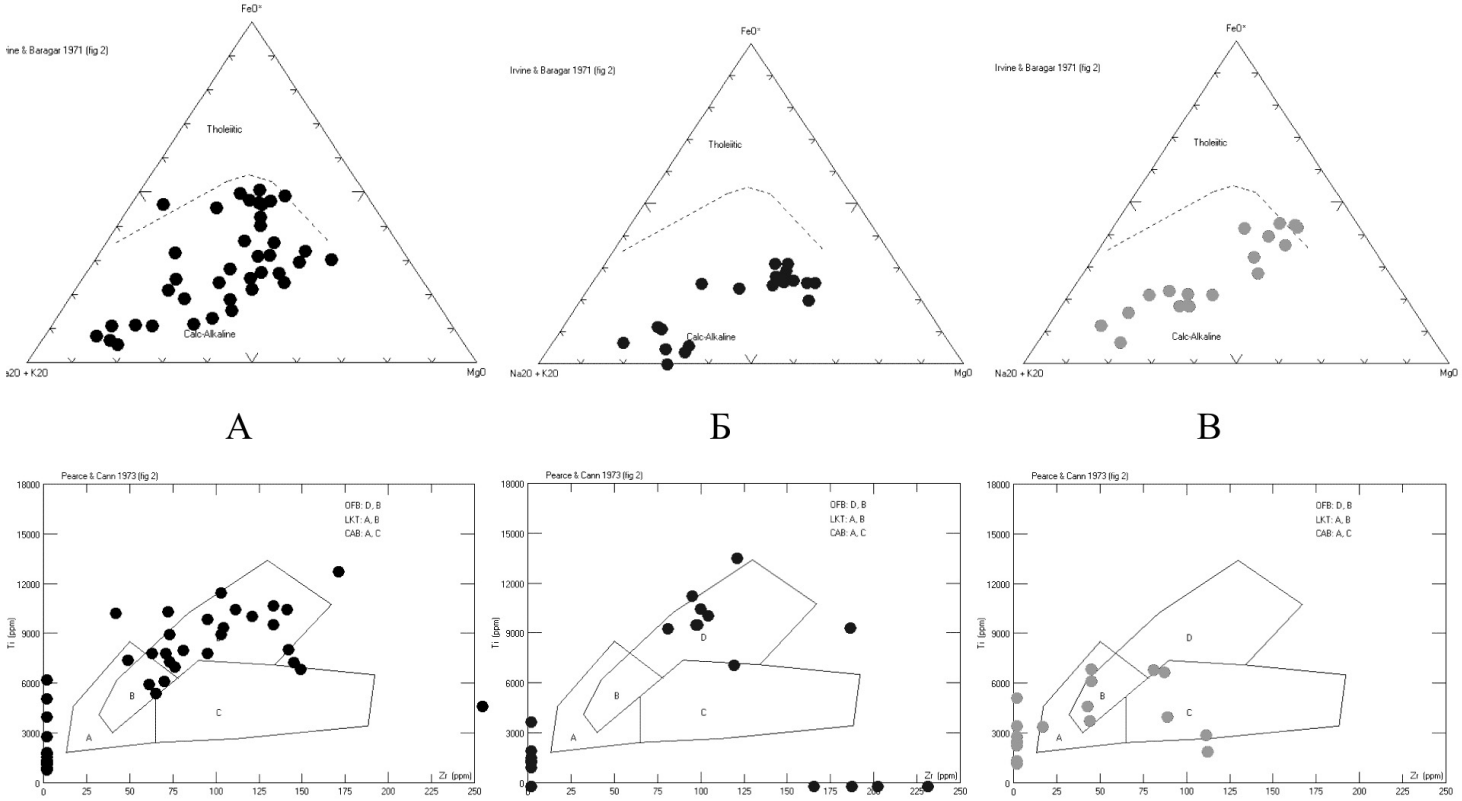


Рис. 4. Положение точек составов вулканитов шемурской свиты различных структур (*А* – пластины в зоне Главного Уральского разлома, *Б* – Шемурской вулкано-тектонической структуры, *В* – Саумской вулкано-тектонической структуры) на диаграммах AFM и Ti–Zr. Поля составов по [Pearce, Cann, 1973]: OFB – океанических базальтов; LKT – островодужных толеитов; CAB – известково-щелочных базальтов.

amorphognathoides – позднего лландовери–раннего венлока, что позволяет датировать верхнешемурскую подсвиту нижним силуром. В разрезе зеленосланцевых метавулканитов в зоне Главного Уральского разлома, относимых к шемурской свите (гора Кент-Ньер), в прослоях яшмоидов найдены конодонты: *Acodus*(?) sp., *Periodon*(?) sp., *Pygodus*(?) sp., *Periodon grandis* (Ethington), позволяющие датировать эти образования верхним ордовиком и коррелировать с нижнешемурской подсвитой [137]. Таким образом, возраст шемурской свиты достаточно надежно обоснован как позднеордовикско-раннесилурийский.

Мощность шемурской свиты 1000–2000 м.

ОРДОВИКСКАЯ–ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНИЙ ОРДОВИК–НИЖНИЙ ДЕВОН

Этому возрастному интервалу в Косью-Уньинском районе Бельско-Елецкой СФЗ отвечают мелководные карбонатные, изобилующие фауной, осадки закрытого шельфа самой западной части Михайловско-Вайгачской подзоны.

Табаротинская серия, седьельская свита, гердъюская, гребенская и уньинская свиты объединенные (O_3–D_1***tb*** ÷ ***un***). Выходы этих отложений протягиваются узкой полосой к югу от широтного течения р. Илыч (от р. Шежимъю Илычская до низовьев р. Кисунья). Наиболее полный разрез на р. Унья, между устьями Черной и Дубровки, где он представлен карбонатной фацией. В основании табаротинской серии местами присутствует отвечающая яптикшорской свите 20–50-метровая пачка черных доломитов с верхнеашгиллскими *Eoncochidium* ex gr. *munsteri* Kiaer. Выше [60] залегают не имеющие четких литологических границ лландоверийско-венлокские джагалская, филиппьельская и седьельская свиты (первые две входят в состав табаротинской серии). Сложены они темно-серыми массивными и слоистыми, часто брекчиевыми и битуминозными доломитами, реже – доломитизированными известняками с многочисленными, но плохой сохранности табулятами *Palaeofavosites alveolaris* Goldf., *Favosites kuklini* Tchern., брахиоподами *Pentamerus borealis* (Eichw.), *P. oblongus* Sow., *Virgiana barrandei* (Bill.) и др. В составе седьельской свиты появляются кремни, глинистые и алевритистые доломиты, глинистые известняки с прослоями глинисто-известняковых, углисто-глинистых сланцев, органогенные строматопоровые известняки с *Parastriatopora tebejkovic Parastriatopora tebejkovi* (Tchern.) и др., с табулятами *Favosites* ex gr. *kennilioensis* Ozahi, остракодами и брахиоподами. Суммарная мощность филиппьельской и седьельской свит около 290–320 м.

Отложения гердьюской и гребенской свит относятся к верхнему силуру и представлены мраморовидными известняками светло-серыми толстоплитчатыми, иногда – псевдостроматопоровыми (водорослевыми?), мелкодетритусовыми, в основании – конгломератовидными, с прослоями (до 0,5 м) светлых зернистых доломитов. Выделяется 20-метровая пачка серых и темных органогенно-мелкообломочных известня-

ков с члениками и обрывками стеблей криноидей и амфипорами. Определены *Conchidium* cf. *vogulicum* Bern., *Brooksina* cf. *striata* Eichw. Верхняя часть верхнесилурийского разреза сложена мелкодетритусовыми известняками с гастроподами, остракодами, амфипорами пржидолия. Мощность свит составляет 240—450 м.

Уньинская свита, сопоставляемая с овинпармской и сотчемкыртинской свитами, выделена А. Г. Кондиайн [105] на р. Унья, в 2 км ниже устья р. Бол. Дубровка, где и находится стратотип. Обнажена по рекам Шежим и Печора. Представлена серыми и темно-серыми битуминозными известняками и известняками доломитовыми с амфипорами и кораллами *Pseudomplexus quadripartitus* Soshk., *Favosites (Dictyofavosites) rotundatus* Mir., остракодами *Eomorellia kondiani* Abuch., брахиоподами *Spirigerina* ex gr. *marginalis* (Dalm.), *Eoreticularia* ex gr. *indifferens* (Barr.). В верхней части разреза залегает маломощная пачка доломитов, иногда брекчиевидных. Мощность уньинской свиты 100—115 м.

Общая мощность подразделения до 1000 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

В Верхнеуньинско-Верхнеилычском районе Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ силуру в полном объеме отвечает Косью-Илычский рифовый массив (S*ki*), выделенный и описанный Б. Я. Дембовским [316] на р. Илыч, где и находится стратотип. Сложен массив рифогенными известняками светло-серыми мраморовидными, участками брекчиевыми, с инкрустационными структурами, местами криноидными, в нижней части содержащими прослои доломитистых известняков. Вверху рифа обнаружены верхнесилурийские брахиоподы *Conchidium novosemelicum* Nal., *C. bilocular asiaticum* Sap. et Ruk., *Howellella* sp., в основании — многочисленные кораллы, криноидеи, цистоидеи, конодонты и водоросли лландоверийского возраста. Контакт между верхнеордовикским рифом Косью и силурийским массивом установлен на р. Бол. Косью (правый приток Илыча) по смене комплексов фауны. Мощность рифа более 500 м.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В Полюдовско-Чусовском районе Бельско-Елецкой СФЗ нижний силур представлен прибрежно-морскими и дельтовыми отложениями колчимской свиты (S_1kl). Выходы их известны в крыльях Колчимской и Тулымпарминской структур Колчимско-Полюдовского поднятия, где они лежат с угловым несогласием на разных свитах рифея и венда и со следами перерыва — на полюдовской свите. Перекрываются на одних участках язьвинской свитой, на других — такатинской. В основании разреза (10—25 м) развиты песчаники кварцевые светло-серые средне-мелкозернистые, содержащие продукты переотложенных кор выветривания (пестроцветные глины), включения мелкой гальки, прослои алевролитов и мергелей, линзы (0,2—0,3 м) мелкогалечного гравелитистого конгломерата. Выше залегают переслаивающиеся серые песчанистые доломиты или доломитизиро-

ванные известняки и кварцевые песчаники с доломитовым цементом; встречаются прослои песчано-доломитовых седиментационных брекчий. Венчает разрез свиты в районе Верхнеухтымской антиклинали пачка кварцевых песчаников, иногда содержащих прослои алевролитов. Южнее разрез завершается мощной (80—230 м) толщей серых массивных доломитов с редкими прослоями известняков. Свита отнесена к нижнему силуру на основании находок брахиопод *Pentamerus* cf. *oblongus* Sow., *Virgiana barrandei* (Bill.), кораллов *Favosites hisingeri* M. Edw. et Heime и др. Мощность ее в районе Верхнеухтымской антиклинали составляет 35—50 м, в южной части Тулымпарминской структуры достигает 280 м. В Колчимской антиклинали свита алмазоносна.

Павдинская свита (S_1pv) развита в пределах Западно-Тагильской СФЗ. Она была выделена Н. А. Штрейсом (1951) в пределах бывшей Павдинской лесной дачи (южнее листа P-40), в качестве павдинского горизонта. В состав его включались туфогенные песчаники, глинистые сланцы, туфы пироксенофировых андезибазальтов с прослоями глинистых известняков, в верхах разреза — долериты. В 1958 г. Т. В. Дианова в восточной части Павдинского района выделила андезитовую свиту, сопоставляя ее с павдинской.

При проведении ГДП-50 Саумской площади рассматриваемые вулканиты были выделены в качестве макельтурской свиты [388]. Поскольку макельтурская свита является полным латеральным аналогом ранее выделенной и широко распространенной павдинской свиты, по праву приоритета образования непрерывно-дифференцированной базальт-андезит-дацитовой формации нижнего силура показаны в настоящей работе в рамках павдинской свиты.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования павдинской свиты залегают на шемурской и перекрываются именновской свитой. Ю. С. Каретин [341] отмечает налегание павдинских вулканитов и осадков на разных частях разреза шемурской свиты, но без признаков размыва. В состав свиты входят пироксен-плагиофировые и плагиофировые базальты; оливин-пироксен-плагиофировые, двупироксеновые, кварц-амфибол-пироксен-плагиофировые андезибазальты, андезиты и андезидациты; кварц-плагиофировые и амфибол-плагиофировые дациты и риолиты в лавовой, гиалокластитовой, экструзивной и пирокластической фациях. Среди туфов распространены лито-витро-кристаллокластические разности. Породы относятся к нормальному и субщелочному калиево-натриевому ряду. Значительную часть разрезов составляют осадочные и туфогенно-осадочные породы — вулканомиктовые конгломерато-брекчии, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые алевролиты и известняки. Метаморфизм зеленокаменный, на уровне фации зеленых сланцев. Наиболее представительные разрезы свиты вскрыты поисковыми скважинами в пределах Саумской структуры [388], а также представлены в серии обнажений по рекам Ушма, Северная Тошемка и Малая Сосьва [388, 437].

Возраст свиты определяется следующими находками фауны и микрофауны.

В разрезе по линии скважин севернее р. Северная Тошемка в кремнистых прослоях среди переслаивающихся туфогравелитов и туфопес-

чаников присутствуют радиолярии *Inanigutta* sp. indet., *Inanihella* sp. indet, *Rhodoinania* sp. indet, *Gromiinahella* aff. *llandoverica* Sadr. лландовери-венлокского облика (определения Б. М. Садрисламова). В этом же районе, в верхах разреза, встречены рифогенные известняки с венлокской фауной: *Taxopora* ex gr. *xenia* Sok., *Pychostilus* sp., *Microplasma* sp. (ex gr. *gotlandicum* Dub.), *Trimerella subrianidae*. В тонкослоистых известняках верхней части разреза свиты, подсеченного линией скважин в среднем течении р. Большой Лих (лист P-40-XXXVI) определена фауна: *Favosites gothlandicus* Lam., *Subalveolites spinotuberculatus* Sok., *Halisites* cf. *laxus* Yanet, *Atrypella* aff. *prunum* Dalm., *Eoreticularia pavdensis* Streiz., позволяющая датировать разрез павдинским горизонтом нижнего—среднего венлока.

Мощность павдинской свиты 1800—2900 м.

НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Прилукская, южнопальюская, северосавиноборская и пашнинская свиты объединенные ($S_{1-2}pr \div p\check{s}$). Это подразделение в Ижма-Печорской структурно-фациальной зоне (СФцЗ) охватывает весь силур, который отличается выдержанностью фациального состава, закономерным увеличением мощности и уменьшением количества терригенных пород в восточном направлении. В этом же направлении смещается западная граница распространения наиболее молодых образований системы. Нижняя граница стратона согласная и проводится биостратиграфически в толще доломитов.

Прилукская и южнопальюская свиты сложены серовато-коричневыми, нередко сульфатизированными, вторичными доломитами с прослоями седиментационных доломитов и доломитов с желваками кремня. В верхней части породы обогащаются терригенным материалом (до 10—30 %), отмечаются прослои мергелей и аргиллитов. Часто наблюдается детрит криноидей, брахиопод и остракод, а также пласты псевдоонколитовых водорослевых доломитов. В обеих свитах определен нижнесилурийский комплекс конодонтов: *Ozarkodina oldhamensis* (Rexroad), *O. elibata* (Poll., Rexroad et Nicoll.), *O. broenlundi* Aldridge, *Icriodella* cf. *deflecta* Aldridge, *Panderodus unicostatus* (Branson et Mehl.), *P. gracilis* (Branson et Mehl.) и др. Мощность нижнего силура в восточных разрезах Печорской синеклизы достигает 550 м (скв. 1-Зап. Вуктыл), на юге Верхнепечорской впадины — 367 м (скв. 62-Рассохинская).

Северосавиноборская свита образована переслаивающимися серыми и зеленоватыми доломитами, мергелями, известняками, реже аргиллитами и алевролитами с брахиоподами гердьюского уровня *Didymothyris didyma* (Dalm.), остракодами *Leiocyamus paulus* Zenk., *L. variabilis* Abush. и др., конодонтами *Lonchodina* aff. *greilingi* Walliser, *Ozarkodina* cf. *typica* Branson et Mehl., *Oz. media* Walliser, *Spathognathodus* cf. *primus* Branson et Mehl., *Sp.* cf. *steinhornensis* Ziegle и др. Мощность свиты на юге Джебольской моноклинали не превышает 22—57 м, в северном направлении увеличивается и достигает 124 м на Мичаю-Пашнинском валу и 240 м в районе Вуктыльского вала.

Пашнинская свита представлена пестроцветными, неравномерно глинистыми и алевритистыми, органогенными известняками с прослоями кварцевых песчаников. Известняки содержат многочисленную фауну пржидольского яруса: брахиоподы *Atrypoidea phoca* (Salt.), *A.* cf. *scheii* (Holet.), *Collarothyris canaliculata* (Wen.) и др., конодонты *Spathognathodus* cf. *costeinchornensis* Wall., *S. primus* Branson et Mehl. и др., остракоды *Cavellina* aff. *concinna* Neck., *Pseudorayella carinata* Zenk. и др. От преддевонского размыва свита сохранилась на Мичаю-Пашнинском валу (мощность 122 м в скв. 2-Сев. Савинобор) и в Верхнепечорской впадине, где максимальная мощность в районе Вуктыльской структуры составляет 160 м. Общая мощность стратона изменяется в пределах 200—800 м.

Именновская свита ($S_{1-2}im$) была выделена В. М. Сергиевским (1948) в районе рек Большая и Малая Именная к югу от территории листа P-40; стратотип включает лавы и туфы базальтов, андезибазальтов, андезитов, в верхах разреза — субщелочных, переслаивающиеся с разнообразными вулканогенно-осадочными породами и известняками с фауной верхней части венлокского и лудловского ярусов.

В составе именновской свиты, прослеживающейся вдоль восточной рамки южной половины листа P-40, отмечаются: туфоконгломерато-брекчии, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники; наряду с ними двупироксен-плагиофировые андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, их лавы и гиалокластиты, туфы, рифогенные и слоистые известняки. Вулканиты относятся к нормальному и субщелочному ряду известково-щелочной серии, для них характерно присутствие крупных вкрапленников клино- и ортопироксена, плагиоклаза, иногда — оливина.

С. Г. Пестрецов [388] делит рассматриваемые образования на две подсвиты, относя к нижней разрезы, содержащие вулканиты нормальной щелочности, и к верхней — субщелочные породы. Такое деление соответствует строению разреза в стратотипическом районе, где в составе именновской свиты также выделяются нижняя малоименновская и верхняя гороблагодатская толщи, включающие, соответственно, нормально-щелочные и субщелочные вулканиты. Ввиду незначительности площадей распространения верхней и нижней подсвит, на геологической карте они не выделяются. В нижней части разреза свиты отмечается пачка крупнообломочных базальтовых туфов и туфоконгломератов с прослоями туфопесчаников и базальтов, замещающаяся по простиранию известняками с фауной елкинского горизонта верхнего венлока. Присутствие такой пачки, по мнению А. С. Мельникова и Ю. С. Каретина, свидетельствует о наличии перерыва в осадконакоплении и размыва в основании свиты. Степень метаморфизма не превышает уровня пренит-пумпеллиитовой фации; в разрезах отмечаются кайнотипные вулканиты, содержащие неизмененное вулканическое стекло.

Возраст свиты обоснован многочисленными находками фауны в известняках. В нижней части разреза присутствуют руководящие формы *Cladopora pubentus* Yanet, *Brooksina conjugula* Khod., *B. striata* Eichv., характерные для елкинского горизонта верхнего венлока и исовского горизонта лудлова, в верхней — *Clathrodictyella turkestanica* Less., *Conchidium vogulicum* Vern. и другие фаунистические остатки, индикаторные для банкового горизонта лудлова. Мощность свиты составляет 1000—3200 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В Полюдовско-Чусовском и Березово-Лунвожском районах Михайловско-Вайгачской подзоны верхнему отделу отвечает язьвинская свита (S_2jz), распространенная на юго-восточной окраине Тулымпарминской антиклинали Колчимско-Полюдовского поднятия и в Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоне Урала в бассейнах рек Молмыс и Язьва, где она с размывом залегает на колчимской свите. В основании разреза (16—17 м) лежит пачка серых кварцевых песчаников, выше преобладают известняки серые и темно-серые грубослоистые, часто глинистые с маломощными прослоями доломитов, алевролитов и аргиллитов. Известняки содержат брахиоподы *Atrypoidea phoca* (Salt.), *Howellella pseudogibbosa* Nikif., *Didymothyris didyma* Dalm., кораллы *Favozites mirandus* Sok., *Syringopora schimidti* Tchern. и др. Мощность свиты 150—200 м.

СИЛУРИЙСКАЯ—ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМЫ

НИЖНИЙ СИЛУР—НИЖНИЙ ДЕВОН

В пределах Уральской складчатой системы отложения данного возрастного интервала распространены в Косью-Уньинском районе Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ. Формировались они в венлокское—раннелохковское время, вначале — в условиях закрытого, а позже — открытого шельфа, с характерным для последнего обилием колониального бентоса. В позднелохковский—пражский века накопление осадков происходило в лагунно-морской обстановке. Венлокскому ярусу нижнего силура соответствует седьельская свита. В наиболее полных разрезах верхнего силура, составленных по разрозненным коренным выходам и буровым скважинам, возможно выделение гердьюской и гребенской свит, отвечающих лудловскому и пржидольскому ярусам, но в целом по площади это разделение носит условный характер и основано на палеонтологическом материале. Отложения нижнего отдела девонской системы выделяются в составе лохковского, пражского и эмсского ярусов. Терригенно-карбонатные отложения лохковского яруса представлены овинпармской и сотчемкыртинской свитами. В бассейне р. Унья им соответствует уньинская свита, имеющая ограниченное распространение. Пражскому ярусу отвечает терригенная филиппчукская свита.

Седьельская, гердьюская, гребенская, овинпармская, сотчемкыртинская и филиппчукская свиты объединенные ($S_1—D_1sd÷fl$). Седьельская свита распространена в бассейнах рек Илыч, Косью и Унья, а также по притокам р. Подчерем; впервые была описана А. И. Першиной. Внизу сложена мраморовидными тостоплитчатыми, часто кавернозными, известняками с перекристализованными табулятами и строматопорами *Simplexodictyon kissuniense* Riab. и др. Выше лежат чередующиеся между собой ленточнослоистые, псевдостроматопоровые, мелкообломочно-детритовые и оолитовые, гастроподовые и строматопоровые известняки с *Stromatopora typical* Ros. и редкими *Favosites*

gothlandicus Lam.; описаны слои с крупными *Megalomus* sp. Мощность 300–320 м [60].

Гердьюская свита, соответствующая лудловскому ярусу, выделена А. И. Першиной в 1962 г. Представлена толщей переслаивающихся серых и желтоватых мергелей, глинистых и детритовых, иногда битуминозных доломитизированных известняков с прослоями остракодовых и брахиоподовых ракушняков. В верхней части встречаются прослои узорчатых доломитов, в нижней – прослои строматолитовых известняков и кварцевых алевролитов, а также кораллово-строматопоровые биостромы. К востоку количество тонкого терригенного и углистого материала в породах свиты возрастает (р. Щугор выше устья р. Тельпосъю и низовья последней). Отложения включают богатый и разнообразный комплекс фауны: в нижней части брахиоподы *Greenfieldia uberis* T. Modz., *Lenatoechia clauda* T. Modz., остракоды *Signetopsis bicordinata* Abuch., в верхней – табуляты *Thecia swinderniana* (Eichw.), брахиоподы *Didymothyris didyma* (Dalm.), конодонты *Polygnathoides siluricus* (Br. et Mehl.) [131, 134]. Мощность свиты 120–200 м.

Гребенская свита, выделяемая в объеме пржидольского яруса, первоначально описана Н. А. Куликом (1936 г.). В нижней части сложена переслаивающимися глинисто-алевритистыми и органогенно-обломочными известняками, глинистыми доломитами, мергелями с редкими прослоями глинистых сланцев. В разрезах р. Илыч помимо детритовых известняков включает массивные светло-серые брекчии. Органогенный материал характеризуется резкой несортированностью и преобладанием в его составе брахиопод, кораллов и криноидей. Собрана обильная фауна брахиопод *Collarothyris canaliculata* (Wen.), *C. canaliculata lata* (Tschern. et Yak.), *Hemitoechia distincta* Nikif.; остракод *Kiaeria katerinae* Abuch., *K. kuliki* Gleb.; кораллов *Squameofavosites* и *Thecostegites* [131, 134]. Выше залегают темные плитняковые известняки с прослоями битуминозных и глинистых остракодовых и амфипоровых известняков. Суммарная мощность верхнего силура в терригенно-карбонатной фации 370–400 м.

Овинпармская свита А. И. Першиной в 1957 г. отнесена к лохковскому ярусу нижнего девона. Представлена глинистыми и органогенными известняками с прослоями известковистых глинистых, углисто-глинистых сланцев и аргиллитов. Литологически нижняя граница свиты выражена слабо и проводится в достаточно однородной толще по смене комплексов фауны. С этой границей связано исчезновение многих позднесилурийских видов и появление новых форм. Верхняя граница является фациальной и проводится по контакту нормально-морских и лагунно-морских отложений. Свита содержит характерные кораллы *Tryplasma aequabilis* Lonsd., брахиоподы *Mesodouvillina subinterstrialis* (Kozl.), *Protathyris praecursor* Kozl., *Howellela angustiplicata* (Kozl.) и остракоды. Особенностью является присутствие в известняках остатков рыб и телодонтов, а в некоторых прослоях аргиллитов – растительных микрофоссилий [131, 134]. Мощность свиты 100–150 м.

Сотчемкыртинская свита выделена А. И. Першиной [134]. Представлена доломитово-известняковыми брекчиями, доломитами, доломитовыми известняками, глинистыми и углисто-глинистыми сланцами. На рубеже овинпармского и сотчемкыртинского времени происходит

изменение условий осадконакопления и достаточно обильный комплекс морской фауны сменяется обедненным комплексом остракод *Cavellina (Invisibila) porrecta* Pol., *Nicolivia* sp., *Lepidaspis* sp., *Gomphonchus* sp., *Radotinidae*. Верхняя граница подразделения проводится по подошве первого пласта филиппчукских кварцевых песчаников. Мощность свиты 130—140 м.

Филиппчукская свита пользуется ограниченным распространением. Выделена А. И. Першиной (1957) в бассейне р. Щугор и названа по вершине Филиппчук в районе Овин-Пармы, где и находится ее стратотип. В стратотипической местности отложения свиты залегают на слабо размытой поверхности доломитов сотчемкыртинской свиты. Представлены зеленовато- или буровато-серыми кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, в нижней части присутствуют маломощные прослои доломитов, известняков и мергелей, в верхней — красноцветно-пестроцветные разности. Охарактеризована свита комплексом спор и пыльцы пражского возраста: *Trachypsophosphaera asemanta* Tschirb., *Leiopsophosphaera minuta* (Stalp.), *Azonomonoletes usitabus* var. *minutus* Tschirb., *Nikolovia elongata* Kar.-Tal., *Turinia pagei* (Powrie), *Porolites lensis* d·Orb. Мощность изменяется от 0 до 200 м. Суммарная мощность подразделения 840—1240 м.

ВЕРХНИЙ СИЛУР—НИЖНИЙ ДЕВОН

Карстовая толща (S_2—D_1kr) развита в Лопьинском районе Иргизлинско-Карской подзоны в пределах Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны Урала, протягиваясь в виде меридиональной полосы вдоль правобережья рек Ошмас, Цепел, Язьва и Вишера, а также на южном окончании хр. Березовский Камень. Опорное обнажение рифогенной фации карстовой толщи описано на правобережье р. Бол. Вая в ее среднем течении [406].

Толща представлена в основном слоистыми, реже — рифогенными известняками. Слоистые известняки серые и темно-серые, часто содержат глинистый материал. В них определены криноидеи *Crotalocrinites* ex gr. *radicosus* Milic. и *Syndetocrinus* ex gr. *uralicus* Yakov. В верхней части разреза встречаются прослои зеленовато-бурых глинистых известняков с редкими *Aphrosalpinx* sp. В основании толщи отмечаются линзы (до 50 м) черных глинистых алевролитов. Рифогенные постройки представлены биогермными и доломитизированными известняками. Известняки неравномернозернистые — от пелитоморфных до крупнозернистых, неясно-слоистые и массивные, светло-серые, серые и темно-серые; содержат фауну одиночных и колониальных кораллов, брахиопод и строматопороидей. Отмечаются околорифовые брекчии, а на правом берегу р. Вишера, напротив хр. Чувальский Камень, обнажаются мраморы и мраморизованные известняки. В рифогенных разностях встречены афросальпинксы *Nematosalpinx dichotomica* Mjagk., *Aphrosalpinx textilis* Mjagk.; табуляты *Jssolites fallax* Yanet., *Sguameofavosites thetidis* Chekh.; брахиоподы *Conchidium novosemelicum* Nal., конодонты *Ancyrodelloides trigonica* Bisch. et Sann. Отложения толщи отвечают пржидольскому

ярусу верхнего силура и лохковскому ярусу нижнего девона. Контакты с подстилающими и перекрывающими породами согласные, четкие. Мощность отложений достигает 1300 м.

Сосьвинская свита (S_2–D_1ss) выделена в 1947 г. С. М. Андроновым со стратотипом на р. Сосьва в Североуральском районе; в возрастном интервале свита соответствовала уровню бобровского и североуральского горизонтов пржидолия. Позднее возраст уточнен: поздний силур, пржидольский ярус–ранний девон, лохковский ярус. Вулканогенно-осадочным образованиям сосьвинской свиты в карбонатных фациях соответствует петропавловская свита.

На территории листа отложения свиты развиты локально, только вблизи его восточной границы, и представлены туфоконгломератами, туфогравелитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами, часто в ритмичном флишоидном чередовании. Им резко подчинены лавы и туфы андезибазальтового, базальтового, трахиандезибазальтового, трахитового состава, туффиты, кремнистые и глинисто-карбонатные сланцы. Карбонатные породы, играющие заметную роль, представлены в основании свиты пелитоморфными плитчато-слоистыми разновидностями с фауной бобровского горизонта, а вверху – рифогенными массивными известняками с фауной североуральского и сарайнинского горизонтов. Степень метаморфизма пород обычно не превышает уровня пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций, отмечается наличие кайнотипных вулканитов.

Возраст свиты обосновывается находками фауны: прижидольского яруса–бобровского горизонта: *Squameifavosites thetidis* Chekh., *Cystiphillum teltiense* (Nicol.), *Atrypella camelina* (Buch.); североуральского горизонта – *Favosites bonus* Yanet., *Circophyllum samsugnensis* Smith et Treb., *Syndetocrinus natus* Stuk; лохковского яруса – саумского горизонта: *Spongophylloides improcerus* Shur.; сарайнинского горизонта – *Neophyma originata* Soshk., *Cladopora actuosa* Yanet., *Parastriatopora fallacis* Yanet., *Favosites lucidus* Yanet., *F. poralis* Chekh., *F. kozlovskii* (Sok.), *Cladopora actuosa* Yanet., *Egosiella alba* (Yanet.), *Spongopholloides perfecta* (Wakd.), *Stauroma tidium montylicum* Pedder., *Tryplasma* cf. *aeguabilis* Lonsd., *Gypidula integer* Barr., *Decoropugnax berenice* (Barr.), *Sporigerina supramarginales* (Knalf.), *Pentagonocyclicus rimosus* Schew. Сосьвинская свита с несогласием залегает на именновской. Мощность свиты 1000–1500 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отложения этого уровня распространены на платформе и в пределах Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны практически повсеместно, залегая в пределах платформы с размывом на силуре или с угловым несогласием на протерозое, а на западном склоне Урала (за исключением Колчимско-Полюдовского поднятия) согласно на силурийских отложениях. Девонские отложения представлены большим многообразием сменяющих друг друга по латерали и в разрезе фациальных комплексов, которые в основном достаточно надежно коррелируются на палеонтологической основе. Однако фрагментарность и тектоническая скученность среднепалезойских (девонско-каменноугольных) образований западного склона Урала затрудняют палеофациальные ре-

конструкции и являются причинами выделения на геологической карте (в силу мелкого масштаба последней) множества объединенных стратонов, иногда – разнофациальных и разноформационных. Особенно это относится к девонским отложениям.

Менее дислоцированные разрезы девонско-каменноугольных отложений платформенной части территории позволяют восстановить особенности осадконакопления в бассейнах этого времени, в связи с чем характеристика разрезов этого уровня иллюстрируется структурно-фациальными схемами по более дробным временным интервалам в сравнении с упрощенной и обобщенной, в соответствии с масштабом геологической карты, схемой структурно-формационного районирования, положенной в основу зональной легенды к последней. Прилагаемые к тексту схемы наглядно иллюстрируют изменчивость условий седиментации и фациальную зональность в конкретные отрезки геологического времени.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В Западно-Уральской мегазоне нижнедевонские отложения лохковско-эмсского временного диапазона известны в пределах Малопечорского аллохтона Зилаиро-Лемвинской СФЗ, где характеризуют фации континентального склона; лохковско-пражского – в Лопьинском районе и пражско-эмсского – в Верхнеуньинско-Верхнеилычском районе Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, где представляют фации глубокого шельфа, отвечающие его границе с континентальным склоном.

Кушшорская, малошежимская и горевская свиты объединенные ($D_1 k\check{s} \div gr$) развиты в Малопечорском аллохтоне в бассейне р. Илыч и в верховьях р. Печора. Все эти образования отвечают лохковскому и пражскому ярусам и только верхняя часть горевской свиты, возможно, проходит в низы эмса.

Кушшорская свита, стратотип которой описан на руч. Кушшор – правом притоке. р. Илыч, представлена известняками темно-серыми до черных, с прослоями органогенно-детритовых разностей и черных углисто-известково-глинистых сланцев. В нижней части наблюдаются линзы кремней. Здесь же определены брахиоподы *Howellella taimyrica* Nikif., *Spirigerina marginaloides* Nal, *Gypidula* ex gr. *pelagica* Barr.; кораллы *Favosites clarus* Janet, *Squameofavosites* aff. Sokolovi Tschern. и др., а также наутилоидеи и остракоды. Выше встречаются *Schizophoria striatula* Schl., *Schizopoetia* aff. *borealis* Max. и др., из верхней части свиты определены конодонты *Ozarkodina steinornensis optima* (Mosk.). Отдельные прослои изобилуют тентакулитами. Нижняя граница не ясна. Видимая мощность 210 м.

Малошежимская свита со стратотипом на р. Мал. Шежим выделена А. Г. Кондиайн (1960); обнажается в среднем течении р. Илыч, в верховьях р. Печора, на реках Якова Рассоха и Мал. Шежим, на р. Унья ниже устья р. Малая. В стратотипе свита представлена двумя фациальными разновидностями известняков: толстоплитчатыми петельчатыми и слоистыми глинистыми серого цвета и массивными рифогенными, в основании толща известняковых брекчий и гравелитов с карбонатным це-

ментом. При составлении геологической карты третьего поколения рифогенные фации были отделены от петельчатых склоновых и отнесены к сухоложской свите А. И. Першиной. В петельчатых известняках, относимых к малошежимской свите, содержатся остатки стилиолин. Свита залегает на кушшорской, в отдельных районах – с размывом. Мощность 100–150 м.

Горевская свита выделена А. Г. Кондиайн и О. А. Кондиайном (1960) в районе Горевского Носка в верховьях р. Печора. Представлена серо-зелеными алеврито-глинистыми и глинистыми сланцами, ритмично переслаивающимися с алевролитами, реже – с мелкозернистыми песчаниками. Встречаются прослои и линзы известняков. Обнаружены остатки *Favistella minor* (Soshk.), *Nymphorhynchia* aff. *pseudolivonica* Barr., *Karpinskia* cf. *fedorovi* Tschern., *K. conjugula* Tschern., *«Atrypa»* cf. *subailinensis* Khod., *Favosites* cf. *stellaris* Tschern., *Keriophyllum* cf. *paramirabile* Bulv., *Fasciphyllum halliaforme* Soshk., *Stenophyllum* sp. и др. Залегает согласно на малошежимской свите. В самых верхах свиты местами наблюдаются обохренные и кавернозные известковистые алевролиты и песчаники, а также прослой красноцветных или темных углистого-алеврито-глинистых сланцев. Мощность до 100–120 м. Общая мощность стратона более 500 м.

Продолжают нижнедевонский разрез Малопечорского аллохтона сланцево-песчаниковая толща и лопьинская свита объединенные ($D_1sp + lp$). Соответствующая такатинскому уровню сланцево-песчаниковая толща развита в бассейне р. Илыч, где представлена смятыми в мелкие складки песчаниками с подчиненными прослоями сланцев и алевролитов. Фаунистически она не охарактеризована. Залегает трансгрессивно на отложениях горевской свиты или более молодых горизонтах девона либо имеет с подстилающими образованиями тектонический контакт. Лопьинская свита, имеющая стратотип на р. Лопью – правом притоке р. Илыч, выделена А. Г. Кондиайн и О. А. Кодиайном [106]. Представлена серо-зелеными и черными алевро-глинистыми сланцами, переслаивающимися с алевролитами и серыми до белых мелкозернистыми песчаниками, часто содержащими тонкие глинистые прерывистые прослои. В сланцах встречаются брахиоподы *Nymphorhynchia pseudolivonica* (Barr.) и *Carinatina* sp. (Barr.), ядра лингул и пелеципод, растительный детрит. Свита залегает согласно на сланцево-песчаниковой толще, перекрывается с размывом вачжигской свитой верхнего девона. Суммарная мощность подразделения 150–450 м.

Лыпьинская толща (D_1lp) развита в пределах Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны Лопьинского района Иргизлинско-Карской подзоны в междуречье Лыпьи и Вишеры на хр. Березовский Камень. Представляет собой верхнюю половину пражского и низы эмсского ярусов (зона *Polygnathus dehiscens*). Сложена рифогенными и слоистыми известняками. Рифогенные известняки серые и темно-серые неравномернозернистые – от пелитоморфных до крупнозернистых, массивные, часто инкрустированы, содержат табуляты *Favosites karpinskii* Yanet., ругозы *Lyrielasma* cf. *petschorense* (Soshk.), водоросли *Fistutella variabilis* Schuysk. и др. [405]. Слоистые известняки серые и темно-серые, часто глинистые, мелкозернистые, тонкослоистые, нередко со-

держат кварцевые зерна. Встречаются прослои известняка крупнодетритового, водорослевого, почти нацело состоящего из обломков сифоновых водорослей *Ampullipora* ex gr. *subita* Schuysky, *Dimorphosiphon* sp. Отмечаются околорифовые седиментационные брекчии. В кровле толщи встречены конодонты зоны *Polygnathus dehiscens* [217]. Граница с подстилающими отложениями карстовой толщи проводится условно ввиду того, что рифогенные постройки являются сквозными от лудловского яруса до низов эмса. Мощность толщи 250—360 м.

Устьулсовская толща (D_1uu) является стратиграфическим аналогом лыпьинской толщи и также согласно лежит на карстовой толще. Развита в Лопьинском районе в бассейнах рек Лыпья и Вишера, на хребтах Березовский Камень и Золотой Камень, где представлена ритмичным переслаиванием аргиллитов и алевролитов, включающих прослои песчаников и глинистых известняков, а также маломощные пласты гравелитов. Песчаники кварцевые серые мелко-среднезернистые от слоистых до массивных. Алевролиты кварцевые, кварцево-слюдистые, глинистые серые с регенерационным цементом. Аргиллиты серые тонкослоистые и листоватые, прослоями — алевритовые. Известняки чаще серые и темно-серые мелкозернистые тонкослоистые, часто глинистые, нередко с кварцевыми зернами. Нижнедевонский возраст пород подтвержден находками фауны *Punctatrypa* sp., *Tricornina* sp., *Aparchites* cf. *koneprusiensis* Pr. et Sn., *Pisocrinus(?) astericus* (Schew.), *Spathognathodus steinchornensis buchaensis* Philip., *Icriodus angustoides castillianus* Caris., *Ampullipora* ex gr. *subita* Schuysk. Кроме того встречены раннедевонские остатки растений и отпечатки рыб. Мощность толщи 250—300 м.

Сухоложская свита (D_1sl) представлена рифогенной толщей, развитой в эрозионно-тектоническом окне Малопечорского аллохтона в верховьях р. Печора и на р. Малый Шежим в Верхнеуньинско-Верхнеилычском районе Иргизлинско-Карской подзоны. Название дано А. И. Першиной (1971) по логу, расположенному на правом берегу р. Печора в 2 км выше устья р. Сага (сейчас это — лог Иорданского), здесь же описан стратотип свиты. Карбонатно-рифогенный тип разреза представлен преимущественно светло-серыми, серыми мелкокристаллическими водорослевыми, массивными известняками, иногда обогащенными углистым веществом, в верхах включающими известняковые брекчии. Отложения переполнены крупными колониями кораллов *Favistella minor* (Soshk.), характерными брахиоподами *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., содержат богатый комплекс строматопор, остракод и пелеципод. По фауне низы разреза сопоставляются с верхней частью пражского яруса, верхняя (наибольшая) часть разреза относится к зоне *Favosites regularissimus* эмсского яруса (такатинский и вязовский горизонты). Мощность свиты до 600 м.

Такатинская и ваняшкинская свиты объединенные ($D_1tk + vn$) развиты в Лопьинским районе Иргизлинско-Карской подзоны.

Такатинская свита соответствует такатинскому горизонту эмсского яруса. Представлена серыми, светло-серыми мелко- и тонкозернистыми тонкослоистыми плитчатыми и массивными, неравномерно ожелезненными олигомиктовыми кварцевыми песчаниками (80 %) и глинисто-кварцевыми алевролитами и аргиллитами (20 %). К нижней части

разреза приурочены маломощные линзы неравномернозернистых песчаников с включениями гравийных зерен кварца и обломков глинистых пород. Для низов свиты характерна косая слоистость, для верхней части – почти горизонтальная. Залегают эти отложения с незначительным стратиграфическим несогласием на породах лыпьинской, устьулсовской и реже – карстовой толщ. Верхний контакт условный и проводится по смене светлых песчаников и алевролитов на пестроцветные и сероцветные алевролиты, аргиллиты и песчаники ваняшкинской свиты. Мощность до 70 м.

Ваняшкинская свита, отвечающая вязовскому горизонту эмсского яруса, выделена С. М. Домрачевым, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа в 1948 г. Распространена в тех же районах, что и такатинская свита, и связана с ней постепенным переходом. Разрез представлен переслаиванием пестроцветных и сероцветных алевролитов и мелкозернистых кварцевых песчаников от светло-серого до темно-серого цвета, реже вишнево-коричневых с гравийными зернами кварца. Отмечаются редкие прослои темно-серых аргиллитов; единичные пласты светло-серых доломитов. Аргиллиты и алевролиты в разрезе составляют 60 %, песчаники – 40 %. Условия осадконакопления ваняшкинской свиты соответствуют фациям мелководных прибрежно-морских лагун. Мощность отложений, охарактеризованных фауной *Carinatina* sp. и вязовским комплексом спор, составляет 100–200 м. Суммарная мощность такатинской и ваняшкинской свит 150–250 м.

На Колчимско-Полюдовском поднятии Полюдовско-Чусовского района образования нижнего отдела в основном картируются как такатинская, ваняшкинская и койвенская свиты объединенные ($D_1tk \div kv$) с суммарной мощностью 60–130 м.

Такатинская свита (D_1tk) залегает со стратиграфическим несогласием на породах рифея или силура. В разрезе выделяются две толщи, различающиеся гранулометрическим составом. Нижняя (аллювиальная) мощностью до 43 м в северо-западной части поднятия сложена светло-серыми мелко-среднезернистыми кварцевыми песчаниками с линзами и прослоями кварцевых конгломератов и гравелитов в основании. На юго-востоке Тулымпарминской антиклинали грубообломочные отложения практически отсутствуют или маломощны. Верхняя толща представлена довольно однообразными лагунными и прибрежно-морскими мелкозернистыми песчаниками с линзами и прослоями алевролитов, аргиллитов и глин. Породы содержат растительные остатки, пелециподы и остракоды широкого возрастного диапазона. Мощность свиты на Колчимско-Полюдовском поднятии изменяется в пределах 30–70 м, увеличиваясь в юго-восточном направлении.

Повсеместно (за исключением Верхнеухтымской антиклинали) такатинские песчаники согласно перекрываются серыми и темно-серыми глинистыми алевролитами и песчаниками с прослоями листоватых аргиллитов ваняшкинской свиты, имеющей мощность 12–27 м. Нижняя граница вышележащей койвенской свиты проводится в основании темно-серых известковистых аргиллитов. Эти аргиллиты содержат примесь терригенного материала и оолитов шамозита и сидерита (вплоть до прослоев сидерит-шамозитовых руд мощностью 0,05 м); встречаются плас-

ты серых глинистых известняков с фауной брахиопод *Nuguschella polita* Tjazh., *Athyris pelapayensis* (Arch. et Vern.), кораллов *Favosites goldfussi* Orb., *Alveolites goldfussi* Bill. и др. Мощность свиты от 2 до 40 м.

В пределах Западно-Тагильской СФЗ к этому возрастному интервалу относятся перевозская и вагранская свиты объединенные ($D_1pr + vg$).

Перевозская свита была выделена В. В. Шалагиновым (1998) в разрезе по р. Лобва и ее притоку р. Талица возле пос. Старый Перевоз (южнее листа P-40). В стратотипическом районе свита представлена ритмично переслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками, кремнистыми туффитами, известняками с прослоями пепловых туфов; в известняках – многочисленная фауна пражского яруса. В основании свиты описаны базальные конгломераты с обломками андезитов, андезидацитов, андезибазальтов и известняков с фауной лохковского яруса; свита согласно перекрывается известняками с фауной карпинского горизонта эмсского яруса. В изучаемом районе свита представлена редкими прерывистыми маломощными линзами известняков с фауной пражского яруса (за восточной рамкой листа), залегающими в основании вагранской свиты эмса.

Вагранская свита выделена В. В. Шалагиновым с соавторами в 1998 г. по р. Вагран на Северном Урале. В стратотипическом районе свита представлена известняками, глинистыми сланцами, песчаниками, бокситами и сиаллитами карпинского горизонта эмсского яруса. На территории листа P-40 образования вагранской свиты распространены в юго-восточном углу площади. Известно два типа разрезов – карбонатный и терригенно-карбонатный. Первый распространен в районе г. Североуральск; в основании его залегает пласт бокситов, перекрываемый известково-глинистыми сланцами и известняками битуминозными. Терригенно-карбонатный тип разреза картируется на небольшой площади возле южной рамки (водораздел рек Вагран и Козья) и представлен переслаиванием полимиктовых песчаников, гравелитов, алевролитов с обломками бокситов и серыми слоистыми известняками. Степень метаморфизма пород не превышает цеолитовой фации. Возраст свиты обосновывается многочисленными находками фаунистических остатков *Parathurammina paulis* Byk., *Stellopora analoga* Bogoyavl., *Favosites regularissimus minutus* Yanet., *Neocolumnaria vagranensis* Soshk., *Leviconchidiella vagranica* (Khod.), *Theodossia superbas* (Eichw.), *Bairdiocypris cordiformis* Rozhd., *Polygnathus foveolatus* Philip et Jakson, *Farlandia levata* Pron., *Tubeporella minuta* Pron., *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), характерных для карпинского горизонта эмсского яруса. В основании перевозской и вагранской свит отмечается размыв, они залегают на различных горизонтах сосьвинской свиты.

Мощность перевозской и вагранской свит объединенных 200–670 м.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Такатинская свита и глинисто-карбонатная толща объединенные ($D_{1-2}tk + gc$) развиты в Западноуральской СФЗ, в Косью-Уньинском районе северной части Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны. Такатинская свита фрагментарно обнажается в бас-

сейнах рек Щугор, Подчерем, Илыч (ниже устья р. Ыджид-Ляга), Печора (выше устья р. Луговая) и Унья. Протягиваясь узкими полосами с севера на юг, образует, как правило, положительные формы рельефа. В этом районе свита сложена желтовато-коричневато-серыми, розоватыми, красно-коричневыми кварцевыми песчаниками, темно-серыми алевролитами, аргиллитами, с прослоями алевроглинистых сланцев, в основании содержащими прослои и линзы гравелитов. Содержит спорово-пыльцевые комплексы с *Retusotriletes absurdus* Tschirb., *R. microaculeatus* Tschirb., *Hymenozonotriletes endemicus* var. *vanjaschkiensis* Tschirb., характерные для такатинского горизонта Среднего и Северного Урала. Залегает с размывом на отложениях пражского и лохковского ярусов. Верхняя граница свиты отчетливая и фиксируется сменой кварцевых пород известняково-терригенными и карбонатными осадками. Мощность 100—450 м.

Глинисто-карбонатная толща фрагментарно обнажена по рекам Илыч, Шежим, Печора и др., а наиболее полные разрезы описаны А. И. Першиной в бассейне р. Щугор. Представлена преимущественно карбонатным и глинисто-карбонатным типами разреза. В районе Овин-Пармы в основании толщи залегает пласт (25 м) темно-серых полимиктовых песчаников. Карбонатные породы включают многочисленные остатки кораллов, брахиопод и криноидей. По фауне толща расчленяется до горизонтов.

Вязовский горизонт сложен известняками, доломитами, глинисто-известковыми сланцами, мергелями, алевролитами и песчаниками. Содержит строматопороидеи *Amphipora ramosa* Phill., остракоды *Moelleritia egorovi* Abuch., *M. moelleri* Schmidt, *M. barbotana* Schmidt, *Cavellina indistincta* Pol., *Carbonita grandis* Pol., редкие кораллы, трилобиты и криноидеи, из некоторых разрезов известны остатки рыб [134].

Койвенский горизонт представлен известняками, битуминозными известняки, глинистыми известковистыми сланцами. В районе Овин-Пармы к основанию горизонта отнесены мелкозернистые кварцевые песчаники, алевролиты и углисто-глинистые сланцы. Характеризуется обильной фауной, среди которой встречаются строматопороидеи *Atelodictyon vogulicum* Bogoyavl., кораллы *Favosites goldfussi* d'Orb, *F. archaensis* Sok., *Arcophyllum typus* Markov., *Bethanyphyllum* aff. *soetenicum* (Schlut.), брахиоподы *Plicathyris patokensis* (Litv.), *Baschkirina memorabilis* Rozhd., остракоды, криноидеи и трилобиты.

Бийский горизонт литологически и по фауне часто не удается отчленить от койвенского. Определяющими являются кораллы *Favosites bijaensis* Sok., *F. stellaris* Tchern., *Tryplasma devoniana* Soshk., *Thamnophyllum uniense* (Soshk.), брахиоподы *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tschern.), *Z. tenuicostatus* (Litv.), *Megastrophia uralensis* (Vern.), остракоды *Bairdia navicula* Mart., трилобиты *Paradechenella tschernyschewi* (R. Richt.) [134, 186].

Афонинский горизонт связан с бийским постепенным переходом, сложен серыми известняками с прослоями серо-зеленых сланцев, содержит однообразные в видовом отношении брахиоподы *Chascothyris tschernyschewi* (Holz.), *Spinatrypa aspera* (Schloth.), *«Spirifer» nudus* Sow., остракоды *Uralina scrobiculata* (Pol.), кораллы *Caliapora uralica* Yanet.,

Dendrostella rhenaus (Frech), конодонты *Polygnathus costatus costatus* Klapp. На р. Илыч, в районе устья р. Шежим-Ю, горизонт сложен зеленовато-серыми аргиллитами с линзами голубоватых, с поверхности темно-серых глинистых известняков.

Чусовской и чеславский горизонты представлены серыми, темно-серыми битуминозными известняками с маломощными прослоями глинистых сланцев. Определяющей фауной являются кораллы *Thamnopora nicholsoni* (Frech), брахиоподы *Emanuella pachyrincha* (Vern.), *E. subumbona* (Hall.), *Stringocephalus burtini* Defr., конодонты *Polygnathus* cf. *varcus* Stauff. В ряде разрезов фиксируется размыв верхней части чусовского и чеславского горизонтов.

Суммарная мощность подразделения 70—550 м. Образования глинисто-карбонатной толщи являются рудоносной средой для осадочных железных руд, а в конгломератах такатинской свиты предполагается локализация ископаемых россыпей алмазов.

Терригенно-карбонатная толща (D_{1-2}tc) развита в Верхнеуньинско-Верхнеилычском районе и представлена известняками, песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками с прослоями аргиллитов, а в верхней части — алевролитов и песчаников. Охарактеризована бийским и эйфельским комплексами фауны. Нижний комплекс включает кораллы *Zelophyllia tabulata* (Soshk.), строматопороидеи *Parallelopora* ex gr. *matutinaliformis* Bog., *Stenorhyncha pseudolivonica* (Barr.); верхний содержит *Pachytheca irregulare* Yanet., *P. abdita* Yanet., *Acanthophyllum heterophyllum* (E.-Edw. et Haime), брахиоподы *Schizophoria bistriata* (Tschern.). Верхняя граница в пределах района не установлена. Мощность толщи 130 м.

Койвенская, бийская, афонинская, чусовская и чеславская свиты объединенные ($D_{1-2}kv \div čl$) развиты в Лопьинском районе Иргизлинско-Карской подзоны, где имеют ограниченное развитие на водоразделах и склонах хр. Золотой Камень и горы Кайбуш. Отвечают одноименным горизонтам в составе верхов эмсского яруса нижнего девона, эйфельского яруса и нижней части живетского яруса среднего девона. Сходство литологического состава, общность фауны и небольшие мощности позволяют картировать их только как объединенные. Отложения этого стратона распространены в тех же структурах, что и породы объединенных такатинской и ваняшкинской свит, залегая на них согласно, без следов перерыва.

Койвенская свита выделена К. И. Адриановой и Б. П. Марковским в 1962 г., бийская свита — Б. П. Марковским в 1948 г. Разрез их представлен известняками органогенными, криноидными темно-серыми до черных, внизу сильно глинистыми, в различной степени доломитизированными. Определена фауна брахиопод, кораллов и криноидей: *Cupressocrinites rossicus* (Antr.), *Conchidiella baschkirika* (Vern.), *Favosites goldfussi* Orb., *Cupressocrinites rossicus* Antr., *Zdimir baschkiricus* (Vern.); остракод *Newsomites notabilis* Pol. и др. В основании койвенского горизонта выделяется яйвенская пачка, сложенная глинисто-карбонатными или глинисто-песчаными породами с прослоями железных руд сидерит-шамозитового состава. Мощность койвенской и бийской свит 80 м.

Афонинская и чусовская свиты выделены Б. П. Марковским в 1941 и в 1948 гг., чеславская свита описана С. М. Домрачевым, В. С. Меле-

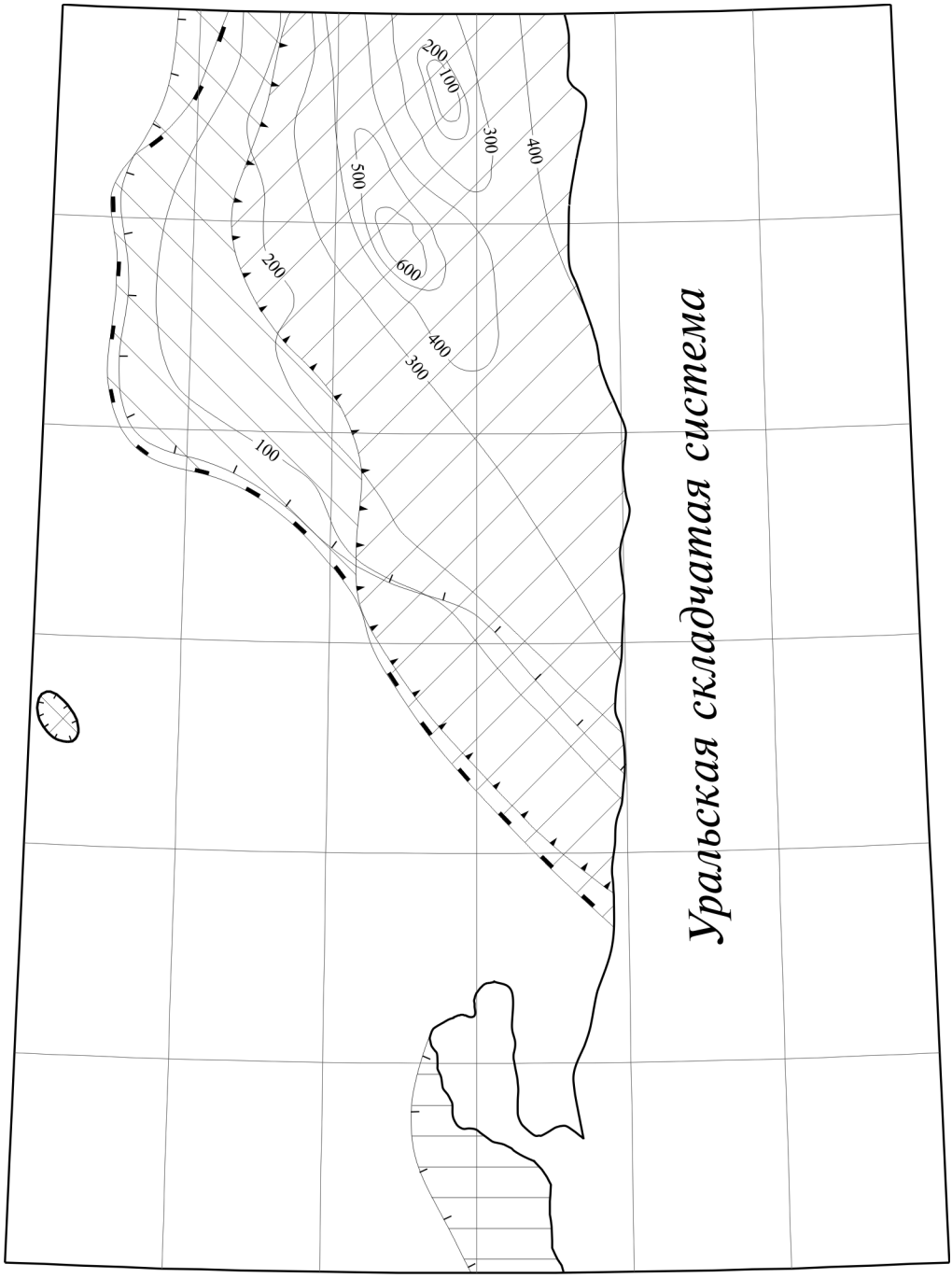
щенко и Н. Г. Чочиа в 1948 г. Эта часть разреза представлена неравномерно доломитизированными, обычно глинистыми темно-серыми тонкослоистыми узловатыми органогенно-детритовыми известняками с *Schizophoria* sp., *Eoreticularia* cf. *pseudopachyncha* Tschern., *«Atrypa»* sp., *Polygnathus costatus costatus* Klapp., *P. linguiformis cooperi* Klapp., *Emanuella subumbona* (Hall.), *Em. subumbona* var. *uralici* Tjazh и др. Встречаются прослои мергелей и аргиллитов, вверху — пачка кварцевых песчаников, содержащих продукты перемыва предпашийских кор выветривания. Коры вскрыты шурфами и скважинами и представлены плотными массивными бурыми железняками с глыбами и щебнем кварцевых песчаников. Мощность их достигает 5—8 м. Нижний контакт стратона устанавливается литологически по смене терригенных такатинско-ваняшкинских пород карбонатами койвенской свиты. Общая мощность образований койвенского—чеславского интервала до 395 м.

В пределах того же Лопьинского района на юге Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны вследствие малого масштаба картируется такое стратиграфическое подразделение, как такатинская, ваняшинская, койвенская, бийская, афонинская, чусовская и чеславская свиты объединенные (D_{1-2}*tk÷čl*). Литология свит, входящих в это подразделение, полностью соответствует описанной выше.

На платформенной части листа, в выделяемой для этого уровня разреза Ижма-Печорской СФцО, ранне-среднедевонский седиментационный бассейн приблизительно повторяет контуры силурийского бассейна (рис. 5). С востока он ограничивается линейно-вытянутым в меридиональном направлении устойчивым поднятием, обозначенным мелководными карбонатными органогенно-рифогенными образованиями Бельско-Елецкой СФЗ. Разрез девона здесь начинает базальная формация кварцевых песчаников, связанная с региональной трансгрессией и накоплением продуктов размыва терригенных протерозойских и ордовикских пород. В Вуктыло-Джебольском районе Ижма-Печорской СФцО эта формация представлена печорской свитой эмса, которая вверх по разрезу постепенно сменяется эйфельскими карбонатно-терригенными породами. К западу стратиграфический объем базальной толщи существенно возрастает, и в Тимано-Омра-Лыжском районе она включает уже и замещающие по латерали карбонаты терригенные осадки эйфеля. Завершается разрез среднего девона на большей части платформы единой песчаной толщей.

Печорская, сойвинская, кедровская, омринская, шердинская свиты и песчаная толща объединенные (D_{1-2}*pč÷*ps) выделены в Вуктыло-Джебольском районе (Ижма-Печорская СФцО), где общая их мощность изменяется в пределах 70—570 м.

Печорская свита имеет ритмичное строение: в основании часто залегают конгломераты (1—2 м), выше — белые разнозернистые кварцевые песчаники (5—104 м), серые алевролиты (3—5 м) и, наконец, темные глины с растительными остатками (7—30 м). При приближении к береговой линии породы становятся более грубозернистыми. В этих отложениях И. А. Войтович определен комплекс спор койвенского горизонта, обнаружены остракоды *Birdsalella baschkiriana* Rozhd., *Ordovicia dubrovkaensis* Rozhd. и др. Возраст свиты в Легенде Тиманской серии



Масштаб 1 : 2 500 000

км 25 0 25 50 75 км

1 2 3 4 5 6 7 8 100 9

листов определен как ковенский, однако следует отметить, что на Пашнинской площади в основании разреза (17—38 м) вскрыты известные только здесь темно-серые глины со слойками известняка, прослоями кварцевых песчаников и алевролитов, содержащие вязовские остракоды *Aparchitellina* aff. *adrianovae* Pol., *A.* aff. *domratchevi* Pol., *Clavofabellina* aff. *abunda* (Pol.), *Knoxiella inserica* Pol. и др. (Савинкин, 1967; Филиппова, 1968). Мощность свиты изменяется от 10—40 м на западе и юге района до 77 м на Пашнинской площади и 123 м в скважинах 42-Вуктыл и 1-Юрвож.

Вышележащие эйфельские карбонатно-терригенные образования представлены в полных разрезах сойвинской, кедровской, омринской и шердинской свитами. Суммарная их мощность увеличивается с запада на восток с 70 до 200 м в пределах Ижма-Печорской впадины до 230—300 м в северной части Верхнепечорской впадины. На юге района присутствует только нижняя часть разреза мощностью не более 60 м.

Сойвинская свита сложена серыми глинистыми узловатыми известняками с прослоями аргиллитов, над которыми лежит пачка темно-серых аргиллитов со стяжениями сидерита и пирита мощностью 6—30 м. В районе Мичаю-Пашнинского вала и на севере Омра-Сойвинской ступени известняки замещаются серыми алевритистыми глинами с прослоями песчаников и криноидно-остракодовых известняков. Породы содержат бийские остракоды *Miraculum omraensis* Pol., *Libumella discoides* Rozhd. и др. (Матвиенко, 1963; Филиппова, 1968), брахиоподы *Zdimir pseudobaschkiricus* Tschern., *Conchidiella* ex gr. *pseudobaschkiricus* Tschern., *Elythyna* aff. *salairica* Ržons. и др. Мощность свиты 15—87 м.

Кедровская свита является наиболее узнаваемым репером среднедевонской части разреза. Серые глинистые известняки и доломиты с прослоями мергелей, глин и алевролитов повсеместно содержат характерные только для кедровского горизонта остракоды *Voronina voronensis* Pol,. *Cavellina explicata* L. Egor., *Aparchites agnes* L. Egor. и др. Мощность изменяется от 8 до 62 м.

Омринская свита в основании включает пачку темно-серых глин с прослоями мергелей и со стяжениями сидерита и пирита. Мощность пачки на юге Мичаю-Пашнинского вала достигает 40—56 м, в западном направлении сокращается до 8—10 м. Выше лежат выдержанной мощ-

---

Рис. 5. Структурно-формационная схема нижне-среднедевонских отложений чехлов Тимано-Печорской и Восточно-Европейской платформ.

1—2 — чехол Тимано-Печорской платформы, Ижма-Печорская СФцЗ. Районы: *1* — Вуктыло-Джебольский, *2* — Тимано-Омра-Лыжский. *3* — Южно-Тиманская СФцЗ, Джежимпарминский район. *4* — чехол Восточно-Европейской платформы, Мезенская СФцО. *5—8* — границы распространения формаций: *5* — эмсско-эйфельской алевро-песчаной (печорская свита, аргиллито-алевролитовая толща), *6* — эйфельской карбонатно-терригенной эпиконтинентального бассейна (сойвинская—шердинская свиты), *7* — эйфельско-живетской песчаной дельт и прибрежных бассейнов (чибьюская свита), *8* — живетской песчаной опресненного мелководного бассейна (песчаная толща, муллинские слои); *9* — изопахиты мощности нижне-среднедевонских отложений.

ности (15—20 м) глинистые сероцветные узловатые известняки, ритмично переслаивающиеся с аргиллитами и алевролитами. Завершают разрез аргиллиты с прослоями глинистых алевролитов (до 40 м). По комплексу остракод *Eurychilina mirabilis* Pol., *Knoxiella ex gr. accepta* Pol., *Marginia catagrapha* Pol. и др., брахиопод *Plicoproductus nibelia* (Nef.), *Spinatrypa mosolovica* Ljasch. и др. Л. И. Филиппова отнесла эти отложения к оминскому горизонту. Мощность свиты достигает 80 м на Пашнинской площади, уменьшаясь до 15 м в западном и восточном направлениях.

Вышележащая часть разреза охарактеризована спорами, типичными для палинокомплексов шердинской свиты. Слагающие ее темные глины с линзами алевролитов, светло-серые мелкозернистые кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и аргиллитами, представляют уже регрессивный седиментационный ритм. Мощность свиты изменяется от 14 до 42 м.

Комплекс предверхнедевонских трангрессивных грубообломочных отложений объединен в песчаную толщу, лежащую с размывом на эмсских образованиях. Своеобразие этого комплекса определяется широким развитием мощных песчаных пластов, содержащих линзы гравелитов и конгломератов. Песчаники кварцевые сортированные, в основном мелкозернистые, сероцветные и коричневые (нефтенасыщенные), прослоями включают мелкие желваки сидерита. Глинистые пласты редки и маломощны, их количество увеличивается к югу, где в верхней части разреза присутствует песчано-глинистая пачка. Формирование толщи происходило в условиях крайне мелководного сильно опресненного бассейна, куда с северо-запада в огромных количествах поступали продукты разрушения гранитных и гранито-гнейсовых массивов [339]. Эти отложения отнесены к живетскому ярусу на основании определения старооскольского комплекса спор. Максимальные мощности отмечены в районе Мичаю-Пашнинского вала — 200—290 м. Восточнее вала предполагается «срезание» верхней части толщи предфранским размывом, вплоть до полного ее уничтожения в районе Западно-Вуктыльского палеоподнятия и Вуктыльского поднятия, западнее происходит конседиментационное выклинивание и мощность уменьшается до 100 и менее метров.

Аргиллито-алевролитовая и песчаная толщи объединенные (D_{1-2}aa + ps) картируются в Тимано-Омра-Лыжском районе (рис. 5), где их мощность составляет 50—200 м.

Аргиллито-алевролитовая толща, представленная терригенной формацией опресненного мелководного бассейна, продолжает латеральный формационный ряд эмсского и эйфельского ярусов. В основании она содержит пачку песчаников мощностью до 42 м, коррелирующуюся с печорской свитой. Песчаники серые кварцевые с включениями пирита, прослоями глин и алевролитов, с конгломератами в основании и пластом глин в верхней части. Выше лежат ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и глины. Нижняя часть ритмов в большинстве случаев сложена песчано-алевритовыми отложениями, вверх по разрезу увеличивается роль глинистых прослоев. Известняки редки и присутствуют в виде слоев в верхних частях ритмов. Встречаются линзы оолитовых железняков; в ряде скважин в районе д. Лачь наблюдались туфитовые глины и песчаники. В известняках обнаружены остракоды кед-

ровского горизонта *Cavellina explicata* L. Egor., *Voronina voronensis* Pol. Мощность толщи достигает 130 м.

Песчаная толща Тимано-Омра-Лыжского района имеет мощность от 14 до 104 м. Литологически не отличается от таковой, развитой в Вуктыло-Джебольском районе.

Тальтийская свита ($D_{1-2}tl$) была выделена В. В. Шалагиновым (1998) и названа по р. Тальтия (Северный Урал). Она отвечает ранее выделявшимся отложениям тальтийского горизонта верхов эмса—низов эйфеля. В стратотипическом районе свита представлена переслаиванием известняков, бокситов, аллитов, сиаллитов и глинистых сланцев. На территории листа P-40 образования тальтийской свиты распространены незначительно, протягиваясь в виде узкой полосы вдоль восточной рамки, в южной части территории. В составе свиты преобладают темно-серые и серые битуминозные известняки с прослоями известковистых сланцев, песчаников, туфопесчаников и конгломератов. Контакт с нижележащими осадками карпинского горизонта согласный, в некоторых разрезах (восточнее листа P-40) он маркируется пластом бокситов (богословский горизонт) или пачкой песчаников. Степень метаморфизма пород не превышает цеолитовой фации. Возраст свиты обосновывается находками фауны тальтийского горизонта эмса—эйфеля: *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tschern.), *Cupressocrinites rossicus* Andr., *Polygnathus linguiformis forma* Bultynk. и др.

Мощность свиты 200—1000 м.

Лопсийская толща ($D_{1-2}ls$) полностью отвечает северососьвинской свите, выделенной Р. И. Ерошевской (1991), но, поскольку ранее свита с таким же названием была выделена В. А. Лидером (1957) для меловых отложений, девонскую толщу предложено было переименовать в лопсийскую, по р. Лопсия [317]. В стратотипическом районе (реки Малая Сосьва, Лопсия, Нахор, Манья) образования свиты представлены базальтами и их туфами, переслаивающимися с пачками кремнистых туфогенных сланцев, туффитов, туфопесчаников, песчаников. В основании отмечается пачка полимиктовых конгломератов с маломощными прослоями известняков. Отмечаются находки фауны и микрофауны эмсского и эйфельского ярусов: *Ivdelina ivdelensis* (Khod.), *Carinatina arimaspis* (Eichw.), *Karpinskia fedorovi* Tschern., *«Atrypa» oriens* Eichv., *A.* ex gr. *devoniana* Webst., *Uncinulus parallelipipidus* (Bronn.), *Nymphorynhia* cf. *nympha* var. *emaciata* Barr., *Stromatopora concentrica* Goldf., *Spathognathodus steinhornensis* (Ziegler), *S. steinhornensis miae* (Bultinch.), *Ozarcodina typica denchmanni* (Ziegler), *Hindeodella equidentata* (Rhodes), *Belodella trianguliformis* (Stauffer). На территории листа P-40 присутствует лишь небольшой фрагмент образований лопсийской толщи в тектоническом блоке вблизи восточной рамки, сложенный преимущественно базальтами.

Мощность толщи 1400—1850 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В Джежимпарминском районе Южно-Тиманской СФцЗ аргиллито-алевролитовой и песчаной толщам в возрастном отношении отвечают дельтовые и прибрежно-морские осадки чибьюской свиты ($D\check{c}b$).

Они выполняют локальную палеодепрессию и сложены кварцевыми сортированными песчаниками с прослоями и линзами гравелитов, алевролитов и глин, включающих эйфельские и старооскольские палиноспектры с зональными видами *Hymenozonotriletes polymorphus* Naum., *H. monogrammus* Arch., *Archaeozonotriletes extensus* Naum. Мощность 16—43 м.

В Мезенской СФцО, в прилегающей к Колчимско-Полюдовскому поднятию части Соликамской впадины, бурением установлены светло-серые кварцевые песчаники и серые алевролиты с прослоями зеленовато-серых аргиллитов *муллинских слоев,* мощность которых не превышает 4—35 м. Эти породы со стратиграфическим несогласием залегают на отложениях венда и содержат живетские споры: *Archaeozonotriletes pustulatus* Naum., *A. extensus* Naum., *A. meonacantus* Naum., *A. rugosus* Naum. [391].

В пределах Камско-Кинельской системы прогибов (Ижма-Печорская СФцО в легенде) базальная трансгрессивная толща представлена пашийской свитой. Это преимущественно кварцевые светло- и темно-серые мелкозернистые песчаники, реже серые тонкозернистые алевролиты, с прослоями голубовато-желто-зеленых глинистых сланцев и тонко- и листоватослоистых аргиллитов; на контакте с подстилающими отложениями часто отмечаются конгломераты и гравийные песчаники. Мощность 5—50 м. Описанные выше образования не имеют четкой палеонтологической привязки.

В пределах Уральской складчатой системы в основании трансгрессивного цикла также залегают терригенные толщи, представленные в Бельско-Елецкой зоне пашийской, а в Зилаиро-Лемвинской (Малопечорский аллохтон) — вачжигской свитами.

Пашийская свита ($D_2pš$) выделена А. К. Белоусовым в 1937 г. Как самостоятельная стратиграфическая единица картируется в Косью-Уньинском районе Михайловско-Вайгачской подзоны и Верхнеуньинско-Верхнеилычском районе Иргизлинско-Карской подзоны. Наиболее представительные по мощности разрезы свиты находятся на р. Печора ниже устья р. Бол. Шежим, р. Илыч ниже устья р. Шежим-Ю, притоках р. Бол. Косью. Представлена песчаниками, реже кварцитовидными песчаниками с прослоями глинистых сланцев и алевролитов. Песчаники в основном кварцевые мелко-среднезернистые желтовато-серого, серого, розоватого, иногда белого цвета; часто слабо сцементированы, обладают отчетливой косой и горизонтальной слоистостью. На р. Унья полосой прослеживаются выходы мощной (до100 м) толщи кварцевых песчаников, где в местности «Порожная» найдены брахиоподы и пелециподы *Aviculopecten (Lyriopecten)* ex gr. *ingriae* Vern., *Paracyclas chioensis* Hall., *Schizodus* sp. [134]. Переход к нижележащим глинисто-алевролитовым отложениям осуществляется без заметного стратиграфического перерыва. Пашийские песчаники формировались в прибрежно-морских фациях в опресненных условиях. Мощность свиты 85—100 м.

Пашийская и кыновская свиты объединенные ($D_2pš + kn$) ввиду незначительной мощности картируются совместно в Лопьинском районе Иргизлинско-Карской подзоны.

Пашийская свита здесь залегает с небольшим, соответствующим чеславскому времени, стратиграфическим несогласием на сиаллитных

корах выветривания, представлена песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники олигомиктовые, кварцевые от светло- до темно-серых средне- и крупнозернистые, реже – алевритистые, алевритовые. В них обнаружены колониальные кораллы типа *Syringopora*, ядра брахиопод *Schizophoria* sp., пелеципод *Aviculopecten* sp. Условия осадконакопления свиты характерны для прибрежно-морских фаций. Мощность от 75 м на севере до 100 м на юге.

Кыновская свита, соответствующая кыновскому горизонту, выделена Б. П. Марковским в 1948 г. Залегает согласно на пашийской свите и представлена зеленовато-серыми и темно-серыми аргиллитами с прослоями мергелей и темно-серых глинистых известняков с кораллами *Disphyllum paschiense* (Soshk.), брахиоподами *«Atrypa» grossheimi* Ljasch., *Spinatrypa* ex gr. *tubaecostata* (Paeck.). Нижняя граница проводится в кровле последнего прослоя песчаника пашийской свиты. Мощность 30–44 м. Общая мощность подразделения достигает 115 м, увеличиваясь с запада на восток.

Вачжигская свита ($D_2čv$) выделена О. Л. Кондиайном и А. Г. Кондиайн на возвышенности Вачжига (бассейн р. Илыч) в пределах Малопечорского аллохтона. Свита представлена песчаниками кварцитовидными пестроокрашенными. Породы обычно средне- и мелкозернистые, но иногда (в районе верховьев рек Испередъю и Лопью, на горе Вачжига и др.) грубозернистые с косой слоистостью, прослями гравелитов и конгломератов. Местами в породах наблюдаются кольца Лизеганга, а на плоскостях наслоения – волноприбойные знаки. Зерна циркона, присутствующие в вачжигской свите, отличаются от такатинских большей прозрачностью и более светлой окраской. Палеонтологически свита не охарактеризована. Возраст ее определяется по положению в разрезе и по аналогии с пашийской свитой. Залегает с размывом обычно на разных горизонтах верхней части лопьинской свиты. Мощность 250–400 м.

НИЖНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

В пределах Колчимско-Полюдовского поднятия (Полюдовско-Чусовской район Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ) из-за мелкого масштаба карты подразделения девона отображены в виде двух стратонов, объединяющих:

– такатинскую, ваняшкинскую, койвенскую, бийскую, афонинскую, чусовскую, чеславскую, пашийскую, кыновскую, саргаевскую, доманиковую, золотихинскую, губахинскую и лытвинскую свиты ($D_{1-3}tk \div lt$) с общей мощностью до 500 м;

– бийскую, афонинскую, чусовскую, чеславскую, пашийскую, кыновскую, саргаевскую, доманиковую, золотихинскую, губахинскую и лытвинскую свиты ($D_{1-3}bs \div lt$) с суммарной мощностью до 300 м.

В пределах юго-западного фрагмента Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны (Березовско-Лунвожский район Михайловско-Вайгачской подзоны в легенде к геологической карте) в состав аналогичного объединенного подразделения включена и алатауская свита нижнего карбона.

Раздельное описание всех свит, входящих в объединенные стратоны, приводится выше и ниже по тексту.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

К этому уровню в районе Камско-Кинельской системы прогибов относится объединенный стратон – пашийская, кыновская, саргаевская, доманиковая и золотихинская свиты объединенные ($D_{2-3}p\check{s} \div zl$) (мощность 70–100 м).

В Полюдовско-Чусовском районе Бельско-Елецкой СФЗ нерасчлененные средний–верхний отделы девонской системы представлены объединенными из-за мелкого масштаба карты пашийской, кыновской, саргаевской, доманиковой, золотихинской, губахинской и лытвинской свитами ($D_{2-3}p\check{s} \div lt$); Стратон картируется в крыльях антиклиналей Колчимско-Полюдовского поднятия, где его мощность составляет 200–300 м.

В Косью-Уньинском районе Михайловско-Вайгачской подзоны к средне-верхнедевонскому уровню относится стратон – пашийская свита, подчеремская и плитниккыртинская толщи объединенные ($D_{2-3}p\check{s} \div$pk), картируемый в бассейнах рек Югыдвож, Пармавож, Югыдъель, Щугор, Подчерем, Сочь, Илыч и Печора (мощность 375–665 м). Раздельное описание всех свит и толщ приводится выше и ниже по тексту.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Включает образования франского и фаменского ярусов, которые в платформенной части листа характеризуются значительной фациальной изменчивостью по латерали и в разрезе, обусловленной миграцией некомпенсированной впадины. Границы существующих структурно-фациальных зон контролируются в это время, в первую очередь, достаточно сложной системой верхнедевонских барьерных рифов, а не тектоническими элементами. Поэтому для иллюстрации данного раздела составлена отдельная схема структурно-фациального районирования для верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона (рис. 6), значительно более детальная в отличие от обобщенной схемы районирования для отложений кембрийско-каменноугольного этапа в легенде к геологической карте, не дающей представления об обстановках осадконакопления в отдельные геологические эпохи. Кроме того, раздел иллюстрируется структурно-фациальной схемой докаменноугольных образований платформенной территории (рис. 7), отражающей этапы эволюции бассейна седиментации. На большей части платформенной территории листа для франско-фаменского времени выделяется единая Тимано-Печорская структурно-фациальная зона в составе четырех районов (Вычегодско-Кельтменский, Тимано-Ижемский, Омра-Печорский, Вуктыло-Джебольский), а в юго-восточной части платформы – Камско-Вишерская структурно-фациальная зона, соответствующая Камско-Кинельской системе прогибов.

Франский ярус

В силу значительной фациальной изменчивости отложения яруса расчленены на множество стратиграфических подразделений, в большинстве своем маломощных, которые на карте платформенной части листа не могут быть показаны раздельно. Поэтому они картируются в виде следующих объединенных стратонов:

– в Вычегодско-Кельтменском районе, характеризующем единый в позднем девоне бассейн седиментации, – тиманская, саргаевская, семилукская, шераельская, сирачойская свиты и бияизъяельская толща объединенные (D_3tm÷bz) мощностью 250–350 м; тиманская, саргаевская, семилукская свиты, мендымский, воронежский, евлановский и ливенский горизонты объединенные (D_3tm÷lv) мощностью 200–300 м. В легенде к геологической карте первый стратон относится к Южно-Тиманской СФцЗ, второй – к Мезенской СФцО;

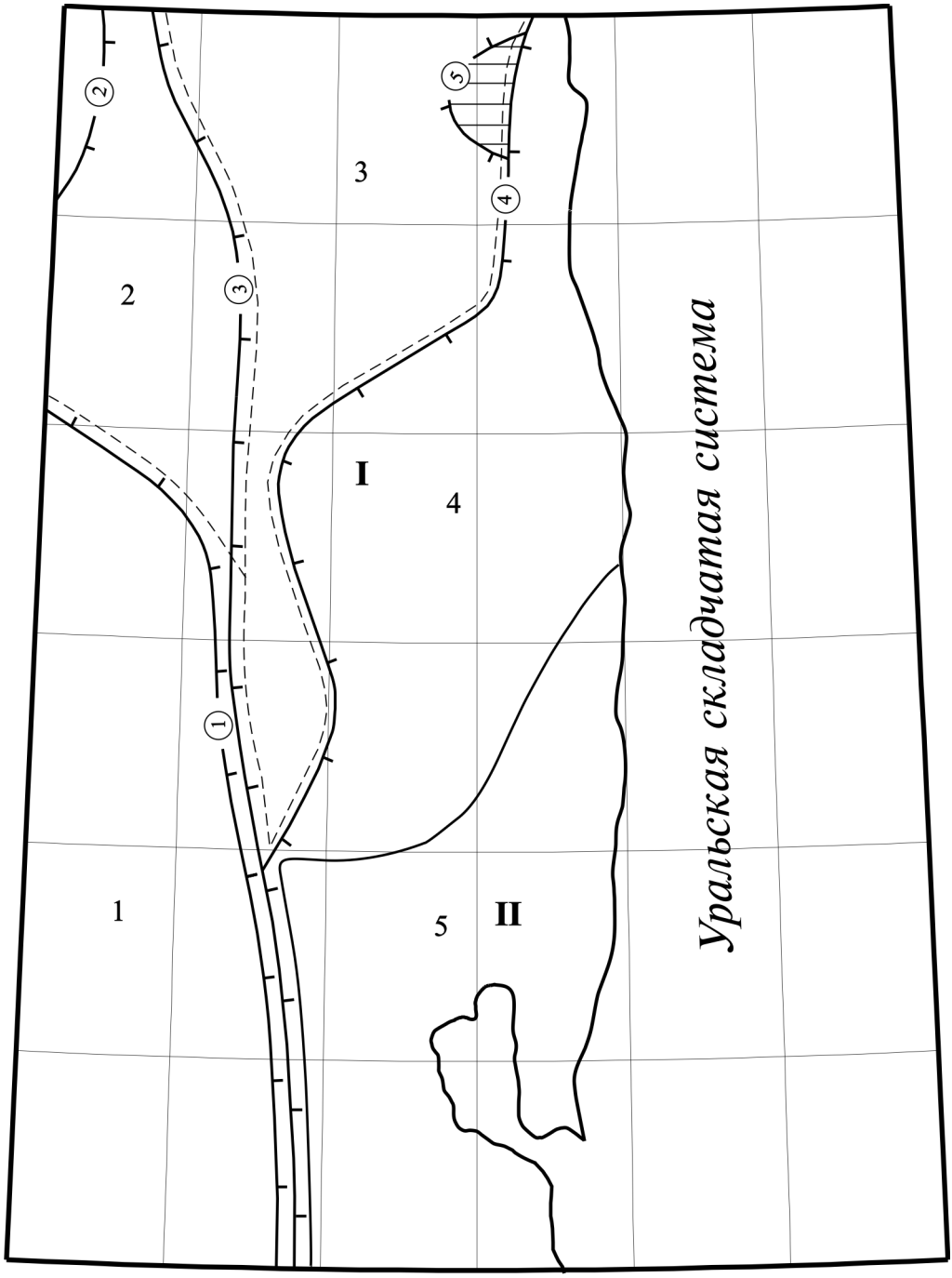
– в Тимано-Ижемском районе (Ижма-Печорская СФцО в легенде) – терригенная и ярегская толщи, тиманская, саргаевская, доманиковая, ветласянская, сирачойская и ухтинская свиты объединенные (D_3tr÷*uh*) мощностью 250–450 м; вельюская, джъерская, тиманская, устьярегская, доманиковая, лыаельская, седьюская и ухтинская свиты объединенные (D_3vl ÷*uh*) мощностью 400–700 м;

– в Омра-Печорском и Вуктыло-Джебольском районах (Ижма-Печорская СФцО) – вельюская, джьерская, тиманская, устьярегская, доманиковая, мендымская свиты и битуминозно-глинисто-известняковая толща объединенные (D_3vl÷bgi) мощностью 150–400 м;

Описание всех подразделений, входящих в состав перечисленных стратонов, приведено ниже в стратиграфической последовательности.

Нижний подъярус. В Тимано-Ижемском, Омра-Печорском и Вуктыло-Джебольском районах платформенного чехла (рис. 6) картируется базальная терригенная толща яранского и джьерского горизонтов. Отвечающие этой толще вельюская и джьерская свиты лежат на неровной поверхности среднего девона с размывом, который не наблюдается только на Савиноборской площади.

Вельюская свита в основании часто содержит прослой конгломерата мощностью до 8 м. Выше лежат ритмично переслаивающиеся песчаники (в основании ритмов), алевролиты и аргиллиты, при этом «мористость» нарастает вверх по разрезу. Песчаники свиты отличаются от песчаников живета зеленоватыми и розоватыми тонами окраски, более грубозернистым составом, присутствием прослоев гравелитов с многочисленными глинистыми «окатышами», появлением ярких зеленых и вишнево-красных окрасок глинистых пород; в составе обломков появляются зерна полевых шпатов (на северо-западе иногда до 15 %). Джьерская свита состоит из двух, разделенных пластом глин, песчано-алевролитовых пачек, включающих сферолиты сидерита. Важная особенность – присутствие пирокластического материала, содержание которого увеличивается в северо-западном направлении. Общая мощность свит на боль-



Масштаб 1 : 2 500 000

км 25 0 25 50 75 км

шей части площади составляет 6—50 м, увеличиваясь в районе Мичаю-Пашнинского вала до 117 м (скв. 1-Вост. Маркаель).

На крайнем северо-западе Тимано-Ижемского района яранский горизонт отсутствует, а джьерскому отвечают терригенная и ярегская толщи. Представлены они кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами; в верхней части разреза широко развиты покровы темно-серых базальтов и андезитовых туфов. Базальты разнокристаллические с миндалекаменной текстурой, реже встречается шаровая отдельность. Мощность покровов иногда достигает 10—15 м, а их количество — до 2—3. Мощность толщ не превышает 50 м.

Нормальный морской разрез девона платформы начинается с тиманской свиты, включающей первые прослои известняков с фауной.

Тиманская свита в Вычегодско-Кельтменском районе (Южно-Тиманская СФцЗ легенды к ГК) перекрывает с угловым несогласием породы рифея и венда, на остальной территории согласно граничит с отложениями пашийского горизонта. Сложена алевритистыми глинами с линзами и прослоями кварцевых песчаников и алевролитов, содержание которых уменьшается вверх по разрезу. На востоке глины окрашены в темно-серые или зеленовато-серые тона, западнее, вблизи береговых линий появляются пестроцветные и шоколадно-коричневые пласты. По всему разрезу (в большей степени в верхней его части) присутствуют желваки, слойки и прослои мощностью до 0,1—1,5 м органогенно-обломочных комковатых известняков и мергелей. В Тимано-Ижемском районе среди глин встречаются линзы и прослои (до 15 см) светло-зеленых пепловых туфов и туфоалевролитов, мощность которых сокращается в восточном направлении. На юге Вуктыло-Джебольского района появляются прослои глинистых битуминозных сланцев. Свита охарактеризована тиманскими палинокомплексами и брахиоподами *Uchtospirifer murchisonianus* (Vern.), *Pseudoatrypa velikaya* (Nal.), *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Striatoproductus karasikae* Ljasch. и др. Мощность колеблется от 9 до 98 м, достигая максимума вблизи Мичаю-Пашнинского вала.

К востоку и юго-востоку платформы карбонатность пород тиманского горизонта существенно увеличивается и одновременно уменьшается их мощность.

Рис. 6. Схема структурно-формационного районирования для отложений верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона чехла Тимано-Печорской и Восточно-Европейской платформ.

I — Тимано-Печорская СФцЗ: *1* — Вычегодско-Кельтменский район, *2* — Тимано-Ижемский район, *3* — Омра-Печорский район, *4* — Вуктыло-Джебольский район.
II — Камско-Вишерская СФцЗ, *5* — Камско-Кинельская система прогибов
Границы: _____ СФцЗ __ __ __ районов
⊤①⊤ зоны развития барьерных рифов: *1* — доманиковых, *2* — сирачойско-раннеухтинских, *3* — позднеухтинских, *4* — фаменских, *5* — доманиково-фаменских

Западно-Вуктыльское палеоподнятие

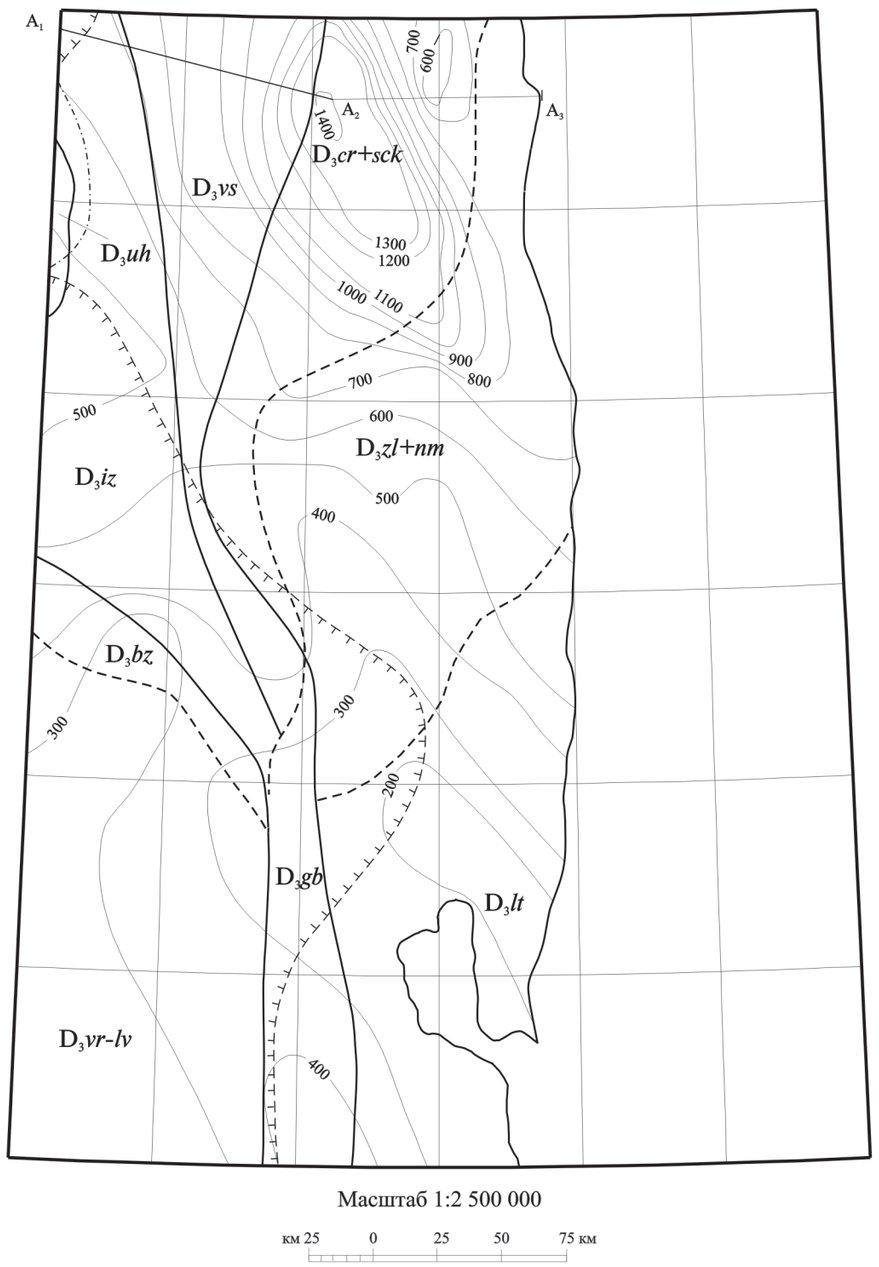
Средний подъярус. На платформе отложения тиманского горизонта согласно перекрываются саргаевской или устьярегской свитами среднего франа, являющимися хорошими маркирующими горизонтами в девоне Русской платформы благодаря своеобразному комплексу фауны.

Саргаевская свита в мелководных фациях распространена в Вычегодско-Кельтменском районе (Южно-Тиманская СФцЗ и Мезенская СФцО), где имеет мощность от 9 до 70 м. В ее разрезе преобладают зеленовато- и коричневато-серые органогенно-детритовые, сгустковые и комковатые известняки, часто содержащие примесь глинистого материала. Встречающиеся прослои зеленовато-серых глин имеют мощность от нескольких см до 1,5 м. Более глубоководные образования присутствуют в пределах Камско-Кинельской системы прогибов. В большинстве своем они представлены породами доманикоидных фаций мощностью, не превышающей 20 м. Это известняки темно-серые, почти черные, участками битуминозные и окремненные, содержащие прослои известково-битуминозных сланцев. Мелководные органогенные разности встречаются редко и только в разрезах начинающих формироваться палеосводов.

Устьярегская свита распространена в Тимано-Ижемском, Омра-Печорском и Вуктыло-Джебольском районах (Ижма-Печорская СФцЗ в легенде). От саргаевской свиты отличается более глинистым разрезом, причем глинистость увеличивается к северо-западу площади, где известняки присутствуют в виде прослоев и преимущественно в верхней части разреза, здесь же появляются слойки песчаников и алевролитов. Породы окрашены в зеленовато-серые тона, часто пиритизированы; в районе Мичаю-Пашнинского вала встречены тонкие прослои пепловых туфов суммарной мощностью до 0,5 м. В восточной части Вуктыло-Джебольского района (рис. 6) разрез свиты приобретает более глубоководный характер. Здесь распространены черные битуминозные органогенные известняки, переслаивающиеся со светлыми пелитоморфными разностями, присутствуют прослои черных глин и битуминозных доломитовых мергелей. Мощность свиты в большинстве случаев составляет 8—30 м, увеличиваясь до 60 м на Северо-Савиноборской площади.

Саргаевская и устьярегская свиты содержат руководящие для саргаевского горизонта формы брахиопод *Ladogia meyendorfi* Vern., *Hypothyridina calva* Mark., *«Atrypa» richthofeni* Keys., *Eleutherokomma novosibiricas* Toll. и др., остракоды *Cavellina chvorostanensis* Pol., *Acratia longa* Zasp. и др. Границы их часто достаточно отчетливы литологически, но в ряде случаев проводятся исключительно по фауне.

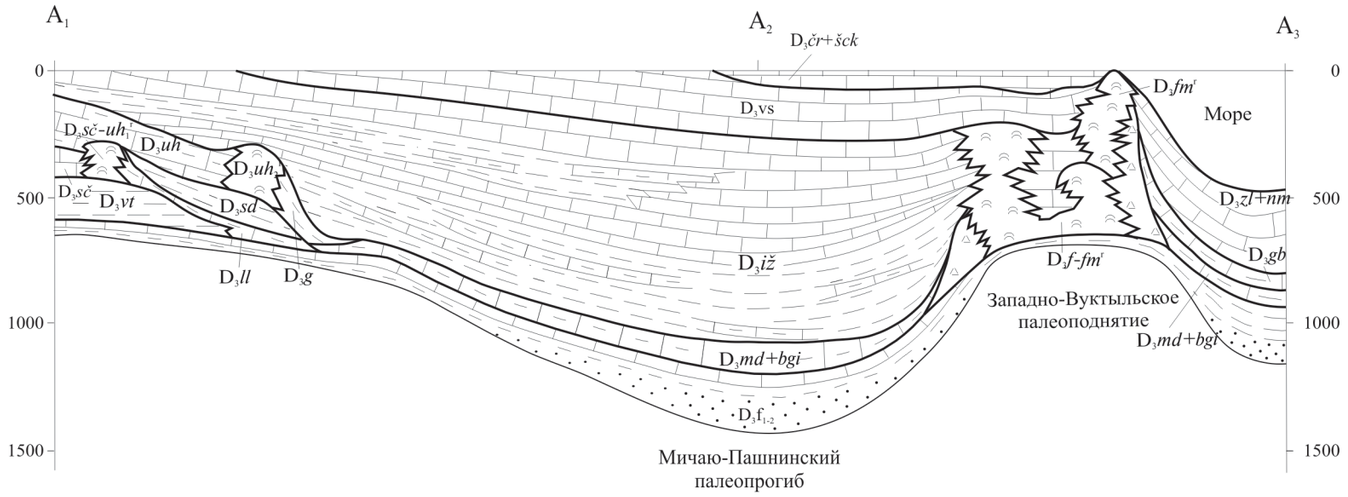
Отложения доманикового горизонта, а также более молодые подразделения девона в платформенной части территории листа характеризуются значительной фациальной изменчивостью и скачкообразным изменением мощностей. Они образуют последовательный глинисто-карбонатный формационный ряд, в котором мелководно-шельфовые образования западных районов замещаются к востоку, в сторону основной палеоструктуры этого этапа — некомпенсированной впадины, доманикоидными осадками. Вдоль бортов впадины на границе с мелководным шельфом располагаются мощные рифогенные формации, мигрирующие вместе с формационным рядом в пространстве и во времени.



Масштаб 1:2 500 000

км 25 0 25 50 75 км

Палеогеологический разрез верхнедевонских отложений
к началу турнейского века по линии A_1-A_2-A_3



Масштабы: горизонтальный - 1:1 000 000
вертикальный - 1: 25 000

Условные обозначения

Девонская система. Верхний отдел

Фаменский ярус

- D_3lt — лытвинская свита
- D_3zl+nm — зеленецкая и нюмылгская свиты
- $D_3čr+šck$ — чернореченская и щукатеняельская свиты
- D_3gb — губахинская свита
- D_3vs — восточно-савиноборская толща
- $D_3iž$ — ижемская свита

Франский ярус. Верхний подъярус

- $D_3md+bgi$ — мендымская свита и битуминозно-глинисто-известняковая толща (на разрезе)
- D_3g — глинистая толща (на разрезе)
- D_3uh — ухтинская свита
- D_3bz — бияизъяельская толща
- D_3vr-lv — воронежский, евлановский и ливенский горизонты
- D_3sd — седьюская свита (на разрезе)
- $D_3sč$ — сирачойская свита (на разрезе)
- D_3ll — лыаельская свита (на разрезе)
- D_3vt — ветласянская свита (на разрезе)
- D_3f_{1-2} — Франский ярус, нижний-средний подъярусы объединенные (на разрезе)

- Границы разновозрастных подразделений
- Границы одновозрастных разнофациальных подразделений
- Западная граница распространения базальной терригенной толщи нижнего франа
- Восточная граница распространения нижнефранских туфов и базальтов
- 400 — Изопахиты мощности верхнедевонских отложений
- Известняки и доломиты
- Глины, аргиллиты
- Мергели
- Песчаники
- Склоновые фации. Брекчии, глины, известняки
- D_3fm^r — Рифогенные постройки. Водорослевые известняки, доломиты ($D_3Sč\text{-}UH_1^g$ сирачойско-раннеухтинские, $D_3UH_2^g$ позднеухтинские, $D_3F\text{-}FM^g$ франско-фаменские, D_3FM^g фаменские)
- Линия разреза

Рис. 7. Структурно-формационная схема докаменноугольных образований платформенной части территории листа.

Вклейка. Заказ 80000020

Мелководно-шельфовые отложения доманикового горизонта отнесены к семилукской свите. Развиты они западнее доманиковых рифов в Вычегодско-Кельтменском районе, где представлены серыми и серовато-коричневыми кристаллическизернистыми доломитами, реже перекристаллизованными известняками с прослоями черных глин, включениями мелких желваков кремней. Породы содержат редкие кораллы и доманиковые брахиоподы *Lingula subparallela* Sand., *Buchiola retrostriata* Buch.; тентакулиты *Tentaculites tenuicinctus* Roem. Мощность 13—42 м.

Относящаяся к депрессионному типу разреза доманиковая свита отличается выдержанностью литологического состава на всей площади. Это темноцветные битуминозные, иногда окремненные (до силицитов), прослоями органогенные (кониконховые) известняки и мергели с частыми тонкими прослоями битуминозных глинистых сланцев. На западе площади распространения свиты контакт ее с нижележащими отложениями литологически достаточно четкий. В восточном направлении отличие от подстилающих саргаевской и устьярегской свит постепенно нивелируется и граница определяется только фаунистически. Доманиковая свита содержит характерные остракоды *Entomozoe spiralis* Mart., *E. scabrosa* Pol., *E. distincta* Pol., *Nehdentomis* cf. *accurata* Pol., *N.* cf. *triangula* Pol. и др. Мощность в основном изменяется от 10 до 50 м, а наибольшие ее значения (60—72 м) наблюдаются на севере Омра-Печорского района.

Рифогенные формации доманикового горизонта (доманиковые рифогенные массивы) прослеживаются на юго-западе платформы в виде цепочки разобщенных рифовых построек мощностью до 70 м [385], а также залегают в основании франско-фаменских рифов Западно-Вуктыльского палеоподнятия. Представлены известняками светло-коричневыми, в нижней части — органогенно-детритовыми и обломочными, вверху — водорослевыми и детритовыми.

Верхний подъярус. На платформе в верхнефранском подъярусе, помимо отложений мелководного, рифогенного и депрессионного типов, на обширных площадях вблизи зон барьерных рифов выделяются разрезы смешанного типа — толщи заполнения глубоководных предрифовых прогибов. Кроме того, на склонах изолированных рифогенных поднятий Камско-Кинельской системы прогибов зафиксированы склоновые образования.

Исключительно мелководно-шельфовые осадки развиты в Вычегодско-Кельтменском районе. На Джежимпарминской возвышенности подъярус начинается с шераельской толщи, стратотип которой расположен на р. Шера [423]. Здесь обнажаются светло-серые и коричневато-серые строматопоровые и кристаллическизернистые доломиты, включающие в верхней части пачку глин с прослоями кварцевых песчаников. Единственная определимая находка коралла *Peneckiella fascicularis* (Soshk.) свидетельствует о верхнефранском возрасте отложений. Мощность толщи на р. Шера благодаря биогермному массиву достигает 70 м, но в остальных случаях не превышает 10—15 м. Лежащая выше сирачойская свита мощностью 30—75 м сложена светло-серыми строматопоровыми, детритовыми и пелитоморфными известняками с редкими прослоями доломитов и глин со строматопоратами *Tienodyction tschussovensis*

(Yavor.), фораминиферами *Nanicella tchernyshevae* Lip. и др. Завершает разрез девона на юго-западе Тимана бияизъяельская толща, представленная кристаллическими и пелитоморфными серовато-коричневыми и серыми доломитами. В средней части разреза доломиты включают прослои алевритистых, глинистых известняков и глин. Толща отнесена к евлановскому и ливенскому горизонтам на основании находок конодонтов *Palmatolepis gigas semichatovae* Ovn., *Polygnathus sublatus* Ulrich et Bassler и строматопорат *Amphipora uchtensis* Riab., *Stachyodes* ex gr. *tuberosa* Riab. Мощность около 70 м.

На юге Вычегодско-Кельтменского района (Мезенская СФцО в легенде) ветласянский горизонт и нижняя часть сирачойского объединены в мендымский горизонт. Представлен он серыми органогенно-обломочными доломитизированными известняками с прослоями глинистых известняков и глин, приуроченных к средней части разреза. В верхней его части появляются единичные прожилки и включения гипса и ангидрита. Обнаружены брахиоподы *Calvinaria* aff. *megistanas* (Le Hon), *C.* cf. *biplicatus* Nal., *Spirifer* ex gr. *befidus* Roem. и др. Верхняя граница подразделения устанавливается достаточно четко по исчезновению прослоев глинистых известняков и смене всего комплекса фауны. Мощность 40—110 м.

Воронежский, евлановский и ливенский горизонты сложены переслаивающимися известняками и доломитами. Известняки прослоями органогенные, доломиты иногда окрашены в пестрые тона, в верхней части разреза сильно загипсованы и включают редкие прослои зеленоватых глин. Определены брахиоподы *Theodossia* ex gr. *anossofi* (Vern.), *«Atrypa»* ex gr. *reticularis* Linne, *Emanuella subumbonus* Hall. Мощность 120—200 м.

Если Вычегодско-Кельтменский район отличается однообразием формационных комплексов всего верхнего франа, то для остальной территории характерно близкое соседство разнофациальных разрезов регрессирующего бассейна.

В Тимано-Ижемском районе первой толщей, компенсирующей доманиковый рифовый рельеф, является ветласянская свита. Она образует аккумулятивную террасу перед фронтом барьерного рифа и сложена зеленовато-серыми алевритистыми и слюдистыми глинами (мощность 150—200 м), с редкими прослоями известняков, а в верхней части — алевролитов и песчаников. В основании залегает пласт (8 м) доманикоидных окремненных известняков и глинистых сланцев. Свита содержит мендымские гониатиты *Manticoceras intumenscens* Beyr. В восточном направлении мощность глин резко убывает и они замещаются глинисто-карбонатной пачкой (10—25 м), которая в северной части Ухта-Ижемского вала отнесена к нижней (глубоководной) части разреза лыаельской свиты. Еще восточнее эта пачка сменяется породами доманикоидных фаций мендымской свиты.

На ветласянских глинах развиты сирачойско-раннеухтинские рифогенные массивы, сложенные светлыми водорослевыми сгустково-комковатыми известняками и вторичными доломитами, которые прослежены в скв. 1-Эжвадор и в обнажениях на р. Седью. Мощность биогермных массивов достигает 100 м. В сторону некомпенсированной впадины

рифы на коротком расстоянии сменяются склоновыми образованиями, содержащими линзы брекчий карбонатных пород, а затем депрессионными темно-серыми глинами, мергелями и глинистыми известняками сирачойского и низов евлановского горизонтов, включаемыми в состав верхней части лыаельской свиты, общая мощность которой составляет 20—90 м.

Лыаельская свита повсеместно перекрыта седьюской свитой, представляющей собой толщу заполнения впадины, существовавшей в раннеухтинское (раннеевлановское) время. Примыкающая к фронтальному склону сирачойско-раннеухтинских рифогенных массивов седьюская терраса сложена известковыми алевритистыми серовато-зелеными, серыми слабослюдистыми глинами с прослоями зеленоватых глинистых известняков и тонкозернистых глинистых песчаников. Эти породы содержат верхнефранские брахиоподы *«Pugnoides» triaequalis* Goss. и остракоды *Bairdiacypris quarziana* Eg. Мощность 120—220 м.

На морфологическом склоне террасы развиты позднеухтинские рифогенные массивы (D_3uh_2), которые также существовали в виде одиночных рифов на отмелях в пределах Омра-Сойвинской ступени и в районе скв. 1-Зап. Вуктыл. Это светлые пористые вторичные доломиты (с реликтами водорослевых известняков в верхней части) мощностью до 200—300 м.

Позднеухтинские рифовые карбонаты через склоновые (переходные) фации глинистой толщи резко сменяются относительно глубоководными и доманикоидными фациями мендымской свиты и битуминозно-глинисто-известняковой толщи.

Глинистая толща представлена аргиллитами с прослоями песчаников, а также известняков, распространенных преимущественно в верхней части разреза. Эти отложения наиболее широко развиты на северо-западе Омра-Печорского района, где их мощность достигает 75—120 м.

Мендымская свита и битуминозно-глинисто-известняковая толща сложены схожими битуминозными черными и темно-коричневыми известняками, неравномерно переслаивающимися с мергелями и аргиллитами. Породы содержат комплекс верхнефранских остракод *Bairdiacypris quarziana* Eg., *Kloedenellitina kuleschovkaensis* Eg., *Knoxiella semilukiana* Eg. Мощность этих депрессионных отложений, охватывающих весь верхний подъярус, на Мичаю-Пашнинском валу достигает 122 м, а в Вуктыло-Джебольском районе не превышает 26—57 м.

В Тимано-Ижемском районе регрессия франского моря завершилась накоплением лагунно-морских сульфатно-терригенно-карбонатных отложений ухтинской свиты (D_3uh). В стратотипе, расположенном западнее площади листа, свита делится на нижнюю подсульфатную подсвиту (90 м), состоящую из ритмичного переслаивания известняков, мергелей и алевролитов, и верхнюю сульфатоносную подсвиту (160 м), сложенную аргиллитами, мергелями и доломитами с пластами гипса или ангидрита. На рассматриваемой территории, ввиду слабой изученности, ухтинская свита картируется как единая толща, представленная чередованием серовато-зеленых, коричневых загипсованных доломитов, известняков, глин и мергелей, включающих пласты крупнокристаллического и волокнистого гипса и среднезернистого ангидрита. Породы

содержат брахиоподы *Hypothyridina cuboides* (Sow.), остракоды *Evlanella ljashenkoi* Eg., *Famenella evlanensis* Pol., конодонты *Polygnathus* cf. *normalis* Mill. et Young. Мощность свиты достигает максимальных значений (170 м) на западе, постепенно уменьшаясь до 30 м в восточном направлении.

В пределах Камско-Кинельской системы прогибов в позднем фране развитие получили локальные рифогенные поднятия, окруженные некомпенсированными прогибами. Это предопределило формирование отложений депрессионного, бортового и сводового типов разреза [365]. Депрессионный тип занимает большую часть этого района и представлен золотихинской свитой, сложенной темно-серыми сильно битуминозными мелкозернистыми известняками. В подчиненном количестве присутствуют тонкослоистые аргиллиты темно-серые и буровато-серые, в средней части разреза окремненные. В этих породах обнаружены брахиоподы *Hypothyridina cuboides* (Sow.) и гониатиты *Manticoceras cordatum* Sandb. Мощность свиты 10—60 м.

Бортовой и сводовый типы разрезов приурочены к рифогенным поднятиям. В нижних их частях залегают, соответственно, мендымская и самсоновская свиты мендымского горизонта, в верхней части в обоих случаях выделена аскынская свита, отвечающая аскынскому горизонту.

Мендымская свита сложена известняками серыми, органогенно-детритовыми, тонкозернистыми и мелкообломочными с подчиненными прослоями битуминозных и глинистых известняков и сланцев. Мощность 41—72 м.

Самсоновская свита представлена известняками светло-серыми, местами доломитизированными, органогенно-детритовыми и тонкозернистыми с детритом, реже — оолитовыми мощностью 50—92 м. Эти свиты характеризуются присутствием гониатит *Manticoceras* sp., брахиопод *Lingula ligea* Hall, *L. curta* Batr., *Striatochonetes* cf. *bashkiricus* (Ljasch.), *Chonetes medianus* Ljasch. и др.

Аскынская свита на склонах рифов образована детритовыми и обломочными светлыми известняками и вторичными доломитами с прослоями темных окремненных известняков и глинистых сланцев мощностью до 95 м. На самих поднятиях свита образована мощной (125—284 м) толщей светло-серых, почти белых известняков водорослевых, брахиоподовых, местами тонкозернистых доломитизированных. Граница аскынской свиты с нижележащими образованиями проводится зачастую только по смене комплекса фауны. Эти отложения содержат брахиоподы *Gypidula* cf. *comis* (Owen), *G.* ex gr. *brevirostris* Phill., *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Pugnax acuminata* Mart. и др., фораминиферы *Parathurammina paracushmani* Reitl., *P. tuberculata* Lip.

В Верхнеуньинско-Верхнеилычском районе Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ к характеризуемому стратиграфическому уровню относится подчеремская толща (D_3pd), выделяемая в объеме всех горизонтов франского яруса и описанная А. И. Першиной [134].

Кыновский горизонт сложен известняками темно-серыми органогенно-обломочными, пелитоморфными, глинистыми с *Pseudoatrypa velikaja* Nal. На руч. Талая Рассоха — правом притоке р. Бол. Шежим выходят известняки с прослоями серых, зеленовато-серых алевроглини-

стых сланцев и линзами кварцевых песчаников, содержащие остатки кораллов *Disphyllum pachiense* (Soshk.), *D. emsti* (Wdkd.), брахиопод *Pseudoatrypa velikaja* Nal., *Uchtospirifer murchisonianus* (Vern.), конодонтов *Polygnathus* aff. *andustidiscus* Young., *P.* ex gr. *varcus* Stauff. Видимая мощность 10 м.

Саргаевский горизонт преставлен известняками светло-серыми, серыми водорослевыми, участками сильно перекристаллизованными с большим количеством строматопор, детрита криноидей, с характерными брахиоподами *Hypothyridina calva* Mark., *Eleutherokomma novosibiricas* (Toll.), аммоноидеями *Timanites keyserlingi* Mill., конодонтами *Ancyrodella rotundiloba alata* Glen. et Klapp.; видимая мощность 3—25 м.

Доманиковый горизонт слагают известняки серые, светло-серые, реже темно-серые битуминозные, углистые известняки с прослоями углисто-глинистых, углисто-известковистых сланцев, органогенно-обломочные известняки с характерным комплексом брахиопод *Hypothyridina semilukiana* Nal., остракод *Richteria distincta* Pol., *R. spiralis* Mart., аммоноидей *Timanites keyserlingi* Miller., *Tornoceras simplex* (Buch.), конодонтов *Klapperina ovalis* (Ziegler et Klapper), *Mesotaxis asymmetrica* (Bischoff. et Ziegler), *Palmatolepis transitans* Mull., *Polygnathus dubius dubius* Hinde.

Мендымский горизонт представлен вторичными доломитами и известняками, местами доломитизированными и окремненными. Из отложений известны находки строматопороидей, табулят, характерных брахиопод *Calvinaria biplicatas* Nal. и остракод *Nehdentomis* aff. *pseudorichterina* Matern.; конодонтов *Palmatolepis gigas* Miller et Young., *Pyramidalis simplex* Phill., *P. proversa* Ziegler.

Аскынский горизонт на реках Подчерем и Мойкемьель сложен известняками серыми и светло-серыми мелкокристаллическими с пластами и крупными линзами строматопорово-водорослевых, оолитовых и мелкообломочных известняков. Определены брахиоподы *Levigatella ascynica* (Nal.), *Productella calva* Wen., *Theodossia evlaensis* Nal., *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *C. conoidus* Roem., остракоды, гастроподы, членики криноидей [134]. Общая мощность подчеремской толщи 200—400 м.

Франский—фаменский ярусы

Среднефранско-фаменские отложения картируются на западном фланге Малопечорского аллохтона, где представлены глубоководными кремнистыми образованиями континентального склона.

Евтропинская свита (D_3ev) выделена О. Л. Кондиайном и А. Г. Кондиайн в 1960 г. на р. Унья в районе урочища Евтропины Носки, где и находится ее стратотип; распространена на западном склоне Северного Урала и прослежена до вершины Горевский Носок в верховьях р. Печора. Сложена кремнистыми плитняками черными и голубовато- или зеленовато-серыми, реже — сургучно-красными и желтыми, часто ленточнослоистыми, содержащими прослои кремнисто-глинистых сланцев, фораминиферовых известняков и фтанитов с остатками радиолярий. В отдельных прослоях присутствуют частично лимонитизированные пиритовые (или марказитовые) конкреции. Из верхней ча-

сти свиты определены фаменские фораминиферы, в нижней части встречены среднефранские брахиоподы. По комплексам конодонтов в ней установлены осадки доманикового горизонта с *Ancyrodella* cf. *gigas* Young., *Palmatolepis* cf. *hassi* Muller et Muller., мендымского – с зональными *Palmatolepis gigas* и аскынского горизонта франского яруса, а также отложения макаровского горизонта нижнего фамена [145] с зональными для верхней его части *Palmatolepis rhomboidea* [134]. Залегает согласно на вачжигской свите. Верхний контакт с малопечорской свитой не обнажен. Мощность до 350 м.

Верхнюю часть франа и нижнюю (большую) часть фамена охватывают позднеухтинские и ижемско-зеленецкие рифогенные массивы нерасчлененные (D_3uh_2–zl^r). Сформированы они на отмелях Западно-Вуктыльского палеоподнятия, где образуют мощный (до 820 м) карбонатный комплекс.

Фаменский ярус

В платформеной части листа формирование отложений фаменского яруса связано с дальнейшей регрессией бассейна и миграцией глубоководной его части в восточном направлении. Граница зон глубоководных и мелководно-шельфовых условий осадконакопления трассируется карбонатными постройками ижемско-зеленецких рифогенных массивов (рис. 7), положение которых в течение всего фамена если и менялось, то незначительно. Эти массивы прослеживаются по линии скважин 2-Лебяжская – 1-Юрвож – 1-Б. Ляга – 1-Н. Омра и далее, предположительно на юго-восток. На ряде участков их положение уверенно подтверждается материалами МОГТ [339] и фиксируется отдельными гравитационными максимумами изометричной формы. Представлены отложения рифов светло-серыми сфероидально-сгустковыми и сгустково-комковатыми преимущественно водорослевыми вторичными доломитами и неравномерно доломитизированными и сульфатизированными известняками, фаменский возраст которых подтвержден фораминиферами и остракодами. Мощность их сильно колеблется в зависимости от стратиграфического диапазона участвующих в строении построек отложений и достигает 530–600 м.

На разрезах маломощные образования зарифового бассейна, охватывающие весь фаменский ярус, отображены как губахинская, зеленецкая и нюмылгская свиты объединенные ($D_3gb \div nm$) общей мощностью 150–400 м и губахинская и лытвинская свиты объединенные ($D_3gb + lt$) мощностью 60–250 м. Раздельное описание свит этих стратонов приводится ниже.

В Уральской складчатой системе фаменскому ярусу в полном объеме отвечает плитниккыртинская толща (D_3pk), развитая в Косью-Уньинском районе Михайловско-Вайгачской подзоны. Наиболее полный ее разрез описан на р. Печора против устья р. Бол. Шежим. Сложен он карбонатной толщей однообразного литологического состава: известняки светло-серые, серые, коричневато-серые, темно-серые кристаллические, оолитовые, редко – органогенные; известняковые

гравелиты, окремнелые доломиты, доломитизированные и глинистые известняки. Вверх по разрезу глинистость пород увеличивается и вблизи кровли известняки в ряде разрезов раскалываются на тонкие плитки. А. И. Першина верхнюю часть фаменских отложений выделяла как плитниккыртинские слои. Возраст нижней части толщи определяют комплекс брахиопод с *Plicochonetes nanus* (Vern.) и конодонты зоны *Palmatolepis crepida* — *P. trachytera* (*P. glabra lepta* Ziegler et Huddle, *P. marginifera marginifera* Helms.); верхняя часть разреза, помимо брахиопод *Dzieduszyckia baschkirica* (Tschern.), охарактеризована комплексом фораминифер с *Septatournayella rauserae* Lip., *Quasiendothyra communis* Raus. [134]. Граница с каменноугольными отложениями литологически не выражена и проводится в однородной толще известняков по смене комплексов фауны. Нижняя граница устанавливается по появлению брахиопод *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.). Мощность толщи 150—180 м.

Нижний—средний подъярусы. На платформе в Тимано-Ижемском и Омра-Печорском районах (рис. 6) нижний фамен представлен ижемской свитой ($D_3iž$), объединяющей мелководно-шельфовые и склоновые фации, а также толщи заполнения постфранской впадины. Наиболее полные разрезы известны в районе Мичаю-Пашнинского вала, где Т. И. Кушнаревой (1977) в ряде скважин отложения свиты разделены на толщу мергелей и толщу известняков, относящихся к нижней подсвите, и глинисто-известняковую толщу и толщу доломитизированных известняков верхней подсвиты.

Толща мергелей согласно перекрывает доманикоидные образования верхнего франа и представлена аргиллитами темно-серыми, зеленоватыми, известковистыми, переходящими в тонкослоистые мергели с прослоями узловатых серых известняков. Принадлежность этих отложений к задонскому горизонту подтверждается многочисленными находками *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.). Максимальная мощность установлена в скв. 1-Ю. Лемью (320 м), к югу и западу от которой она резко сокращается, а в районе Западно-Вуктыльского палеоподнятия толща практически отсутствует. Толща известняков сложена известняками сгустково-комковатыми, мелкообломочными и детритовыми, в нижней части разреза глинистыми. В кровле часто наблюдается пласт высокоомных светло-серых тонкозернистых известняков. Породы содержат раннефаменский комплекс остракод *Plavskella famensis* Sam., *Knoxiella* ex gr. *petchorica* Mart., *Bairdia* ex gr. *eleziana* Eg. и др. Мощность на западе площади составляет 30—60 м, существенно увеличивается к востоку — до 230—340 м на Северо-Савиноборской и Пашнинской площадях, где известняки, вероятно, образуют рифовое плато.

Нижняя граница глинисто-известняковой толщи, относящейся к елецкому горизонту, устанавливается в ряде скважин по появлению прослоев известняковых конгломератов и брахиопод *Ripidiorhynachus griasicus* (Nal.) и *Productella herminae*. В этой части разреза преобладают аргиллиты и мергели зеленовато-серые плитчатые с прослоями узловатых и обломочных известняков, сменяющиеся выше чередованием узловатых глинистых и доломитизированных известняков и мергелей. Мощность составляет 150—200 м, а на западе площади не превышает 100 м.

Известняково-доломитовая толща завершает разрез свиты. Сложена светлыми доломитизированными, прослоями – обломочными известняками, а также глинистыми узловатыми известняками, включающими нижнефаменские брахиоподы *Schuchertella matyrica* Nal., *Plicochonetes nana* Vern. и др.; конодонты *Polygnathus glaber glaber* Ulrich et Bassler, *P.* cf. *perplexus* (Thomas).

Общая мощность ижемской свиты имеет максимальные значения в районе Мичаю-Пашнинского вала (818 м в скв. 2-Сев. Савинобор), в западном и юго-западном направлениях она быстро уменьшается до 400–500 м, а в Тимано-Ижемском районе не превышает 50–200 м. Уменьшение мощности происходит за счет седиментационного выклинивания нижних частей разреза и предвизейского размыва верхних. В результате, на Тимане свита представлена только верхней толщей нижней подсвиты [385].

На геологическом разрезе ижемская свита объединена с восточносавиноборской толщей и они показаны как ижемская свита и восточносавиноборская толща объединенные ($D_3iž$ + vs).

Восточносавиноборская толща, формировавшаяся в условиях обособленного бассейна к западу от фаменского барьерного рифа, занимает площадь меньшую, чем ижемская свита, отсутствуя на большей части Тимано-Ижемского района. Нижняя ее граница проводится в подошве сильно загипсованных серых глинистых доломитов и доломитизированных известняков с прослоями мергелей, глин, гипсов и ангидритов. Принадлежность толщи к среднему фамену подтверждается находками остракод *Phlyctiscapha lebedianica magna* Tschig., *Kloedenellitina triceratina* Tschig. и др., фораминифер *Parathurammina dagmarae* var. *oldae* Sul., *Archaesphaera minima* Sul., *Radiosphaera ponderosa* Reitl. и водорослей *Clypeinella devonica* Reitl. [344]. Мощность подразделения возрастает с запада на восток с 30 до 260–300 м, достигая максимальных значений на Восточно-Савиноборской и Пашнинской площадях.

В Вуктыло-Джебольском районе и на большей части территории Камско-Кинельской системы прогибов нижнему и среднему фамену отвечает губахинская свита, характеризующая депрессионный тип разреза. Сложена она породами доманикового типа – чередующимися темными битуминозными известняками, известняками глинистыми, мергелями, силицитами и битуминозными сланцами. Встречаются прослои органогенных известняков и зеленоватых аргиллитов. В направлении к зонам рифообразования в разрезе появляются прослои светлых обломочных известняков и известняковых конгломератов. В этих отложениях определены конодонты *Palmatolepis minuta minuta* Branson et Mehl, *P. grabra grabra* Ulrich et Bassler и др., характеризующие зону *Palmatolepis crepida* нижнего фамена, а также *Palmatolepis distorta* Branson et Mehl, *P. grabra elongata* Holmes и др., характерные для среднего фамена. Мощность свиты 14–84 м.

С продолжавшими существовать в пределах Камско-Кинельской системы прогибов рифогенными поднятиями связаны одновозрастные с губахинской свитой сторожевская свита и объединенные макаровская, мурзакаевская и кушелгинская свиты. Первая отвечает сводовому типу разреза и сложена светлыми доломитизированными органогенно-дет-

ритовыми и оолитовыми известняками и доломитами мощностью 120—350 м. Второй стратон характеризует склоновые фации, представленные переслаиванием светло-серых органогенно-детритовых известняков и доломитов и темно-серых окремненных известняков и битуминозных сланцев общей мощностью 50—280 м. Эти отложения охарактеризованы богатым комплексом фаменских брахиопод [365].

Средний—верхний подъярусы. Верхней части среднего подъяруса и верхнему подъярусу соответствуют черноречeнская и щукатеняельская свиты объединенные ($D_3čr + šck$). Развиты они только в Омра-Печорском районе, подчеркивая все более сокращающуюся площадь фаменского бассейна. Черноречeнская свита согласно перекрывает восточносавиноборскую толщу и представлена мелководными доломитами с прослоями доломитизированных известняков мощностью 30—80 м. На самом востоке района небольшую площадь занимает маломощная (10—20 м) щукатеняельская свита, сложенная известняками органогенными, глинистыми и доломитизированными с прослоями мергелей и глин. Известняки обеих свит охарактеризованы зеленецконюмылгскими фораминиферами групп *Quasiendothyra communis, Q. regularis* и *Septatournayella njumylga* и др. [422]. Суммарная мощность стратона 50—100 м.

В Вуктыло-Джебольском районе черноречeнской и щукатеняельской свитам соответствуют зеленецкая и нюмылгская свиты, образовавшиеся в относительно глубоководной компенсированной впадине. Представлены они карбонатно-терригенным комплексом, отличающимся развитием преимущественно дельтовых отложений с характерной резкой фациальной изменчивостью по латерали и разрезу.

В основании зеленецкой свиты (20—40 м) лежат известняки брекчиевидные битуминозные с прослоями черных глин и горючих сланцев. Их сходство с подстилающей губахинской свитой позволяет фиксировать нижнюю границу зеленецкого горизонта только по массовому появлению фораминифер группы *Quasiendothyra communis.* Выше преобладают глинистые серые кварцевые песчаники и алевролиты с растительными остатками, сидеритом и пиритом. На одних площадях они почти полностью слагают разрез, на других замещаются темными тонкоплитчатыми алевритистыми аргиллитами, среди которых появляются прослои глинистых известняков, приуроченных в основном к верхней части зеленецкой свиты. На севере района отмечается замещение терригенных отложений карбонатными. Так, на Вуктыльской площади значительное развитие получают темно-серые глинистые известняки, почти полностью слагающие верхний фамен.

Литологически граница между зеленецкой и нюмылгской свитами условная, но достаточно четко устанавливается фаунистически. Характерные для зеленецкого горизонта фораминиферы групп *Quasiendothyra communis* (Raus.) и *Q. regularis*, а также *Septatournayella potensa* Durk., *S. rauserae* Lip. и др. сменяются руководящими для нюмылгского горизонта видами местных фораминиферовых зон *Quasiendothyra eokobeitusana, Q. kobeitusana kobeitusana Q. kobeitusana grandis* и комплексами спор с массовыми *Hymenozonotriletes lepidophytas* Kedo. (Дуркина, 1988).

Мощность зеленецкой и нюмылгской свит сравнительно устойчива по площади и изменяется в пределах 250—330 м и только в скв. 1-Малиновка не превышает 130 м.

На территории Камско-Кинельской системы прогибов в позднем фамене продолжали накапливаться маломощные образования депрессионных, бортовых и сводовых типов разреза, объединенные в лытвинскую свиту. Депрессионные отложения (мощность 30—90 м) представлены темно-серыми окремненными и битуминозными известняками с прослоями битуминозных аргиллитов и стяжениями кремня. Менее широко развиты известняки бортовых разрезов, представленные серыми и светло-серыми тонкозернистыми глинистыми и органогенно-детритовыми разностями мощностью 24—70 м. Еще более ограниченные площади занимают мелководные светло-серые микрозернистые и сгустковые известняки мощностью 26—35 м. Возраст свиты подтвержден находками фораминифер *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. konensis* (Leb.) *Q.* ex gr. *kobeitusana* (Raus.).

ДЕВОНСКАЯ—КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

НИЖНИЙ ДЕВОН—НИЖНИЙ КАРБОН

Такатинская, ваняшинская, койвенская, бийская, афонинская, чусовская, чеславская, пашийская, кыновская, саргаевская, доманиковая, золотихинская, губахинская, лытвинская, алатауская свита объединенные (D_1—C_1*tk*÷*al*) картируются в Березовско-Лунвожском районе Бельско-Елецкой СФЗ, где имеют общую мощность1440—1460 м. Входящие в состав стратона свиты девонской системы описаны выше; алатауская свита карбона рассмотрена ниже.

СРЕДНИЙ ДЕВОН—НИЖНИЙ КАРБОН

Пашийская свита, подчеремская, плитниккыртинская и коджидъельская толщи объединенные (D_2*pš*÷C_1kd) картируются в Косью-Уньинском районе Бельско-Елецкой СФЗ в бассейне р. Щугор (широтное течение), где имеют общую мощность от 445 до 1330 м. Пашийская свита, подчеремская и плитниккыртинская толщи описаны выше; коджидъельская толща охарактеризована ниже, в составе карбона

Пашийская, кыновская, саргаевская, доманиковая, золотихинская, губахинская, лытвинская и алатауская свиты объединенные (D_2—C_1*pš*÷*al*) развиты в Лопьинском районе Иргизлинско-Карской подзоны. По составу стратон полностью отвечает описанным выше пашийской и кыновской свитам объединенным и рассмотренным ниже саргаевской, доманиковой, золотихинской, губахинской, лытвинской и алатауской свитам объединенным. Общая мощность стратона достигает 765 м.

ВЕРХНИЙ ДЕВОН–НИЖНИЙ КАРБОН

Саргаевская, доманиковая, золотихинская, губахинская, лытвинская и алатауская свиты объединенные (D_3–$C_1sr \div al$) имеют общую мощность до 650 м, развиты в Лопьинском районе Иргизлинско-Карской подзоны, соответствуют франскому и фаменскому ярусам верхнего девона и турнейскому ярусу нижнего карбона. Эти отложения слагают водоразделы рек Березовая–Пож, Пож–Бол. Вая, Березовая–Полуденная Рассоха, Колва–Ямжач, а также развиты в бассейнах рек Вишера, Акчим и Язьва. Представлены переслаивающимися кремнями, аргиллитами, алевролитами, в меньшей степени – песчаниками и известняками.

Верхнедевонские карбонатные отложения в отдельных прослоях содержат конодонтовые и бедные фораминиферовые комплексы, позволяющие установить франский или фаменский возраст пород. Известняки, отнесенные к франскому ярусу, содержат конодонты *Palmatolepis proversa* Ziegler., *P. subrecta* Mill. et Joung., *P. foliacea* Joung., *Ancyrodella nodosa* Ulrich et Bassle., *Polygnathus timanicus* Ovnat., к фаменскому – фораминиферы *Archaesphaera minima* Sul., *A. grandis* Lip., *Parathurammina suleimanovi* Lip., *P. tuberculata* Lip., *Tuberitina reitlingerae* M. Macl., *T. maljavkini* Mikh., *Radiosphaera basilica* Reitl., *Septaglomospiranella sp.*, *S.* ex gr. *crassa* Reitl., водоросли *Shuguria,* конодонты *Palmatolepis distorta* Branson et Mehl., *P. glabra pectinata* Ziegl., *P. perlobata sigmoidea* Ziegl., *P. rugosa trachytera* Ziegl., *P. gracilis sigmoidalis* Ziegl., *Spathognathodus inornatus* Branson et Mehl. Кровля верхнего девона, соответствующая лытвинской свите, более карбонатная и сложена известняками с прослоями кремней и единичными пластами аргиллитов. Эти известняки содержат фораминиферы *Archaesphaera crassa* Lip., *Parathurammina suleimanovi* Lip., *Quasiendothyra* ex gr. *konensis* (Leb.), водоросли *Girvanella*, *Kamaena*, *Cateniphycus conchatiformis* Mal. et Tchuv. Общая мощность верхнедевонских отложений 280–360 м.

Разрез турне отвечает депрессионному типу. Нижняя граница алатауской свиты согласная и проведена условно внутри кремнисто-глинисто-карбонатной пачки по конодонтовому комплексу *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegler., *Polygnathus vogesi* Ziegler., определенному из пород в бассейне р. Инья [407] и указывающему на пограничный позднедевонско-раннекаменноугольный возраст. Литологически породы алатауской свиты в Лопьинском районе подразделяются на три пачки. Нижняя пачка (50–60 м) – кремнисто-карбонатная, отвечает гумеровскому горизонту и представлена известняками окремненными темно-серыми мелкозернистыми до афанитовых, с прослоями серых кремней и кремнистых аргиллитов, пластами плитчатых глинистых известняков с остатками фораминифер *Archaesphaera minima* Sul., *Glomospiranella* sp., *Septaglomospiranella* sp., единичных *Quasienodothyra communis* (Raus.), водорослей *Kamaena*. Средняя (160–180 м) – кремнисто-терригенная, малевско-упинского возраста, сложена в основном аргиллитами и кремнями и в меньшей степени глинистыми известняками и алевролитами. Верхняя (80–100 м) – кремнисто-терригенно-карбонатная, черепетско-кизеловского возраста, представлена известняками с прослоями кремней и аргиллитов с криноидеями, брахиоподами, водорослями *Girvanella*,

Kamaena, *Issinella*, фораминиферами *Tournayella discoidela* f. *maxima* Lip., *Chernyshinella* sp., *Latiendothyra latispiralis* (Lip.), *Spinoendothyra* ex gr. *recta* (Lip.). Мощность свиты 290—320 м. Нижняя граница объединенного стратона согласная, проводится по смене кыновских карбонатных пород кремнисто-карбонатно-терригенной толщей, в которой наблюдается резкое сокращение органических остатков.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Представлена отложениями всех трех отделов, которые (за исключением турнейского яруса) широко развиты на платформе, исключая сводовые части наиболее высокоамплитудных антиклиналей, и в западной части Уральской складчатой системы, в пределах Бельско-Елецкой СФЗ. Мощность отложений этого возраста в западной части листа (Мезенская синеклиза, Тиман, Тэбукская ступень) изменяется в основном в пределах 350—600 м; минимальные значения (70—120 м) наблюдаются в пределах Мичаю-Пашнинского вала. Восточнее зоны развития фаменских рифов, благодаря присутствию в разрезе турнейских образований, мощность увеличивается до 750—900 м, достигая максимума (1000—1100 м) вблизи Главного Западноуральского надвига.

В ряде случаев ввиду мелкого масштаба на геологической карте и разрезах образования визейского и серпуховского ярусов нижнего отдела показаны совместно с отложениями среднего и верхнего отделов. В западной части платформы это терригенная толща, лунвильская, елмачская и кодачская свиты, буркемская, одесская и айювинская толщи объединенные (C_{1-3}tr÷aj). Мощность стратона 350—700 м.

В восточной части платформы каменноугольные отложения показаны в виде объединенного стратона: западноуральская свита, ладейнинская и бражкинская, кременская и мортукская толща объединенные (C_{1-3}*zu*÷mr) общей мощностью 500—1600 м.

Раздельное описание свит и толщ приводится ниже. При этом характеристика платформенной территории дается в соответствии со схемой районирования каменноугольной палеоповерхности (рис. 8). Корреляция с легендой к ГК приведена в скобках.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Турнейский ярус

Отложения яруса распространены на платформе примерно в тех же границах, что и отложения верхнего фамена (рис. 6), при этом мелководные фации развиты на севере площади в виде неширокой полосы западнее фаменских рифов, на остальной же территории преобладают схожие с подстилающими породами образования сохранившейся к началу турнейского века компенсированной впадины.

Нижнему подъярусу в северной части платформы отвечают залегающие трансгрессивно на отложениях девона троицко-печорская свита и

ее мелководный возрастной аналог – юрьяхинская свита. Верхний подъярус представлен покчинской свитой.

Троицко-печорская и покчинская свиты объединенные ($C_1tp + pk$). Нижняя граница троицко-печорской свиты проводится в подошве светлых кварцевых песчаников и алевролитов (мощность 10–70 м), включающих прослои обломочных известняков и глин с гумеровскими фораминиферами *Septatournayella rauserae pontensa* Durk. и *S. njumylga* Durk. Выше (22–111 м) лежат темно-серые глины с прослоем известняка, содержащего массовые *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. irregularis* Bir. и *B. minima* Lip. малевского горизонта. Упинский горизонт (30–60 м) представлен в нижней своей части чередованием песчаников, алевролитов и глин, охарактеризованных фораминиферами *Chernyshinella disputabilis* Dain, *Ch. glomiformis* Lip., а в верхней – известняками. В северо-восточном направлении глины малевского горизонта замещаются мергелями с прослоями известняков, а в районе Вуктыльской структуры свита полностью сложена серыми глинистыми известняками с прослоями мергелей и аргиллитов. Мощность подразделения изменяется в основном от 65 до 154 м и только на Вуктыльской площади достигает 260 м.

Покчинская свита в Вуктыло-Джебольском районе в своей нижней части состоит из переслаивающихся темно-серых песчаников, алевролитов, глин и глинистых известняков мощностью до 40–57 м, в которых определены фораминиферы черепетского горизонта *Chernyshinella glomiformis* (Lip.), *Palaeospiroplectammina tchernyshinensis* (Lip.) и др. Выше развиты известняки темно-серые мелкообломочные, фораминиферовые и детритовые с кизеловскими *Latiendotyra latispiralis* (Lip) и *Spinoendothyra costifera* Lip. В Омра-Печорском районе свита полностью представлена известняками серыми и темно-серыми органогенно-обломочными, сгустковыми, содержащими прослои глин. Мощность этих известняков, увеличиваясь в восточном направлении, достигает вблизи Вуктыльской структуры 110–160 м. На остальной территории мощность свиты изменяется в пределах 20–87 м.

Общая мощность троицко-печорской и покчинской свит достигает 400 м.

На большей части площади развития юрьяхинской свиты из ее разреза выпадает гумеровский горизонт, присутствуя лишь на отдельных участках в виде маломощных обломочных известняков. Малевский горизонт включает в основании конгломератовидные известняки, перекрытые темно-серыми глинами с прослоями песчаников, углисто-глинистых сланцев, органогенных и оолитовых известняков. Упинский горизонт сложен зеленоватыми глинами, песчаниками и известняками. Все горизонты охарактеризованы богатым комплексом нижнетурнейских остракод и фораминифер, аналогичных обнаруженным в породах троицко-печорской свиты [318]. Мощность юрьяхинской свиты не превышает 22–45 м.

В пределах Камско-Кинельской системы прогибов турнейские образования, связанные с унаследованными от позднедевонской эпохи древними сводами, объединены в кынскую толщу; связанные с бортами этих сводов – в косореченскую толщу, а с прогибами – в алатаускую

свиту. Стратиграфически наиболее полно представлены отложения прогибов и бортов, нивелирующие расчлененный рельеф.

Алатауская свита (C_1al) в части разреза, отвечающей гумеровскому горизонту, сохраняет признаки доманикоидных фаций. Это маломощные (до 40 м) темно-серые глинистые битуминозные и окремненные известняки. Выше лежит мощная толща заполнения компенсированной впадины, схожая по строению с троицко-печорской и покчинской свитами. Малевский и упинский горизонты сложены серыми, зеленоватыми известковистыми аргиллитами с прослоями темно-серых афанитовых и комковатых, участками окремненных известняков. В верхнем подъярусе преобладают темно-серые и серые известняки микрозернистые, реже мелкодетритовые с прослоями мергелей, известковистых аргиллитов, гораздо реже — алевролитов и песчаников. В этих отложениях обнаружены фораминиферы *Chernyshinella glomiformis* (Lip.), *Spinoendothyra costifera* (Lip.) и др., брахиоподы *Eudoxina media* (Leb.), *Subglobosochonetes malevkensis* (Sok.), *Camarotoechia panderi* (Sem. et Moell.), свидетельствующие о присутствии в составе подразделения всех горизонтов. Мощность свиты 200—290 м. Верхняя граница турнейского яруса в большинстве случаев литологически четкая и проводится в кровле карбонатной пачки, так же четко она определяется и фаунистически — по смене кизеловских фораминифер на визейские.

В Михайловско-Вайгачской подзоне Бельско-Елецкой СФЗ турнейские отложения представлены алатауской свитой в Березовско-Лунвожском районе и коджидъельской толщей в Косью-Уньинском районе, выделяемыми как в ранге самостоятельных подразделений, так и входящих в объединенные.

Алатауская свита выделена в Березовско-Лунвожском районе как самостоятельная только на разрезе; входит также в состав подразделения: такатинская, ваняшкинская, койвинская, бийская, афонинская, чусовская, чеславская, пашийская, кыновская, саргаевская, доманиковая, золотихинская, губахинская, лытвинская и алатауская свиты объединенные (D_1—$C_1tk \div al$) и соответствует таковой в Полюдовско-Чусовском районе, описанной выше.

Коджидъельская толща (C_1kd) развита в Косью-Уньинском районе Михайловско-Вайгачской подзоны, названа по р. Мал. Коджидъель, притоку р. Подчерем, где наблюдается постепенный переход между верхним девоном и нижним карбоном и разрез имеет наиболее полную фаунистическую характеристику [187]. Толща соответствует турнейскому ярусу.

От р. Подчерем на севере до р. Колва на юге, в пределах Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны, отложения турнейского яруса представлены детритовыми, органогенно-детритовыми известняками с линзами и прослоями кремней, глинистых и кремнистых сланцев, аргиллитов. Характерно резкое преобладание карбонатных пород над глинисто-карбонатными. В бассейне среднего течения р. Илыч достоверные, фаунистически охарактеризованные, отложения турнейского яруса не установлены. Детальность расчленения во многом определяется степенью обнаженности и изученностью района, вплоть до выделения в конкретных разрезах фораминиферовых зон и слоев. В бассейне р. Под-

черье составлен полный разрез толщи по разрозненным обнажениям и разрезам буровых скважин [380]. Анализ фораминифер в Шугоро-Подчеремском бассейне показывает [187], что в турнейском ярусе района выше гумеровских известняков с доживающими *Quasiendothyra communis* (Raus.) выделяются следующие слои (снизу вверх): 1 – *Bisphaera malevkensis* Bir. с редкими *Septatournayella rauserae* Lip.; 2 – *Bisphaera malevkensis* Bir. с редкими *Tournayellina* и *Chernyshinella*; 3 – *Chernyshinella disputabilis* Dain, *Eochernyshinella crassitheca* Lip., сопоставляемые с малевским–упинским горизонтами; 4 – *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Latiendothyra latispiralis* (Lip.); 5 – *Spinoendothyra costifera* (Lip.) в объеме черепетского и кизеловского горизонтов. Кроме фораминифер выявлены обломки пелеципод, брахиопод и кораллов, как правило, имеющих плохую сохранность. Мощность от 40–70 м на р. Подчерье до 300 м – на р. Унья.

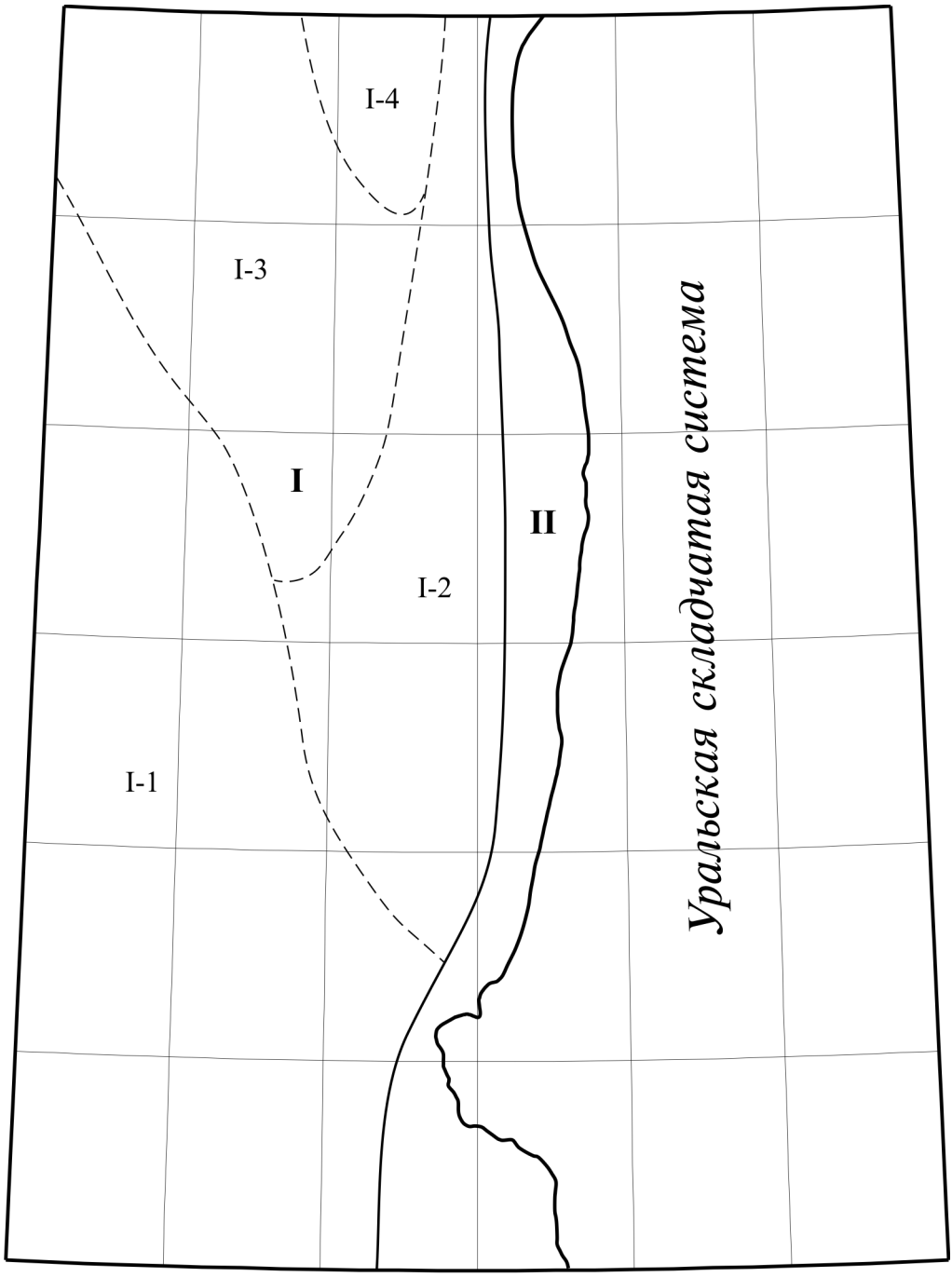
Визейский–серпуховский ярусы

Отложения этого уровня распространены практически на всей платформенной территории, они характеризуют начало обширной каменноугольной трансгрессии. Повсеместно они делятся на две части: в нижней преобладают терригенные осадки, верхняя представлена мощной карбонатной толщей. Визейско-серпуховские отложения литологически и стратиграфически хорошо выдержаны по площади, а умеренная их мощность и кратковременные перерывы свидетельствуют о накоплении в условиях морского мелководья при отсутствии активных погружений. В структурно-формационном отношении отложения этого возрастного интервала в основном относятся к Мезенско-Печорской СФцО, подразделяемой на четыре района (рис. 8), что свидетельствует об относительном выравнивании условий осадконакопления.

В Тимано-Кельтменском районе Мезенско-Печорской СФцО (Ижма-Печорская СФцО в легенде) отложения этого возраста картируются как терригенная толща и лунвильская свита объединенные ($C_1tr + ln$), имеющие мощность 60–150 м, а в Омра-Тэбукском, Верхне- и Нижнепечорском районах – как терригенная и карбонатная толщи объединенные ($C_1tr + cr$) общей мощностью 60–150 м.

Терригенная толща включает песчано-глинистые отложения нижней части разреза визе (на севере Ухта-Ижемского вала толща выделена как тимшерская бокситоносная свита [385]). Толща залегает со стратиграфическим несогласием на разных уровнях девона и турне, имея литологически четко выраженную и стратиграфически скользящую нижнюю границу. Повсеместно из разреза выпадают косьвинский и радаевский горизонты, а на юге Тимано-Кельтменского района – также и бобриковский горизонт. В Омра-Тэбукском и Нижнепечорском районах разрез начинается с алексинского горизонта.

В большинстве случаев толща делится на так называемые темноцветную и пестроцветную пачки. Темноцветная пачка (15–80 м) представляет собой базальную угленосную формацию бобриковско-тульского возраста, сформированную в лагунных и дельтовых условиях при частых ингрессиях моря. Общей ее особенностью является широкое



Масштаб 1 : 2 500 000

км 25 0 25 50 75 км

распространение в разрезе неравномерно чередующихся алевро-песчаных и пелитовых пород. Песчаники серые кварцевые мелко-среднезернистые. Глинистые породы, как правило, темно-серые, черные, участками — сильно углефицированные (до глинистых горючих сланцев) и пиритизированные; часто включают пропластки бурого и каменного угля, конкреции пирита и сидерита. В верхней части разреза появляются линзовидные прослои и пласты темных глинисто-кремнистых и органогенных известняков. В целом по площади песчанистость пачки увеличивается к востоку.

На Тимшерско-Пузлинской площади, в локальных синклинальных структурах, нижней части темноцветной пачки (бобриковский—нижнетульский горизонты) отвечает толща, сложенная озерными продуктами переотложения кор выветривания дотульского возраста. В наиболее полных разрезах здесь выделены подбокситоносная и бокситоносная пачки [360]. Первая имеет мощность до 70 м, невыдержанный состав и сложена гравийным конгломератом бокситовых и глинисто-железистых пород, пестрыми и темно-серыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинами с большим количеством обугленных растительных остатков. Бокситоносная пачка (до 30 м) представлена каолинитовыми аргиллитами, каолинит-гидрослюдистыми глинами, пластами бокситовых и аллитовых пород.

Пестроцветная пачка, отвечающая низам алексинского горизонта, слагает верхнюю и меньшую по объему (5—40 м) часть терригенной толщи. Представлена алевритистыми хлорит-каолинит-монтмориллонитовыми глинами, алевролитами и песчаниками, окрашенными в красно-бурые, фиолетовые и зеленоватые тона. В верхней ее части присутствуют прослои пестроокрашенных глинистых доломитов и известняков. На Мичаю-Пашнинском валу, Тэбукской и Омра-Сойвинской ступенях терригенная толща представлена только пестроцветной пачкой.

Возрастной диапазон пород толщи определен по многочисленным находкам бобриковских, тульских и нижнеалексинских комплексов спор, тульских и алексинских фораминифер *Archaediscus gigas* Raus., *A. moelleri* Raus., *Endothyranopsis compressa* Raus., *E. crassa* Brady., *Globoendothyra globulus* Eichw., брахиопод *Gigantella mirus* Frederiks, *Gigantoproductus submaximus* Bolch. Мощность ее изменяется от первых метров на северо-западе площади до 70—90 м в западной части Верхнепечорской впадины.

Рис. 8. Схема структурно-формационного районирования для нижнекаменноугольных (визейский и серпуховский ярусы)—верхнекаменноугольных отложений чехла Тимано-Печорской и Восточно-Европейской платформ.

I — Мезенско-Печорская СФцО. Районы: *I-1* — Тимано-Кельтменский, *I-2* — Верхнепечорский, *I-3* — Омра-Тэбукский, *I-4* — Нижнепечорский.

II — Приуральская СФЗ

Границы:

структурно-формационных зон и структурно-фациальных областей

районов

Лунвильская свита охватывает верхнюю часть визе, тарусский, стешевский и протвинский горизонты серпуховского яруса. Представлена однообразными серовато-коричневыми и светло-серыми перекристаллизованными доломитами, реже – сильно доломитизированными известняками. Следствием перекристаллизации явилась высокая пористость и кавернозность пород. В нижней части разреза доломиты содержат примесь зерен кварца, здесь же наблюдаются прослои глинистых разностей и слойки зеленоватых и бурых глин. По всему разрезу отмечаются редкие конкреции серых и коричневых кремней, включения и прожилки гипса и ангидрита. Обнаружены остатки поздневизейских брахиопод *Spirifer bisuleatus* Sow., алексинские, михайловские и протвинские фораминиферы *Endothyra sphaerica* Raus. et Reitl., *Parastaffella struvei* Moell., *Hyperammina vulgaris minor* Raus., *Eostaffella* ex gr. *singularis* Viss., *Eostaffella protvae* Raus. Мощность свиты 30–117 м.

Карбонатная толща отличается от лунвильской свиты более дифференцированным разрезом и присутствием в верхней части образований запалтюбинского горизонта, которые имеют ограниченное распространение и связаны с наиболее углубленными участками бассейна на востоке Мезенско-Печорской СФцО. Визейская часть разреза представлена известняками серыми органогенно-обломочными, частью – доломитизированными с прослоями оолитовых известняков и доломитов. В нижней части встречаются прослои глин и мергелей. Тарусский и стешевский горизонты сложены доломитами, доломитовыми брекчиями и песчаниками, доломитизированными известняками с гнездами и прожилками гипса и ангидрита. Завершают разрез толщи светло-серые органогенные, детритовые и оолитовые, нередко доломитизированные известняки с прослоями бурых или зеленоватых глин. Возраст толщи хорошо обоснован фораминиферами *Eostafella ikensis* Viss., *E. tenebrora* Viss., *Pseudoendothyra illustria* Viss., *Ps. parasphaerica* Reitl., *Globivalvulina minina* Reitl., *Gloendothyra globulus* Eichw., брахиоподами *Striatifera striata* (Fisch.). и др. [318]. Мощность изменяется от 30 до 218 м.

В Приуральской СФЗ (рис. 8), в Полюдовско-Чусовском и Березовско-Лунвожском районах Михайловско-Вайгачской подзоны и в Лопьинском районе Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ отложения визейского и серпуховского ярусов изображены на геологической карте как западноуральская свита, ладейнинская и бражкинская толщи объединенные (C_1zu÷br).

Терригенной угленосной формации отвечает западноуральская свита, включающая нижневизейский подъярус и нижнюю часть тульского горизонта верхнего визе. В пределах платформы наиболее полные разрезы свиты известны на крайнем востоке зоны, где она залегает на турнейском ярусе без размыва. Низы свиты, соответствующие косьвинскому, а в районе Вуктыльской структуры и радаевскому горизонту, сложены известняками темно-серыми с желваками кремня и аргиллитами углистыми темно-серыми до черных. Граница с подстилающими отложениями в этом случае постепенная и проводится по появлению визейских даниелл, планоэндотир, эндотиранопсисов. В западном направлении нижние горизонты постепенно выклиниваются, и известняки ни-

зов разреза сменяются песчаниками и аргиллитами. Верхняя часть свиты представлена переслаивающимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов с единичными прослоями мергелей. Песчаники кварцевые светло-серые мелкозернистые с остатками растительности и углистого вещества. Аргиллиты темно-серые до черных, часто углистые, алевритистые, нередко пиритизированные. Встречается каменный уголь в виде пропластков и пластов мощностью до 3,5 м. Эти отложения охарактеризованы фораминиферами *Tournayella moelleri* Mal., *Pseudoplanoendothyra infracta* (Post.), *Septatournayella pseudocamerata* Lip., *Dainella* sp., *Brunsia uralica* (Lip.), *Br. spirillinoides* (Grozd. et Leb), а также бобриковско-тульским комплексом спор. Мощность свиты в Соликамской впадине и на юге Верхнепечорской впадины не превышает 20—30 м, севернее довольно быстро увеличивается до 60—120 м, достигая на Вуктыльской площади 150 м.

В Бельско-Елецкой СФЗ в отложениях свиты, характеризующихся практически тем же составом, установлены фораминиферы: *Brunsia uralica* (Lip.), *Br. spirillinoides* (Grozd. et Leb), *Tournayella gigantea* Lip., *Pseudoplanoendothyra infracta* (Post), *Dainella* sp., *Spinoendothyra* ex gr. *recta* (Lip.), *Sp. inflata* (Lip.), *Palaeotextularia* sp. Мощность изменяется от 20—30 м на Колчимско-Полюдовском поднятии до 230 м в восточной части зоны. В скв. 1-Верхняя Сочь присутствуют прослои гравийных песчаников.

Ладейнинская толща представлена в объеме верхневизейского подъяруса; сложена известняками серыми и темно-серыми до черных, детритово-фораминиферовыми, реже — сгустковыми, с прослоями и желваками кремня, частично — глинистыми. В меньшей степени присутствуют доломитизированные разности и доломиты; при этом доломитизация существенно увеличивается в западном направлении. Обнаружены руководящие для визе фораминиферы *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *En. crassa* (Brady), *En. sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella ikensis* Viss., *E. ikensis tenebrosa* Viss., брахиоподы *Globosoproductus mirus* (Frcks), *Gigantoproductus maximus* (M'Coy) и др. Мощность достигает 160—400 м.

В скв. 1-Верхняя Сочь в автохтонной части разреза тульско-алексинскому возрасту отвечает переслаивание алевролитов и органогенно-обломочных известняков. Алевролиты крупнозернистые, иногда с углистым цементом.

Бражкинская толща объединяет отложения серпуховского яруса, представленные светло-серыми до белых доломитами или в различной степени доломитизированными известняками мелкозернистыми, часто окремненными, иногда с включениями ангидрита. Эти породы охарактеризованы фораминиферами *Eostaffellina protvae minima* (Raus.), *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), брахиоподами *Latiproductus* aff. *irregularis* (Jan.), *Striatifera angusta* (Jan.), *S. striata* (Fisch.). Мощность толщи колеблется от 140 до 320 м. В скв. 1-Верхняя Сочь мощность карбонатов серпуховского яруса составляет 800 м. Общая мощность западноуральской свиты, ладейнинской и бражкинской толщ изменяется в пределах 300—800 м.

Пэчаельская, мойкемьельская, известняково-брекчиевая толщи объединенные (C_1pe÷ib) развиты в Косью-Уньинском районе от р. Подчерем до р. Колва, соответствуют визейскому и серпуховскому ярусам.

Нижняя (карбонатно-глинисто-песчаниковая) пачка мощностью до 300 м имеет существенно терригенный состав и является маркирующей, благодаря присутствию среди песчаников, алевролитов и сланцев значительного количества железистых конкреций, пропластков и линз углей. Резкая смена литологии, преимущественно кварцевый состав терригенных пород, позволяют предполагать перерыв в осадконакоплении на границе турне и визе. Опорный разрез изучен в нижнем течении р. Подчерем, в районе Еджид-Кыртинского угольного месторождения [187]; к северу и югу от месторождения угленосность толщи заметно снижается. Отложения охарактеризованы комплексом спор, мшанок, морских лилий, пелеципод, брахиопод, остракод [187].

По комплексам фораминифер и брахиопод в отдельных разрезах толщи могут быть выделены косьвинский и радаевский горизонты. Косьвинский содержит брахиоподы *Levitussia* aff. *humerosa* (Sow.), *L. sublaevis* (Kon.), *Megachonetes papilionaceus* (Paeck.), *Rugosochonetes* aff. *znamenskensis* Sok. и комплекс фораминифер с характерными *Tournayella moelleri* Mal.; в радаевском горизонте определен комплекс фораминифер с характерными *Eoparastaffela simplex* Vdov., *Eoendothyranopsis donica* Brazhn. et Rost. Верхняя граница, как правило, резкая; проводится по подошве карбонатных пород, содержащих фораминиферы дружининского горизонта. В ряде разрезов наблюдается быстрый постепенный переход терригенных отложений к карбонатным, в приконтактовом интервале породы становятся глинистыми, известковистыми, появляются тонкие прослои известняков [380].

Средняя, мойкемьельская (известняковая), толща (160—500 м) названа по руч. Мойкемьель, притоку р. Подчерем. И. С. Муравьев (1968) относит описываемую толщу к патракам-илычскому типу. В составе ее преобладают известняки темно-серые и черные органогенно-обломочные, органогенно-водорослевые, фораминиферовые, коралловые, брахиоподовые. Характерный облик отложениям верхнего визе придают банковые скопления гигантопродуктусов. В нижней части широко развиты желваки черных кремней, начиная с михайловского горизонта появляются прослои доломитов. Известняки веневского горизонта светло-серые, желтовато-серые, локально развиты известняковые брекчии.

По смене микрофаунистических комплексов в отдельных наиболее полных разрезах стратифицируются отложения дружининского, тульского, алексинского, михайловского и веневского горизонтов. В дружининском горизонте (80 м) из разрезов р.Илыч в известняках, перекрывающих терригенную толщу, определены многочисленные фораминиферы с характерными *Archaediscus karreri spira* Conil. et Lys., *Plectogyranopsis paraconvexa* (Brazhn. et Rost.), брахиоподы *Megashonetes dannenbergi* (Paeck.), *Echinoconchus punctatus* (Sow.), *E. elegans* (McCoy), *Globosoproductus magnificus* (Schim.), ветвистые колонии ругоз *Syphonodendron* ex gr. *irregulare* (Phill.). Тульский горизонт (30 м), помимо комплекса фораминифер с характерными *Archaediscus krestovnikovi* Raus., охарактеризован кораллами *Diphyphyllum latetabulatum* Volk., брахиоподами *Globosoproductus mirus* (Frcks.), *G. magnificus* (Shim.), *Productus productus* Mart., остракодами *Sulcocavellina usunzjalica* Kotsch., *Bairdia subampla* Posn. Алексинский горизонт (130—140 м) переполнен банковыми скопле-

ниями брахиопод *Gigantoproductus maximus* McCoy, *Striatifera striata* (Fisch.), присутствуют кораллы *Palaeosmilia murchisoni* E. et H., мшанки. В отдельных прослоях породообразующими являются водоросли *Palaeoberesella lahuseni* (Moell.), *Ungdarella* sp. Комплекс микрофауны подтверждает алексинский возраст вмещающих отложений. На границе алексинского и михайловского горизонтов в верховьях р. Печора наблюдается слой обломочных известняков со смешанной алексинско-михайловской фауной. В. А. Варсанофьева (1965) указывала на развитие в основании михайловского горизонта известняковых песчаников, свидетельствующих о размыве верхней части алексинского горизонта в начале михайловского времени. Для михайловского горизонта (140 м) характерны банковые скопления гигантопродуктусов *G. giganteus* (Sow.), *G. striatosulcatus* (Schw.), встречаются ругозы *Dibunophyllum bipartitum* McCoy, водоросли *Calcifolium okense* Scht. et Bir., часто являющиеся породообразующими. В сравнении с алексинским этот горизонт охарактеризован более разнообразным родовым и видовым составом фораминифер с характерными *Eostaffella ikensis.* Здесь впервые появляются представители родов: *Mikhailovella, Forschiella, Endothyranopsis*; более многочисленны архедисциды. Веневский горизонт (до130 м) характеризуется обедненным составом фораминифер с *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), в верхней части разреза найдены брахиоподы *Gigantoproductus striatosulcatus* (Schw.), *Striatifera striata* (Fisch.) и др., кораллы *Lonsdaleia dublicata* Mart., встречаются членики криноидей, мшанки, остракоды.

Известняково-брекчиевая толща (150—270 м). Разрез составлен по отдельным разобщенным фрагментам естественных обнажений и скважин. Отвечает серпуховскому ярусу. Граница между серпуховскими и подстилающими отложениями устанавливается в близкой по составу толще известняков по смене комплексов фораминифер. И. С. Муравьев (1968) описывает в подошве толщи пласт известнякового песчаника, сложенного обломками микрозернистых известняков и раковин фораминифер и брахиопод. Толща охарактеризована комплексами фораминифер косогорского и протвинского горизонтов, которые в отдельных фрагментах разреза мало чем отличаются друг от друга, а также брахиоподами *Striatifera striata* (Fisch.), *S. angusta* (Jan.), *S. tenella* Sar., *Latiproductus latissimus* (Sow.), *Antiquatonia* cf. *nerutshensis* Sar. и кораллами *Gangamophyllum boreale* Gorsky, встречаются прослои с водорослями [187]. Вверх по разрезу и с запада на восток увеличивается количество известняковых брекчий. В верхней части яруса предполагается наличие перерыва в осадконакоплении. Суммарная мощность подразделения 365—1070 м.

НИЖНИЙ—СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Малопечорская свита ($C_{1-2}mp$) развита в Малопечорском аллохтоне. Ранее эта, ритмично построенная, флишеподобная толща была выделена В. Н. Пучковым [146] как *кременская свита* в верховье р. Печора, в 0,2 км выше устья р. Кременная, где и находится ее стратотип. В ограниченном объеме отложения развиты в пределах Шежимо-Горевкинской полосы, где слагают ряд клиппов.

Свита сложена флишевыми песчаниково-алевролито-аргиллитовыми отложениями мощностью до 80 см, в которых более или менее отчетливо представлена последовательность А. Боумы. Соотношение песчаниковой и алевролито-аргиллитовой составляющих варьирует в широких пределах. При этом для большей части разреза характерны циклиты с преобладающим песчаниковым элементом. Характерна плохая окатанность обломочного материала песчаников, среди которых отмечаются грубообломочные разности. Отмечаются редкие прослои спонголитов и органогенно-детритовых известняков, интенсивная дислоцированность отложений.

Из прослоев спонголитов в верховьях р. Печора получены радиолярии хорошей сохранности: *Astroentactinia* sp., *Entactinia* sp., *Polyentactinia* ex gr. *pachyderma* (Hinde), фораминиферы *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *Endothyranopsis crassa* Brady, *Eostaffella ikensis* Viss., *Neoarchaediscus parvus* (Raus.) и водоросли *Calcifolium okense* Schw. et Bir., *Ungdarella uralica* Masl., указывающие на визейско-серпуховский возраст. Из верхней части разреза получены фораминиферы башкирского яруса: *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. antiqua grandis* (Schlyk.). В последние годы сотрудниками ВСЕГЕИ (Журавлев и др.), подтвержден поздневизейско-раннебашкирский возраст, обоснованный по конодонтам (*Declinognathodus noduliferus noduliferus* (Ellison et Graves), *Decl. noduliferus japonicus* (Igo et Koike), *Gnathodus* sp. в верхней части толщи) и фораминиферам (*Globoendothyra*? sp., *Asteroarchaediscus* sp., *Rugosoarchaediscus*? sp., *Archaediscus* sp. в нижней части толщи). По литологическому наполнению отложения сопоставлялись с яйюской свитой северных районов Зилаиро-Лемвинской СФЗ. Контакты с подстилающими отложениями либо не обнажены, либо тектонические. Мощность свиты до 450 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Средний карбон сложен литологически схожими и хорошо коррелирующимися между собой на всей территории платформы стратиграфическими подразделениями.

В Мезенско-Печорской СФцО (в легенде к ГК соответствует Мезенской СФцО, Ижма-Печорской СФцО и Южно-Тиманской СФцЗ) московскому и башкирскому ярусам отвечают елмачская и кодачская свиты объединенные ($C_2el + kd$), которые, имея общую мощность 200–400 м, развиты повсеместно за исключением Нижнепечорского района, где полностью выклиниваются.

Елмачская свита, относящаяся к башкирскому ярусу, имеет трансгрессивную нижнюю границу – из разреза яруса выпадают вознесенский и (частично или полностью) краснополянский горизонты; поэтому зачастую эта граница обозначена присутствием известняковых брекчий, песчаников или глин. С переходом нижнекаменноугольных отложений в среднекаменноугольные связано также полное вымирание эндотиранопсисов и глобоэндотир и появление *Pseudostaffella antiqua*. Сложена свита известняками, доломитизированными известняками и

доломитами, окрашенными в светло-серые, коричневато-серые, реже красноватые и желтоватые тона. Известняки тонкокристаллические, редко — оолитовые, участками детритовые и водорослевые. К нижней части разреза тяготеют тонкие слойки бурых и зеленоватых глин; повсеместно встречаются желваки кремней, реже — включения сульфатов. Породы хорошо охарактеризованы башкирскими фораминиферами *Eostaffella postmosquensis acutiformis* Kir., *E. pseudostruvei chomatifera* Kir., *E. acuta* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella antiqua* Dutk. и др. Мощность свиты изменяется в пределах 15—80 м.

Кодачская свита, охватывающая московский ярус, залегает на елмачской свите согласно или с небольшим размывом, имеет мощность 90—200 м и литологически и по фауне делится на две подсвиты. Нижняя включает образования верейского и каширского горизонтов. Сложена чередующимися пластами глин, мергелей и известняков мощностью от нескольких см до 3—6 м; при этом известняки преобладают в верхней ее половине. В основании разреза встречаются также и алевролиты. Глины преимущественно известковые, окрашены в серые и зеленоватые тона. Известняки имеют коричневато-серую и светло-серую окраску; преобладают детритовые, криноидные, брахиоподовые и водорослевые разности, иногда включающие выделения глауконита. Отличительной особенностью каширского горизонта является присутствие в известняках и глинах довольно большого количества прожилков и линз гипса и ангидрита.

Верейский горизонт охарактеризован фораминиферами *Profusulinella prisca* (Depr.), *Pseudostaffella subquadrata* Grozd. et Leb. *Aljutovella aljutovica* Raus., брахиоподами *Choristites teshevi* A. et E. Ivan., *Dictyoclostus moelleri* Stuck. и др., каширский — фораминиферами *Pseudostaffella paracompressa* Saf., *P. varsanofievae* Raus., *P. compressa* (Raus.), *Profusulinella (Ovatella) subovata* Saf., брахиоподами *Orthotetes regularis* Waad., *Rhynchopora variabilis* Stuk. Мощность подсвиты 30—90 м.

Верхняя подсвита объединяет отложения подольского и мячковского горизонтов, которые в отличие от нижней подсвиты практически не содержат пластов глины и только в основании разреза (около 30 м) отмечаются тонкие ее слойки, а также глинистые известняки и доломиты. В основном подсвита сложена коричневато-серыми и серыми известняками, которые почти постоянно доломитизированы (вплоть до вторичных доломитов) и перекристаллизованы, обладают мелкокристаллической и неясно выраженной органогенной структурами. Все породы содержат включения гипса и ангидрита, конкреции коричневого и серого кремня. Определены фораминиферы *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *Fusiella typica* Lee et Chen, *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *Fusulina samarica* Raus. et Bel., конодонты *Idiognathoides corrugatus* (Harr. et Holl.), *Id. sinnatus* Harr. et Holl. Мощность подсвиты 65—130 м.

В Бельско-Елецкой структурно-формационной зоне (Лопьинский район Иргизлинско-Карской подзоны; Березовско-Лунвожский и Полюдовско-Чусовской районы Михайловско-Вайгачской подзоны) средний карбон представлен кременской толщей (C_2kr), картируемой как самостоятельное подразделение или входящее в объединенные. По объему кременская толща соответствует башкирскому и московскому ярусам. Часть разреза, относимая к башкирскому ярусу (мощность 22—

85 м), сложена известняками, реже – доломитизированными известняками, серыми и темно-серыми, тонкокристаллическими и органогенно-детритовыми, с прослоями оолитовых известняков, а также мергелей и аргиллитов в верхней части разреза. Встречаются линзы и прослои кремня, линзы известняковых брекчий, местами – включения сульфатов; характерно наличие тонкой вкрапленности флюорита. Нижнемосковскому подъярусу (60–170 м) отвечают серые органогенные часто глинистые известняки и доломиты с прослоями мергелей, аргиллитов и алевролитов, с линзами и желваками кремня. Выше (80–130 м) залегают не содержащие терригенного материала органогенно-детритовые серые доломитизированные известняки и доломиты с желваками кремня и вкрапленностью флюорита.

Кременская толща охарактеризована фораминиферами *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E.* ex gr. *pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (Dutk.), *Profusulinella parva* Lee et Chen, *Pr.* ex gr. *prisca* (Depr.), *Aljutovella* ex gr. *priscoidea* (Raus.), *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), брахиоподами *Choristites inferus* Ivan., *Ch. notabilis* (Rot.).

В Бельско-Елецкой СФЗ предбашкирского перерыва в осадконакоплении не наблюдается и средний карбон представлен в полном объеме. Наиболее полно кременская толща описана и изучена в стратотипическом разрезе на р. Колва. Нижняя граница толщи здесь устанавливается по смене светлых доломитов и известняков серпуховского возраста более темными известняками, часто комковатыми и брекчированными. Фаунистически она выражена плохо: пограничные отложения содержат невыразительные фораминиферовые комплексы. В районе д. Талово на р. Колва в составе верхней части кременской толщи преобладают грубообломочные сингенетичные известняковые брекчии рифового облика. Мощность толщи до 350 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

По сравнению с нижним карбоном средне-верхнекаменноугольные отложения пользуются меньшим площадным распространением, плохо обнажены и имеют недостаточную фаунистическую характеристику на площади. На территории листа башкирские отложения имеют достаточно однородный состав. Наличие башкирского и московского ярусов, а также большинства горизонтов в составе среднего отдела системы установлены в отдельных разрезах по комплексам микрофауны. Во второй половине башкирского века началось поднятие территории и перед накоплением осадков московского яруса башкирские отложения в основном были выведены из-под уровня моря и подверглись местами частичному или полному размыву. Начиная с верейского времени вновь устанавливается морской режим осадконакопления, формируются преимущественно карбонатные осадки, лишь в крайних западных разрезах отмечается терригенная примесь.

В Джежимпарминской антиклинали (Южно-Тиманская СФцЗ) отложения этого возрастного диапазона выделяются как елмачская и

кодачская свиты, буркемская, одесская и айювинская толщи объединенные ($C_{2-3}el \div aj$) общей мощностью 100—400 м; в структурах Колчимско-Полюдовского поднятия — как кременская и мортукская толщи объединенные ($C_{2-3}kr + mr$) мощностью до 350 м.

Раздельное описание свит и толщ приведено выше.

Асыввожская, шайтановская и улдоркыртинская толщи объединенные ($C_{2-3}as \div uk$) распространены в Косью-Уньинском районе Михайловско-Вайгачской подзоны на восточном борту Верхнепечорской впадины (в бассейне верхнего течения р. Печора, по рекам Илыч, Сочь, Югыд-Вуктыл, Подчерем, Щугор). Объединенный стратон соответствует башкирскому и московскому ярусам среднего карбона, касимовскому и гжельскому — верхнего карбона.

Нижняя, асыввожская толща (20—150 м) названа по руч. Асыввож, притоку р. Подчерье [380]; сопоставляется с башкирским ярусом, который на рассматриваемой территории представлен однообразным комплексом осадков: преобладают известняки, в небольшом объеме присутствуют глинистые и обломочные породы. В восточном борту Верхнепечорской впадины в основании толщи среди брекчированных известняков наблюдаются пласты красных глин. Нижняя граница определяется появлением *Pseudostaffella compressa* Raus. и развитием водорослей *Donesella*. Известняки содержат фораминиферы практически по всему разрезу, вплоть до образования фораминиферо-водорослевых прослоев. С их помощью в отдельных, наиболее полных, разрезах возможно выделение горизонтов нижнебашкирского подъяруса и верхнебашкирский подъярус. Наиболее представительны комплексы фораминиферовых зон *Eostaffella pseudostruvei, E. postmosquensis* и *Profusulinella parva*. Верхнебашкирский подъярус лишен характерных органических остатков.

Выше залегает шайтановская толща (80—180 м), получившая название по р. Бол. Шайтановка (правый приток р. Печора), где находится наиболее полный разрез. Толща соответствует по объему московскому ярусу, сложена детритовыми, шламовыми, органогенными известняками, включающими линзы и желваки кремней; по всему разрезу встречаются многочисленные известковые водоросли, среди которых преобладают красные: *Ungdarella* и *Komia,* реже наблюдаются зеленые водоросли *Berezella* и *Dvinella*. Встречаются брахиоподы *Echinoconchus fasciatus* (Kut.), *Spirifer* sp.; ругозы, мшанки, криноидеи, конодонты: *Neognathodus bassleri* (Haris et Hol.), *N. kashiriiensis* Gor., *Idiognathodus magnificus* Stauff. et Plum., *I. oblicuis* Kos. et Koz., характерные для московского яруса.

По фузулинидам толща расчленяется на нижний и верхний подъярусы, местами до горизонтов [190]. В крайних западных разрезах территории, в бассейне р. Вуктыл, в основании разреза лежит пачка терригенных пород. Местами московский ярус представлен только нижней частью. В ряде разрезов верхнекаменноугольные осадки выпадают из разреза и с московскими образованиями контактируют отложения пермского возраста. Верейский горизонт (35—60 м) представлен серыми детритусовыми известняками с линзами и прослоями бурых кремней. В ряде обнажений по рекам Шайтановка, Щугор, Илыч к отложениям этого уровня приурочена вкрапленность флюорита. Верейский горизонт

охарактеризован комплексом фораминифер *Aljutovella aljutovica* (Raus.) и *Profusulinella prisca* (Depr.) Каширский горизонт имеет мощность 25–40 м на р. Бол. Шайтановка и 310 м – на р. Мичаель, притоке р. Щугор. Горизонт сложен известняками серыми, голубовато-серыми, желтовато- и коричневато-серыми детритусовыми и водорослевыми, нередко – кремнистыми, с конкрециями серых кремней. Содержит фораминиферы *Profusulinella prisca* (Depr.), *P. convoluta* (Lee et Chen.), *P. timanica* Raus. Б. И. Чувашов (1999) приводит из разреза р. Щугор (выше устья руч. Мича-Ель) комплекс фузулинид: *Schubertella obscura* (Lee), *Ozawainella angulata* Colani, *O.* ex gr. *tingi* (Lee), *Pseudostaffella timanica* (Raus.), *P. bradyi* (Moell.), P. *ozawai compacta* Man., *P. paradoxa* (Dutk.), *P. rostovzevi* Raus., *P. subquadrata* Man., *P. umbilicata* (Putrya et Leontov.). В разрезе р. Бол. Шайтановка горизонту отвечает пачка зеленовато-серых мергелей с банковыми скоплениями мелких брахиопод. В восточных разрезах нижнемосковский подъярус представлен брекчиями.

Подольский горизонт (35–40 м) – светло-серые, коричневато-серые, реже темно-серые детритусовые известняки с прослоями водорослевых известняков и известняковых брекчий, прослои и желваки темных и светлых кремней; содержат комплекс фораминифер с *Profusulinella librovichi* (Dutk.), многочисленные ведекинделлины: *W. dutkevichi* Raus. et Bel., *W. uralica* Dutk., *W. subovata* Saf., *Parawedekindellina kamaensis* Saf. [190]. На р. Щугор (район Мертвой Пармы) детритовые известняки переслаиваются с охристыми и зеленоватыми аргиллитами, а в районе Верхних Ворот подольский горизонт представлен белыми рифогенными детритусовыми и водорослевыми известняками.

Мячковский горизонт (20–45 м) – серые, голубовато-серые криноидно-детритусовые известняки с прослоями гидрактиноидных и редкими стяжениями кремней. На р. Бол. Шайтановка отмечается вкрапленность флюорита. На р. Подчерем горизонт представлен черными битуминозными известняками. Характерные фораминиферы: *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *Fusulinella praebocki* Raus., *Schubertella mjachkovensis* Raus., *Pulchrella eopulchra* (Raus.).

На значительной части территории отложения московского яруса лежат с размывом на подстилающих осадках. Верхняя граница среднекаменноугольных отложений проводится в литологически однообразной толще переслаивающихся водорослевых и органогенно-детритовых известняков. В ряде разрезов на разных пачках верхнемосковского подъяруса с размывом и стратиграфическим несогласием залегают нижнепермские образования.

Улдор-кыртинская толща состоит из органогенных и детритовых известняков с включениями черных кремней; в ряде мест отложения толщи не установлены или отсутствует ее верхняя часть. Нижняя граница толщи проводится по появлению первых *Protriticites* sp., *Obsoletes obsoletus* (Schellw.) и массовому появлению *Pseudofusulinella usvae* Dutk.

Касимовский ярус представлен светло- и темно-серыми, коричневатыми детритусовыми и водорослевыми известняками с банковыми скоплениями брахиопод. В. А. Чермных (1976) считал, что для касимовского яруса опорным является разрез в урочище Морчанов-Кырта на р. Подчерье. Известняки низов касимовского яруса имеют отчетливое

рифогенное происхождение. Породообразующими служили филлоидные водоросли родов *Anchicodium, Neoanchicodium* Ivanovia, обволакивающие водоросли *Claracrusta catenoides* (Homan) и мшанки. В. А. Чермных (1976) в составе яруса выделяет три фораминиферовые зоны: *Protriticites pseudomontiparus—Obsoletes obsoletus*; *Montiparus montiparus*; *Triticites arcticus—Tr. acutus*. В верхней части присутствуют кораллы и брахиоподы *Chonetionella uralica* (Moell.), *Krotovia tuberculata* (Moell.), *Thuleproductus neoinflatus* (Lich.), *Muirwoodia pseudoartiensis* (Stuck.). В разрезе Мичаель на р.Щугор отложения яруса охарактеризованы конодонтами *Streptognathodus gracilis* Stauff. et Plum., *S. excelsus* Stauf. et Plum., *S. corrugatus* Gun., *S. oppletus* Ellison, *Idiognathodus sagittalis* Kozl., *Hindeodus ellisoni* (Mess.).

Гжельский ярус представлен массивными светло-серыми биогермными известняками. В составе отложений яруса описаны слои с *Triticites rossicus* Schelw. и *Daixina tschernovi* Z. Mikh. Органогенно-детритовые известняки содержат одиночные кораллы и многочисленные брахиоподы: *Krotovia tuberculata* (Moell.), *«Caninia»* cf. *juddi* Thom., *Horridonia* cf. *praetimanica* Barch. Суммарная мощность отложений 120—600 м.

Кременская и мортукская толщи объединенные (C_{2-3}kr + + mr) развиты в Полюдовско-Чусовском, Березовско-Лунвожском районах Михайловско-Вайгачской подзоны и в Лопьинском районе Иргизлинско-Карской подзоны Бельско-Елецкой структурно-формационной зоны. Кременская толща описана выше.

Мортукская толща, помимо данного подразделения, входит в состав отложений, объединенных с нижнепермскими; соответствует касимовскому и гжельскому ярусам верхнего карбона. Основная часть разреза толщи сложена серыми и темно-серыми известняками — криноидными, фузулинидовыми, водорослевыми, гидроактиноидными, слоистыми, с прослоями известняков глинистых или сильно окремненных. Присутствуют линзы доломитов, прослои, линзы и желваки кремней. В основании разреза известняки органогенно-детритовые с прослоями доломитов и желваками кремней, в кровле — известняки зеленовато-серые, криноидные, гидроактиноидные светло-серые, органогенные глинистые черные, слоистые, в различной степени окремненные; залегают стратиграфически согласно на отложениях кременской толщи. Фауна: *Rauserites* ex gr. *baschkirikus* Poz., *Ozawainella anqulata* Col., *Rauserites stuckenbergi* Raus., *R. paraarcticus* Raus. et Bel., *Pseudofusulina anderssoni* Schell., *Ps. bona* Raus., *Kauserites postarcticus* Raus., *Kauserites* Raus., *Montiparus umbonoplicatus* (Raus. et Bel.), *Daixina sokensis* (Raus.), *Reticulatia praeuralensis* (Step.), *Trautscholdia fritschi* (Schell.) и др. Мощность мортукской толщи 120—350 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхний карбон платформенного чехла повсеместно сложен однообразной толщей известняков и доломитов касимовского и гжельского ярусов.

В Мезенско-Печорской СФцО это буркемская, одесская и айювинская толщи нерасчлененные (C_3br—aj), а в Михайловско-Вайгачской подзоне Бельско-Елецкой СФцЗ — мортукская тол-

ща (C_3mr). Нижняя граница этих стратонов литологически обозначена плохо, но достаточно отчетливо устанавливается фаунистически по смене фузулинелло-фузулинового комплекса фораминифер протрицititовым. Известняки, являющиеся основным компонентом названных стратонов — светло-серые, серые, на востоке — до темно-серых, зачастую подвергнуты интенсивной метасоматической доломитизации и перекристаллизации; при этом характерно частое и на коротких расстояниях в разрезе и по латерали замещение первичных известняков доломитами. Не доломитизированные известняки представлены тонкозернистыми, органогенно-детритовыми и сгустковыми разностями. Доломиты мелкозернистые кавернозные и пористые, окрашены в коричневато-серые, светло-серые и серые тона. В них часто наблюдается реликтовая органогенная структура, окремнение, присутствуют прослои и желваки коричневого и серого кремня; для отдельных участков характерна сульфатизация отложений в виде включений и прожилков гипса и ангидрита. В нижней части разреза породы содержат алевритовую примесь кварца, в верхней — глинистый материал и единичные прослои темных глин. Мощность объединенного стратона — 36—120 м, мортукской толщи — 120—190 м.

Полнота разреза верхнего карбона подтверждается находками фораминифер всех зон: *Protriticites pseudomontiparus* Putr., *Obsoletes obsoletus* (Schellw.), *Montiparus montiparus* (Moell.), *Rauserites arcticus* (Schellw.), *Rauserites stuckenbergi* Raus., *Jigulites jigulensis* (Raus.), *Daixina sokensis* (Raus.), однако значительная доломитизация пород и, как следствие, слабая фаунистическая характеристика большинства разрезов не позволяют провести раздельное картирование подразделений отдела. Мощность верхнего карбона минимальна (15—30 м) вблизи Мичаю-Пашнинского вала, на Вуктыльской структуре и в западной части Джебольской моноклинали (эти отложения выпадают из разрезов Северо-Савиноборской и Пашнинской площадей, а также в районе скважин 1-Зап. Дутово и 1-Зап. Вуктыл), на остальной площади платформы она изменяется в пределах 120—200 м.

НИЖНИЙ—ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Западноуральская свита, ладейнинская, бражкинская, кременская и мортукская толщи объединенные ($C_{1-3}zu \div$ mr) развиты в Полюдовско-Чусовском и Березовско-Лунвожском районе Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой зоны. Все входящие в состав объединенного стратона свиты и толщи охарактеризованы выше. Мощность подразделения 500—1600 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, СРЕДНИЙ ОТДЕЛ— ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Асыввожская, шайтановская, улдоркыртинская и усть-уньинская толщи объединенные (C_2—P_1as ÷ uu) развиты в Косью-Уньинском районе Михайловско-Вайгачской подзоны на вос-

точном борту Верхнепечорской впадины. Все толщи каменноугольных отложений описаны выше, устьуньинская толща описана ниже, в составе пермских отложений передовых складок Урала (Устьуньинско-Верхнесочьинский район). Мощность подразделения 350–900 м.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ– ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Мортукская и мальцевская толщи нерасчлененные (C_3–P_1mr–ml) развиты в Березовско-Лунвожском районе. Мортукская толща описана выше, в составе каменноугольных отложений этого же района; мальцевская – ниже в составе пермских отложений Березовского района. Суммарная мощность стратона 350–400 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Представлена всеми подразделениями нижнего и верхнего отделов, образующими крупный регрессивный цикл, начинающийся морскими карбонатными и заканчивающийся лагунно-континентальными осадками. В основании разреза залегают известняки мелководной карбонатной формации, выше – сероцветная и соленосная формации нижней морской молассы и, наконец, красноцветные и пестроцветные отложения верхней континентальной молассы. Мощность изменяется от 300–500 м на западе площади до 2000–2900 м в осевой части Предуральского прогиба. Характеристика отложений дается в соответствии с районированием ранне- и позднепермской палеоповерхностей (рис. 9, 10). Корреляция с легендой к ГК – в скобках.

Нижний отдел. Нижнепермские отложения широко развиты на большей части платформы, а также в Предуральском краевом прогибе. Их можно разделить на три своеобразных литолого-формационных комплекса, характеризующих определенные этапы эволюции. В первый этап (ассельский век на юго-востоке площади, ассельский и сакмарский – на остальной территории) в схожих тектонических условиях накапливался мелководный карбонатный комплекс. Второй этап (сакмарский–артинский века и саранинское время кунгурского) знаменуется образованием расширяющегося с востока на запад краевого прогиба, заполняемого терригенной молассой, которая по латерали сменяется платформенными карбонатами. В третий этап (филипповское и иренское время кунгурского века) в условиях стабилизировавшегося положения прогиба формируются мелководно-морские и лагунные, платформенные и молассовые галогенно-карбонатные, терригенно-галогенные и галогенно-терригенные формации, содержащие, как отличительный признак, в том или ином объеме сульфатные и соленосные отложения. Общая мощность нижнепермских отложений, не превышающая на западе платформы 120–250 м, резко увеличивается в восточном направлении, достигая в центральных районах Верхнепечорской впадины 2000–2500 м. Из-за мелкого масштаба все отложения нижнего отдела на карте и разрезах показаны в виде объединенных стратонов:

– южнобуркемская, северомылвинская, тыбьюская, филипповская и иренская свиты объединенные ($P_1jb \div ir$) общей мощностью 250–350 м;

– карбонатная и вуктыло-илычская толщи объединенные ($P_1cr + vi$) общей мощностью 400–1100 м.

Раздельное описание подразделений этих стратонов приводится ниже.

Ассельский и сакмарский ярусы

Представлены схожими практически на всей площади карбонатными породами южнобуркемской и северомылвинской свит, а также их возрастных аналогов: мальцевской, белогорской и устьуньинской толщ, отличающихся друг от друга в большинстве случаев только мощностью.

Южнобуркемская свита (P_1jb) распространена в Мезенско-Печорской СФцО (в легенде: Мезенская и Ижма-Печорская СФцО, Южно-Тиманская СФцЗ), отсутствуя только на Пашнинской площади (рис. 9). Сложена известняками органогенно-обломочными, фораминиферовыми и водорослевыми, прослоями – оолитовыми, мелкокристаллическими, доломитизированными и перекристаллизованными, с многочисленными конкрециями кремня. В нижней части отмечаются редкие прослои глин. Граница с известняками карбона устанавливается по появлению первых псевдофузулин *Pseudofusulina gregaria* Lee, *Ps. fecunda* Sham. et Scherb., *Pseudofusulina paradoxa* Shamov et Serbovich, *Ps. declinata* Korzh., *Pseudochusenella lutuginiformis* (Raus.), а также *Schwagerina moelleri* Raus. Массовое развитие получают даиксины: *Daixina sokensis* Raus., *D. praesokensis* Raus., *D. vozhgalensis* Raus. и др. Мощность свиты 45–100 м.

Северомылвинская свита (P_1sm) залегает согласно на южнобуркемской. Слагающие ее известняки и доломитизированные известняки принципиально не отличаются от подстилающих и картируются на основании находок фораминифер *Pseudofusulina urdalensis* Raus., *Pseudofusulina tschernyschewi* Schellw., *Ps.* ex gr. *uralica* (Krot.), *Ps.* cf. *uralica, Ps. krotowi sphaerica* Raus. и др., а также руководящих для сакмарского яруса кораллов *Kleopatrina magnifica* Porf., *Caninophyllum kokscharowi* Stuck., *Thysanophyllum cystoides* Porf. Мощность 60–100 м.

Рис. 9. Схема структурно-формационного районирования отложений нижней перми (платформенная территория и краевой прогиб).

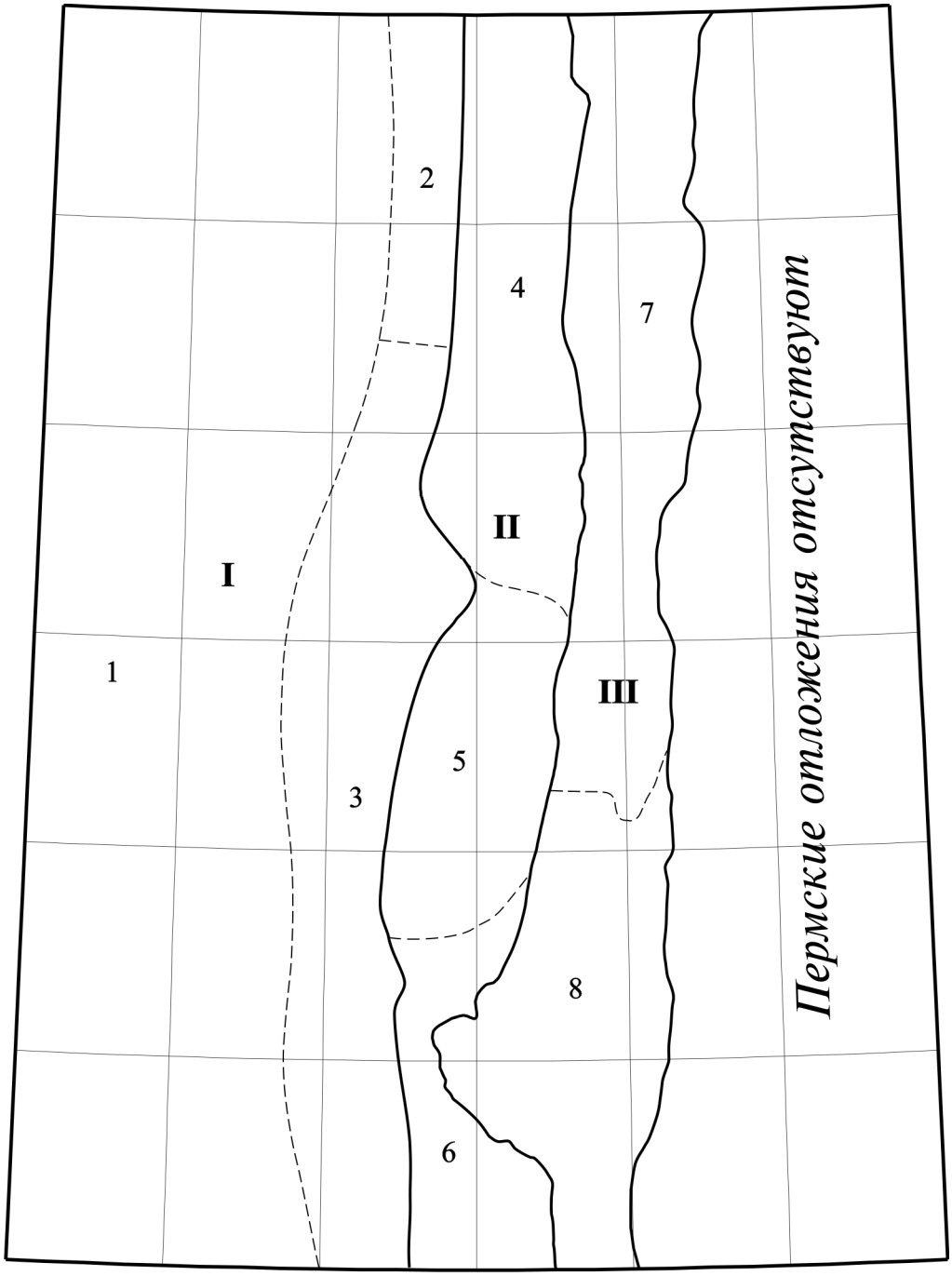
I – Мезенско-Печорская СФцО. Районы: *1* – Кельтменско-Ижемский, *2* – Нижнепечорский, *3* – Камско-Мылвинский.

II – Верхнепечорско-Большесынинская СФЗ. Районы: *4* – Вуктыло-Илычский, *5* – Курьинский, *6* – Колвинский. *III* – Западно-Уральская СФЗ. Районы: *7* – Устьуньинско-Верхнесочьинский, *8* – Березовский

Границы:

——— зон и областей

– – – – – районов



Масштаб 1 : 2 500 000

км 25 0 25 50 75 км

В ряде районов эти две свиты не разделены и картируются как южнобуркемская и северомылвинская свиты нерасчлененные ($P_1jb–sm$). Суммарная мощность их составляет 110–150 м.

Мальцевская и белогорская толщи объединенные ($P_1ml + bg$), имеющие общую мощность 300–530 м, распространены в Колвинском и Березовском районах Верхнепечорско-Большесынинской и Западно-Уральской СФЗ. Мальцевская толща представлена коричневато- и светло-серыми мелкозернистыми частично окремненными, участками нацело доломитизированными известняками и доломитами. Среди известняков преобладают мелкодетритусовые, фораминиферово-криноидные и водорослевые разности с фораминиферами *Schwagerina fusiformis* Krot., *Sch.* ex gr. *constans* Scherb., *Pseudofusulina exuberata* Sham., *Ps. firma* Sham., *Ps. sphaerica* Bel., *Ps.paragregaria* Raus. и др. Мощность 300–530 м.

Белогорская толща отличается от мальцевской разве что более темной окраской известняков (вплоть до темно-серых разностей) и большей окремненностью. В Колвинском районе, как отличительный признак этих отложений, отмечаются скопления колониальных призматических ругоз с астреевидным типом колоний. В восточной части Березовского района карбонаты толщи сменяются на преимущественно терригенные образования нижней части писанской свиты, относящиеся уже к молассе. Нижняя граница толщи проводится по появлению тастубского комплекса фузулинид *Pseudofusulina uralica* (Krot.) и ее вариететов, а также *Ps.* ex gr. *moelleri* (Schellw.), *Ps. sulcata* Korzh., *Ps. verneuili* (Moell.), *Ps. blochini* Korzh., *Ps.* cf. *tschernyschewi* (Schellw.), *Ps. jaroslavkensis* Viss. Известняки стерлитамакского горизонта содержат *Pseudofusulina angusta* Kir., *Ps.* ex gr. *urdalensis* Raus., *Ps.* ex gr. *plicatissima* Raus., *Ps. parajaroslavkensis* Raus. Мощность толщи изменяется от 150 до 280 м, увеличиваясь в восточном направлении.

В Устьуньинско-Верхнесочьинском районе мальцевской и белогорской толщам отвечает устьуньинская толща (P_1uu), характеризующаяся рифогенным типом разреза. Органогенные постройки формировались с конца позднего карбона, а полностью процессы рифообразования завершились к началу стерлитамакского времени. Сакмарские известняки – тонкослоистые с сильно развитым послойным окремнением, характеризуются полным отсутствием палеаплизиновых разностей и уменьшением значимости колониальных кораллов. В западном направлении гидрактиноидные биогермы замещаются толстослоистыми органогенно-детритовыми известняками. Из нижней (ассельской) части толщи определены многочисленные брахиоподы и комплекс фораминифер с характерными *Schwagerina fusiformis* Krot., *Sch. moelleri* Raus., *Sch. pavlovi* Raus., *Pseudofusulina firma* Sham., *P. sphaerica* Sham., *P. fecunda* Sham. et Scherb., *P. rhomboides* Sham. et Sherb. Отложения сакмарского яруса содержат значительно обедненные в видовом и количественном отношении комплексы брахиопод и фораминифер. Мощность толщи 250–320 м.

Верхняя граница сакмарского яруса в большинстве случаев достаточно уверенно устанавливается в подошве известняков и метасоматических доломитов, содержащих множество крупных артинских брахио-

под, а на востоке Западно-Уральской СФЗ – в основании мощной сероцветной молассы.

Бурцевский и иргинский горизонты артинского яруса

В Вуктыло-Илычском и Курьинском районах Верхнепечорско-Большесынинской СФЗ карбонатный комплекс этого возрастного интервала объединен в карбонатную толщу (P_1cr). Представлена она коричневато-серыми и серыми детритовыми, криноидно-брахиоподово-мшанковыми известняками, реже – доломитами, включающими стяжения и линзы кремня. На Вуктыльской площади в известняках присутствует глинистый материал, а в районе скв.1-Малиновка – включения ангидрита. Эти отложения охарактеризованы многочисленными фораминиферами *Pseudofusulina uralica* (Krot.), *Ps. electa* Scham., *Ps. firma* Bel., *Ps. parva* Bel., *Ps. sulcata* Korzh. и др. Мощность толщи 150–400 м.

Артинский ярус и саранинский горизонт кунгурского яруса

Этот интервал разреза делится на две части: нижнюю – карбонатную, продолжающую платформенный формационный ряд ассельского и сакмарского ярусов, и верхнюю – терригенную, отвечающую нижней части молассового комплекса Предуральского прогиба. Граница между карбонатами и молассой асинхронна и располагается на разных стратиграфических уровнях. Так, в Кельтменско-Ижемском районе Мезенско-Печорской СФцО терригенная часть разреза отсутствует; в Нижнепечорском и Камско-Мылвинском районах эта граница установлена на уровне контакта артинского и кунгурского ярусов; в Вуктыло-Илычском и Курьинском районах Верхнепечорско-Большесынинской СФЗ – на уровне границы иргинского и саргинского, а в восточной части Колвинского района – бурцевского и иргинского горизонтов артинского яруса. В Устьуньинско-Верхнесочьинском и Березовском районах Западно-Уральской СФЗ (Верхнепечорско-Большесынинская СФЗ) подошва терригенных образований опускается до уровня границы сакмарского и артинского ярусов, а наиболее древние молассы известны на крайнем востоке Березовского района, где они охватывают и сакмарский ярус (рис. 9). Границы зон различных фациальных обстановок простираются субмеридионально, параллельно границам прогиба, при этом тенденция формационных изменений сводится к замещению карбонатов терригенными пачками, увеличению мощности последних и огрублению материала при движении на восток.

Карбонатная часть разреза Мезенско-Печорской СФцО представлена тыбьюской свитой (P_1tb), сложенной светло-серыми известняками и метасоматическими доломитами, которые часто и на небольшом расстоянии практически полностью замещают друг друга, что является одним из характерных признаков подразделения. Породы почти всегда полидетритовые, с обилием брахиопод и мшанок, часто встречаются криноидеи, спикулы губок и одиночные кораллы. По сравнению с ни-

жележащими отложениями в них заметно сокращаются находки мелких фораминифер. Повсеместно присутствуют пласты и желваки причудливой формы голубоватого кремня, зерна пирита и глауконита, встречаются единичные маломощные прослои полимиктовых песчаников и темно-серых глин. Возраст подтвержден находками многочисленных артинских брахиопод [423, 344], фораминифер: *Pseudofusulina* ex gr. *concavutas* Viss., *Ps.* cf. *concessa* Viss., *Parafusulina lutugini* (Schellw.), *Pseudofusulina juresanensis* Raus. и др.; конодонтов *Neostreptognathodus pequopensis* Behnken, *N. ruzhencevi* Kozur и др.

Тыбьюская свита отсутствует в разрезе западной части Тэбукской ступени; на Мичаю-Пашнинском валу размыта верхняя ее часть. На остальной территории мощность изменяется в пределах 20—120 м. Верхняя граница свиты во всех изученных разрезах установлена достаточно уверенно: на западе области по смене органогенных известняков на оолитовые известняки или пелитоморфные доломиты филипповской свиты, на востоке — в подошве терригенных образований анельской свиты.

На карте, восточнее Вадьявожской антиклинали, тыбьюская и анельская свиты показаны совместно как тыбьюская и анельская свиты объединенные ($P_1tb + an$), имеющие общую мощность 60—150 м.

В Колвинском районе (Верхнепечорская подзона в легенде) карбонатной части артинского яруса отвечает карпихинская толща (P_1kp). Представлена она известняками детритовыми, брахиоподово-мшанково-криноидными и фузулинидовыми, прослоями доломитизированными, с конкрециями кремней. Известняки охарактеризованы нижнеартинскими *Pseudofusulina juresanensis* Raus., *Ps.* ex gr. *paraconcessa* Raus., *Ps. concavutus* Raus., *Parafusulina lutugini* (Schellw.); брахиоподами *Martinia semiglibosa* Tschern., *M. stukenbergiana* Krot., *Chonetes artiensis* Krot. и др. Отличие от тыбьюской свиты выражается в более темной окраске пород (серые, темно-серые и зеленовато-серые тона) и присутствии глинистого материала. Мощность толщи 50—70 м.

Вблизи Колчимско-Полюдовского поднятия описаны обширные артинские рифогенные образования мощностью до 100 м (*волимские органогенные постройки*), представляющие собой биостромы, сложенные массивными светло-серыми органогенными известняками.

Терригенная часть разреза артинского яруса и саранинского горизонта кунгура относится к нижнемолассовой морской формации, имеющей довольно пестрый состав. В нижней части молассы в большинстве случаев присутствуют осадки, напоминающие флиш; выше по разрезу начинают преобладать обломочные и грубообломочные породы, мощность которых, как и мощность каждой из выделяемых в молассе свит, существенно увеличивается в восточном и юго-восточном направлениях. Фаунистически эти терригенные отложения охарактеризованы очень слабо.

На западе Мезенско-Печорской СФцО (Южно-Тиманская СФцЗ и Ижма-Печорская СФцО в легенде) выклинивающуюся молассу представляет карбонатно-терригенная анельская свита (P_1an), относящаяся к саранинскому горизонту кунгура. Это серые, темно-серые и зеленоватые аргиллиты с прослоями известняков. Аргиллиты известковые, плитчатые, часто содержат углефицированный растительный детрит. Известняки мелкозернистые, прослоями детритовые, неравномер-

но глинистые (до мергелей). Все породы включают примесь алевритовых зерен кварца, зерна глауконита, вкрапления пирита, прожилки селенита и миндалины ангидрита. По сравнению с нижележащей тыбьюской свитой отложения характеризуются обедненным составом фауны брахиопод, из которых определены *Chonetes (Chonetina) sinuata* Krot., *Chonetes (Chonetina) artiensis* Krot., *Neophricodothyris asiatica* Chao; почти полностью исчезают фузулиниды, но появляются аммоноидеи *Uraloceras fedorowi* Karp. Мощность свиты 20—56 м.

Литолого-фациальными аналогами анельской свиты, начинающими разрез молассы в более восточных районах, являются нижние части вуктыло-илычской и патраковско-анельской толщ, урминской серии, кирпичкыртинской и писанской свит, а также дивьинская и талицкая свиты. Представлены эти отложения серыми, зеленоватыми известковыми аргиллитами с прослоями серых и красноцветных известняков и мергелей. Мощность их составляет 40—80 м, что также сопоставимо с анельской свитой.

Патраковско-анельская толща (P_1pa), распространенная в Курьинском районе, отвечает саргинскому и саранинскому горизонтам. Основная (верхняя) часть толщи представлена переслаиванием серых и темно-серых алевритистых аргиллитов, полимиктовых алевролитов и песчаников с пиритизированными растительными остатками и отпечатками фауны плохой сохранности. Песчаники преобладают в верхней части разреза. Мощность толщи (вместе с описанной выше нижней ее частью) изменяется от 130 до 1400 м.

Схожий состав терригенных отложений отмечается и в Устьуньинско-Верхнесочьинском районе. Здесь они картируются как кирпичкыртинская, нисельская и анельская свиты объединенные ($P_1kk \div an$), отождествляемые с артинским ярусом и саранинским горизонтом кунгура. В верхней части кирпичкыртинской свиты доминируют темно-серые, почти черные алевритистые и известковистые тонкослоистые аргиллиты с прослоями серых и зеленоватых глинистых алевролитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников. Выше (нисельская свита) наблюдается ритмичное переслаивание этих разностей. Завершает разрез толща мощностью 100—150 м полимиктовых грубозернистых песчаников с линзами и прослоями гравелитов, относящаяся к анельской свите. Эти отложения наблюдались в разрозненных обнажениях на реках Печора, Унья, Илыч и в ряде скважин, где обнаружены брахиоподы *Marginifera timanensiformis* Step., *Brachithyris* ex gr. *ufensis* Tschern., трилобиты, а также фораминиферы: *Pseudofusulina juresanensis* Raus., *Ps. buranehini* Raus., *Ps.* ex gr. *paraconcessa* Raus., *Ps.* cf. *pontredissequa* Raus., указывающие на артинский возраст вмещающих пород. Мощность стратона составляет 800—1000 м.

Терригенные осадки морской молассы существенно огрубляются в Колвинском и Березовском районах. Здесь даже в нижней части артинского яруса преобладания аргиллитов не наблюдается и на карбонатно-терригенной пачке основания разреза залегают преимущественно псаммитовые породы.

Выделяемая на западе Колвинского района терригенно-карбонатная дивьинская свита (мощность до 80—100 м) восточнее сменяется терригенной урминской серией (P_1***ur***), сложенной переслаивающими-

ся полимиктовыми разнозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей и аргиллитов, линзами гравелитов и конгломератов. Песчаники состоят из обломков эффузивных пород среднего и основного состава, кремнистых пород, аргиллитов, зерен кварца, полевых шпатов, слюд и глауконита. Характерны невыдержанность мощности слоев и плохая сортировка обломочного материала. В мергелях обнаружены аммоноидеи *Uraloceras* cf. *involutum* (Voin.), *U. suessi* (Karp.), *Paragastrioceras jossae* Vern., *P. kirghioceras* (Voin.). Мощность серии 200—1000 м.

В западной части Березовского района картируются талицкая и сыпучинская свиты объединенные ($P_1tl + sp$), отвечающие бурцевскому и иргинскому горизонтам артинского яруса. Талицкая свита, как указывалось выше, сложена зеленоватыми аргиллитами и глинистыми известняками мощностью до 80 м. Сменяются они ритмичным переслаиванием песчаников (явно преобладающих в разрезе), алевролитов и аргиллитов сыпучинской свиты. Песчаники полимиктовые серые и зеленовато-серые мелко-среднезернистые, состоят из зерен кварца, обломков кремнистых, амфибол-хлоритовых и эпидот-амфибол-хлоритовых пород. Обнаружены многочисленные брахиоподы *Cancrinella cancriniformis* Tchern., указывающие на артинский возраст пород. Мощность сыпучинской свиты составляет 600—900 м, всего стратона — до 950 м.

На востоке Березовского района развиты писанская и сыпучинская свиты объединенные ($P_1ps + sp$). Это подразделение отличается от талицкой и сыпучинской свит объединенных практически только бóльшим стратиграфическим объемом. Нижняя часть писанской свиты отвечает сакмарскому ярусу и сложена зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями алевритистых серых известняков и темно-серых мергелей. Бурцевскому горизонту артинского яруса соответствует переслаивание серых аргиллитов и полимиктовых алевролитов и песчаников. Мощность подразделения более 600 м.

Сыпучинская свита согласно перекрывается шалюгинской и гремячинской свитами объединенными ($P_1šl + gr$). Нижняя граница шалюгинской свиты проводится по появлению в разрезе первых прослоев гравелитов. Гравелиты чередуются с разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, включающими редкие прослои аргиллитов и алевролитов. Угловато-окатанные обломки представлены эффузивными породами среднего состава, алевролитами, аргиллитами, кварцем, кремнистыми и карбонатными породами. Мощность свиты 200 м. Завершающая разрез гремячинская свита (мощность до 150 м) наиболее грубообломочная. В ее составе преобладают полимиктовые разногалечные конгломераты и гравелиты с подчиненными прослоями песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность стратона 300—350 м.

Кунгурский ярус

Филипповский и иренский горизонты

На западе листа этим горизонтам отвечают мелководные платформенные карбонатные и галогенно-карбонатные формации. В Верхнепе-

чорско-Большесынинской СФЗ они сложены терригенно-галогенными и галогенно-терригенными формациями, принадлежащими к верхней части сероцветной молассы. Филипповский горизонт в Кельтменско-Ижемском и Нижнепечорском районах (Южно-Тиманская СФцЗ и Ижемо-Печорская СФцО в легенде) представлен филипповской свитой (P_1fl), которая на северо-западе листа залегает на подстилающих отложениях с размывом. Повсеместно свита сложена серыми и коричневато-серыми пелитоморфными и тонкокристаллическими доломитизированными известняками и доломитами, широко распространены также их оолитовые разности; на отдельных участках встречаются пласты пелециподовых известняков, отмечаются подчиненные прослои глин и алевролитов, гнезда и прожилки гипса. Находки брахиопод *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Athyris semiconcava* Waag., *Dielasma elongata* Schl., *Neophricadothyris asiatica* Chao, пелеципод *Sanquinolites lunulatus* Keys., *Stutchburia tschernyschewi* Lich., *Pseudomonotis radialis* Phill., *Bakewellia ceratophagaeformis* Noin. свидетельствуют о принадлежности этих отложений к низам кунгура. Мощность свиты изменяется в пределах 10—60 м. Верхняя ее граница устанавливается литологически — в основании толщи сульфатсодержащих или преимущественно терригенных пород иренской свиты. Из-за мелкого масштаба карты на севере Омра-Сойвинской ступени филипповская свита картируется совместно с иренской как филипповская и иренская свиты объединенные ($P_1fl + ir$), имеющие общую мощность 80—100 м.

В восточном направлении филипповская свита постепенно (за счет появления пластов ангидрита) сменяется карнауховской свитой (P_1kr), развитой в Камско-Мылвинском районе (Мезенская СФцО) и на западе Колвинского района. Представлена она чередованием серых скрытокристаллических, прослоями — оолитовых доломитов, известняков, зернисто-кристаллических гипсов и ангидритов. Всего в районе отмечается довольно выдержанное чередование двух галогенных и двух карбонатных пачек мощностью 10—60 м. К востоку и северу в разрезе появляются пласты огипсованных глин и аргиллитов, замещающих доломиты. Мощность свиты увеличивается в южном и восточном направлениях с 60 до 180 м.

Иренский горизонт в Мезенско-Печорской СФцО отождествляется с иренской свитой (P_1ir). В южной части области иренская свита, как и подстилающая ее карнауховская, представлена эвапоритовым комплексом — чередующимися зернистыми ангидритами и гипсами и скрытокристаллическими, землистыми и оолитовыми глинистыми доломитами. Встречаются тонкие прослои темно-серых загипсованных глин. Литологическое отличие выражается в первую очередь в существенном увеличении количества галогенных пород в иренской свите, поэтому ее нижняя граница довольно условно проводится в подошве первой мощной (до 100 м) пачки ангидритов. На севере эвапориты замещаются преимущественно терригенными образованиями и в разрезе начинают преобладать серые, зеленоватые (на северо-западе — красноцветные) глины, переслаивающиеся с полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками, и алевролиты с обугленными растительными остатками, с прослоями мергелей и глинистых известняков. Гипс и ангидрит здесь при-

сутствуют только в виде небольших линз и прожилков. Фаунистическая характеристика свиты очень слабая: известны редкие находки кунгурских пелеципод, а в районе Джежимпарминской структуры определен средне-позднекунгурский споровый комплекс. Мощность свиты составляет 50—380 м, увеличиваясь в восточном направлении за счет увеличения мощности галогенных пачек. В Верхнепечорско-Большесынинской СФЗ, пространственно тяготеющей к Предуральскому прогибу, в полной мере сказывается существование компенсационной структуры. Здесь окончательно происходит смена карбонатных формаций кунгура на моласссу и значительно увеличивается мощность отложений.

В Вуктыло-Илычском районе филипповский и иренский горизонты литологически схожи и образуют верхнюю часть вуктыло-илычской толщи (P_1vi). Нижняя часть толщи сложена серыми и зеленоватыми известковыми аргиллитами, красноцветными известняками и мергелями мощностью до 80 м. Представлены горизонты неравномерно переслаивающимися темными аргиллитами, глинистыми зеленовато-серыми алевролитами и полимиктовыми песчаниками с прослоями доломитов и мергелей. В нижней части разреза (на уровне филипповского горизонта) присутствуют пласты ангидрита, объем которых увеличивается в южном направлении. Общая мощность толщи изменяется от 150 до 800 м, при этом минимальные ее значения наблюдаются в районе Вуктыльского вала.

Курьинский район характеризуется развитием мощной толщи каменной соли, входящей в состав курьинской свиты (P_1kn). Делится свита на нижнюю (сульфатно-терригенную) и верхнюю (соленосную) подсвиты. Нижняя (270—540 м), сопоставляемая с филипповским горизонтом, представлена чередующимися аргиллитами, глинистыми полимиктовыми алевролитами и песчаниками, пластами гипсово-ангидритовой породы с тонкими прослоями глинистых известняков. Часто встречаются обугленные и пиритизированные растительные остатки. Верхняя подсвита отнесена к иренскому горизонту. Она почти нацело сложена молочно-белой, серой, розовой и оранжевой крупнокристаллической каменной солью с редкими прослоями засоленной глины и ангидритов. Иногда, обычно в верхней части разреза, присутствуют прослои калийно-магниевых солей. Максимальной мощности (476 м) верхняя подсвита достигает на Рассохинской площади; вблизи границ района объем соляных пластов зачастую не превышает 20—50 м.

Развитые на севере и востоке Колвинского района, в Березовском и Устьуньинско-Верхнесочьинском районах преимущественно терригенные образования филипповского и иренского горизонтов выделяются как лекская и кошелевская свиты нерасчлененные (P_1lk—$k\check{s}$). Сложены свиты серыми и темно-серыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, аргиллитами и ангидритами с прослоями мергелей, глинистых известняков, а в верхней части разреза — и каменных солей. Для лекской свиты характерно преобладание аргиллитов и алевролитов, в составе кошелевской свиты доминируют песчаники и гравелиты. Характерно разнообразие состава обломочного материала, в котором преобладают эффузивные разности. В меньшем количестве присутствуют обломки кремней, калиевых поле-

вых шпатов, плагиоклазов, кварца, окатанные обломки алевролитов, аргиллитов. Эти отложения охарактеризованы кунгурским спорово-пыльцевым комплексом, брахиоподами *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Linoproductus cora* (Orb.), остракодами *Paraparchites burcemis* Mart. и др. Мощность стратона 400—600 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

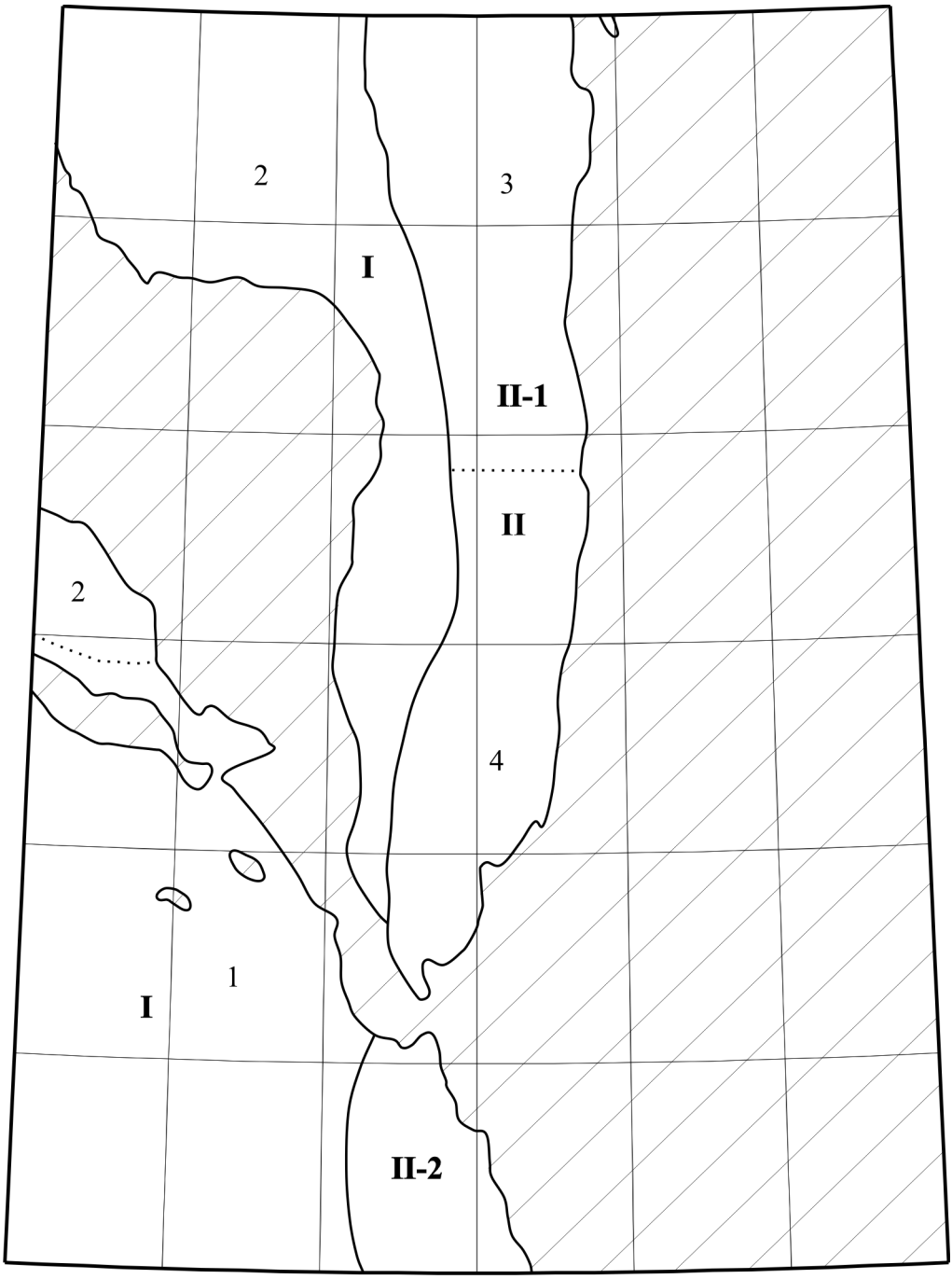
Отложения этого уровня представлены в нижней части сероцветными морскими и лагунно-морскими, а в верхней — красноцветными и пестроцветными континентальными и лагунно-континентальными карбонатно-песчано-глинистыми образованиями уфимского, казанского и татарского ярусов. Характерной чертой верхнепермских отложений является пестрота петрографического состава, относительно быстрая вертикальная и горизонтальная фациальная изменчивость, частое выклинивание слоев и пачек, что делает затруднительной литологическую корреляцию (особенно — красноцветной части разреза) на большей части площади.

Мощность верхнепермских отложений изменяется от 130—300 м на западе листа до 1700—2600 м в северной части Верхнепечорской впадины.

Уфимский ярус

В Мезенско-Печорской СфцО (рис. 10) отложения уфимского яруса, лежащие на нижнепермских с размывом, наиболее полно изучены в районе Джежимпарминской, Елмачпарминской и Вадьявожской структур, а также на Мулукской площади. Именно здесь представляющие ярус свиты имеют достаточно контрастные литологические отличия, позволяющие уверенно выделять их в разрезах и раздельно картировать.

Синдорская свита (P_2sn) отвечает нижней части соликамского горизонта. Характерным для нее является довольно сложное сочетание не выдержанных по простиранию и не образующих отчетливых ритмов, почти исключительно сероцветных, формаций сильноопресненных и солоноватых морских бассейнов. Сложена свита глинами с прослоями алевролитов и песчаников, известняками, доломитами и мергелями. Глины зачастую преобладают в разрезе, окрашены в серые и зеленовато-серые тона, почти всегда известковые, содержат примесь алевритового материала и мелкие кристаллы пирита. Песчаники коричневато-серые разнозернистые полимиктовые на кальцитовом, хлорит-глинистом или гипсовом цементе. Среди известняков и доломитов преобладают скрытокристаллические, реже обломочно-оолитовые и сгустковые разности. Для всех пород характерна тонкая прямая и волнистая слоистость, постоянно встречаются включения и прожилки гипса и ангидрита, часто — обильные углефицированные остатки растений. В юго-восточном направлении содержание терригенного материала в разрезе сокращается. Возраст свиты обоснован находками морских и пресноводных пелеципод, филлопод и остракод *Darwinula* aff. *nasalis* Sharap., *D. sindorensis* Kach., *D. timanica* Kach., *D. gerdae* Glebovsk., *D. perlonga* Sharap., *Volganella magna* (Spizhar.), *V. lutkevishi* (Spizhar.), *Estheriella*



Масштаб 1 : 2 500 000

км 25 0 25 50 75 км

trapecoidalis Krot., *Anthracemya caster* Eichw. и др., а также соликамским спорово-пыльцевым комплексом. Мощность изменяется от 43 до 80 м.

Кирдовская свита (P_2kd) сложена известняками, глинами, песчаниками и алевролитами, образующими грубые ритмы. Каждый из трех выделяемых ритмов мощностью от 20 до 40 м начинается известняками, которые вверх по разрезу сменяются глинами с частыми прослоями песчаников и алевролитов. Мощности карбонатных и терригенных пластов по площади меняются, так что в одних разрезах преобладают глины, в других — известняки. Глины окрашены преимущественно в красновато-коричневые цвета (что отличает свиту от подстилающих отложений); среди известняков преобладают светлые, коричневатые пелитоморфные, частично доломитизированные разности; песчаники буровато-коричневые мелкозернистые полимиктовые на карбонатно-глинистом цементе. Фаунистические остатки встречаются гораздо реже — в известняках обнаружены только остракоды *Volganella* cf. *magna* (Spizhar.), *Darwinula gerdae* Glebovsk., *D.* cf. *nasalis* Scharap., *D.* ex gr. *malachovi* (Spizhar.), *Darwinula stelmachevi* (Spizhar.), *D. internata* (Spizhar.) и др. Контакт с вышележащей жежимской свитой совершенно отчетливо устанавливается в подошве мелкообломочных известняков с линзами кремня. Мощность составляет 80—102 м.

Жежимская свита ($P_2\check{z}\check{z}$) сопоставляется с нижней частью шешминского горизонта. Представлена известняками с прослоями известковистых глин и полимиктовых песчаников. Известняки коричневато-серые, светло-серые обломочные, микросгустковые и оолитовидные, содержат единичные обломки раковин остракод *Darwinula stelmachovi* (Spizhar.), *D. internata* (Spizhar.), *Tomiella* sp. Для нижней части разреза обычно присутствие пласта (мощностью до 8 м) темно-серого пелитоморфного известняка с включениями зерен кварца и раковинного детрита. Очень характерны линзообразные прослои мощностью 3—10 см темно-коричневых и черных кремней. В известняках и глинах по трещинам и в пустотах часто встречаются почковидные колломорфно-зональные агрегаты красноватого и желтовато-коричневого халцедона.

Рис. 10. Схема структурно-формационного районирования для отложений верхней перми (платформенная территория и краевой прогиб).

I — Мезенско-Печорская СФцО. Районы: *1* — Вычегодско-Камский, *2* — Ижма-Мылвинский.

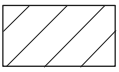
II — Соликамско-Верхнепечорская СФЗ. *II-1* — Верхнепечорская подзона. Районы: *3* — Северная часть Верхнепечорской впадины, *4* — Южная часть Верхнепечорской впадины.

II-2 — Соликамская подзона

Границы:

——— зон и областей

..... районов



участки отсутствия отложений верхней перми

Наличие этих образований и кремней, а также обломочная структура известняков придают породам свиты уникальный облик, позволяющий легко различать их в Вычегодско-Камском районе в разрезе верхнепермских отложений. Возраст подразделения установлен на основании определения представительного комплекса остракод на Мулукской площади. Мощность 40—50 м.

В районе Джежимпарминской структуры из-за мелкого масштаба карты вышеописанные свиты показаны совместно как синдорская, кирдовская и жежимская свиты объединенные ($P_2sn \div žž$), имеющие общую мощность 170—200 м.

Устькуломская свита (P_2uk) с некоторой условностью может быть разделена на две части: нижнюю, сложенную красноцветными глинами с прослоями известняков и серых глин («донская фация» — по Н. Н. Ростовцеву, 1946), и верхнюю, целиком представленную красноцветными глинами и песчаниками с линзами гравелитов. Граница между ними постепенная и устанавливается по исчезновению из разреза известняков. Глины в большинстве своем песчано-алевритовые, содержат многочисленные катуны глин, обломки песчаников и красноватых известняков. Песчаники зеленовато-серые и светло-коричневые полимиктовые на глинистом цементе. В составе обломков преобладают: кварц, известняки; в меньшем количестве присутствуют зерна кремней и полевых шпатов. Гравелиты сложены обломками бурых мергелей, кварца, кремня и изверженных пород. Свита отнесена к верхней части шешминского горизонта на основании находок богатых палинологических комплексов [423] и пресноводной фауны антракозит, филлопод и остракод. Мощность более 100 м.

В Ижма-Мылвинском районе Мезенско-Печорской СФцО характерные для низов соликамского горизонта морские сероцветы отсутствуют, а красноцветные стратиграфические аналоги верхней части синдорской свиты, кирдовская, жежимская и устькуломская свиты выделены как кирдовская, жежимская и устькуломская свиты нерасчлененные ($P_2kd—uk$). Здесь они не имеют достаточно четких литологических отличий и во всех разрезах описываются совместно. Представлены комковатыми красновато-коричневыми, прослоями — серыми алевритистыми, неравномерно известковыми глинами, содержащими редкий растительный детрит и частые включения желваков известняка. Довольно часты прослои коричневых и голубоватых полимиктовых алевролитов и песчаников, реже — глинистых известняков. На отдельных участках глины огипсованы. Эти породы охарактеризованы комплексом уфимских остракод за пределами площади [46]. Мощность стратона на западе района не превышает 50—70 м, на востоке достигает 240—350 м.

В Соликамско-Верхнепечорской СФЗ в основании уфимского яруса вновь появляется пачка морских и лагунных сероцветов. В южной части Верхнепечорской впадины ей отвечает якшинская, а в северной — большеелмачская свиты.

Якшинская свита (P_2jk) сложена чередующимися серыми и темно-серыми глинами, полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями мергелей и известняков. В стратотипическом разрезе вблизи

пос. Якша представлена преимущественно доломитовыми мергелями, переслаивающимися с известковистыми аргиллитами и, в меньшей степени, с алевролитами и песчаниками. В целом наблюдается огрубление материала в восточном направлении, где начинают преобладать песчаники. В отложениях свиты встречены остракоды и двустворки уфимского возраста и спорово-пыльцевой комплекс, отличающийся однообразным составом спор семейства *Lepidodendron* с единичными зернами *Vittatina* Lub., что, по данным С. Р. Самойлович, является характерным признаком соликамских отложений. Мощность свиты достигает 200 м.

Большеелмачская свита (P_2be) в нижней части сложена серыми известковистыми песчаниками, известняками, алевролитами и аргиллитами с морской фауной уфимских брахиопод рода *Dielasma* sp., гастропод *Pleurotomaridae* sp., остракод: *Placydea lutkevichi* Schn., *Pl. tritulerculata* Schn., *Pl. mesotuberculata* Schn. Верхняя часть – также сероцветная, но почти полностью терригенная ритмичнослоистая толща с пресноводной фауной и углефицированными растительными остатками. Мощность свиты 150–280 м.

Верхней части уфимского яруса на юге Верхнепечорской впадины отвечает пожегская свита ($P_2pž$), сохраняющая в нижней своей части серую окраску пород, сменяющуюся выше красно- и пестроцветной. На восточной окраине впадины красноцветы почти полностью отсутствуют. Разрез представлен чередующимися аргиллитами, глинистыми полимиктовыми алевролитами и песчаниками с единичными прослоями мергелей и известняков с микрофауной *Darwinula parphenovae* Bel., *Permiana pergraphica* Mandel. Породы иногда загипсованы. Верхняя граница свиты проводится по смене красноцветно-сероцветных отложений сероцветными с фауной пелеципод и остракод казанско-татарского возраста. Мощность 200–300 м.

В Соликамской подзоне разрез верхней перми начинает соликамская свита (P_2sl). Литологически она делится на две подсвиты. Нижняя сложена однообразным переслаиванием серых и темно-серых тонкоплитчатых мергелей, аргиллитов и известковых глин с редкими прослоями известняков, алевролитов и песчаников. Характерно присутствие гипса в виде включений, прожилков, тонких прослоев, а также пластов мощностью до 5 м. Верхняя подсвита в нижней части представлена глинистыми известняками и мергелями с прослоями глин и песчаников, выше – переслаиванием известняков, доломитов, глин, алевролитов и песчаников. В верхней части разреза повсеместно присутствует пласт известняка с морской фауной брахиопод *Lingula orientalis* Golwok., *Cancrinella cancrini* (Vern.); фораминифер *Nodozaria* ex gr. *netschaevi* (Tscherd.), *Frondicularia longissima sitasica* Igon.; остракод *Darwinula abunda* Mand., *D.* cf. *palanti* Kash. и др. Этот пласт является хорошим маркирующим горизонтом [365]. Породы верхней подсвиты имеют преимущественно серую окраску, но ближе к кровле появляются породы с красноватыми и коричневыми оттенками. Мощность свиты 90–250 м.

Сероцветные образования низов уфимского яруса (соликамская, якшинская и большеелмачская свиты) в Предуральском краевом прогибе завершают разрез нижней морской молассы. Раньше в западных районах и позже в восточных они согласно и с постепенным переходом

перекрываются континентальными верхнемолассовыми терригенными красноцветами улыспорожской свиты и верхней части пожегской свиты. В Соликамской впадине красноцветную молассу представляет шешминская свита ($P_2šš$). В ее разрезе преобладают местами загипсованные буровато-серые полимиктовые песчаники и алевролиты с редкими линзами конгломератов, красновато-бурые глины, содержащие маломощные прослои и конкреции красновато-бурых мергелей и известняков. Обнаружены редкие остракоды *Palaeodarwinula angusta* (Mand.), *P. parphenovae* Bel., пелециподы *Abiella kolvae* Kan., *Anthraconauta uralica* Kan., споры *Punctatisporites planus* Virb., *Psilalacinites dilutus* Virb., *Cyclogranisporites polypyrenus* (Lub.). Мощность свиты до 70 м.

Уфимский–казанский ярусы

На севере Верхнепечорской впадины верхней части уфимского и нижней (бóльшей) части казанского ярусов отвечает улыспорожская свита (P_2ul). Она представляет собой толщу красновато-бурых, частью зеленовато-серых глинисто-песчаных пород, в основании которой часто залегают гравелиты и разнозернистые песчаники. Выше преобладают мелкозернистые песчаники и алевролиты, местами, преимущественно в западных разрезах – глины с прослоями песчаников; встречаются пласты конкреционных известняков, линзы гравелитов, железисто-карбонатные конкреции. В нижних горизонтах свиты определен уфимский комплекс остракод: *Darwinula fragilis* Schar., *D.* ex gr. *trapezoidalis* Schar., *Sinusuella vjatkensis* Posner; выше обнаружены остатки ганоидных рыб и тетрапод, характерных для казанских отложений. Мощность свиты увеличивается к востоку от 600 до 1300 м.

Казанский ярус

Казанскому ярусу отвечают кужбинская, керчемская, верховская и нерицкая свиты.

Кужбинская и керчемская свиты объединенные ($P_2kž+kč$) картируются в Вычегодско-Камском районе (Мезенская СФцО в легенде). Кужбинская свита представлена красноцветными глинами и песчаниками, схожими с подстилающими породами устькуломской свиты. Различие заключается в большем количестве песчаных пластов и прослоев галечников. Керчемская свита, отвечающая верхней части яруса, сложена красными известковыми глинами и мергелями с прослоями песчаников и светло-серых глинистых известняков, содержащих фауну пресноводных казанских остракод *Darwinula borealis* Kash., *D. fainae* Bel., *Vymella dobrynini* Kash., *Permiana posneri* Kash. Мощность стратона 100–250 м.

Развитые в Ижма-Мылвинском районе (Ижма-Печорская СФцО) верховская и нерицкая свиты нерасчлененные ($P_2vr–nr$) отличаются от подстилающих уфимских образований значительным количеством сероцветных пород, бóльшим количеством карбонатного материала, а также наличием редких и тонких (до 1 см) прослоев углистых

глин и углей. Нижняя граница верховской свиты проводится по появлению гравелитов с мелкой галькой уральских пород. Основная часть разреза сложена зеленовато-серыми и пестроцветными мергелями, глинами, реже известняками, известковыми алевролитами и песчаниками, включающими пресноводных пелеципод и остракод: *Darwinula jatskovae* Kash., *D. belousovae* Kash., *D. borealis* Kash., *Placidea lutkevichi* (Spizh.) и др. [400]. Общая мощность свит достигает 150 м.

Казанский–татарский ярусы

В северной части Верхнепечорской впадины континентальные красноцветы улыспорожской свиты перекрываются мелководными образованиями лемьюской свиты (P_2lm). Переслаивающиеся песчаники, алевролиты и глины свиты окрашены в темно-серые и зеленовато-серые тона, что, наряду со своеобразной каротажной характеристикой, позволяет легко отличить их от подстилающих пород. В разрезе постоянно встречаются тонкие пропластки углей, углисто-глинистых сланцев, известняков и гравелитов. Характерной особенностью пород также является обилие в них пермской фауны пелеципод *Abiella vana* Kan., *Anthraconauta tscherdyncevi* Gus., присутствие остатков листовой флоры *Callipteris elegans* (Tschal.), *Rufloria syneata* (Zal.) и др. [400]. Мощность свиты достигает 250 м.

Лунвожпальская свита (P_2lp) выделена Б. Я. Дембовским (1999) в южной части Верхнепечорской впадины. Стратиграфически коррелируется с лемьюской и верхней частью улыспорожской свит; сложена преимущественно сероцветными песчаниками, алевролитами и глинами, включающими незначительные по мощности пропластки углистых глин и угля. Эти отложения охарактеризованы пелециподами *Sendersoniella plotnicovskensis* Fef., *Abiella vana* Kan., остатками флоры *Intia variabilis* Neub., *Callipteris adzvensis* Zal. Мощность 100–300 м.

Татарский ярус

В западной части листа разрез палеозоя завершают нижнетатарские уржумская и скитская свиты, на крайнем юго-западе – относящиеся к верхнетатарскому подъярусу котельничская и вятская свиты, а в Верхнепечорской подзоне – илычская свита.

Уржумская свита (P_2ur) сложена красноцветными и пестроокрашенными мергелями и известняками с прослоями глин, алевролитов и песчаников. Мощность 40–100 м.

Скитская свита (P_2sk) представлена красноцветными и пестроокрашенными глинами с желваками известняков, с прослоями песчаников и мергелей. Определены остракоды *Sinusuella vjatkensis* sp., *Darwinula inornata* (Spizh.), *D. fragilis* Schn., характерные, по заключению Г. П. Мартыновой, для татарского яруса. Мощность не более 70–80 м.

Котельничская и вятская свиты нерасчлененные ($P_2kt–vt$) предположительно развиты в бассейне верхнего течения р. Кама,

где с размывом лежат на уржумской свите. Представлены однообразной толщей красно-бурых и пестроокрашенных глин, алевролитов и песчаников с редкими прослоями известняков и мергелей. Мощность до 100 м.

Илычская свита (P_2il) присутствует в наиболее погруженных участках Верхнепечорской впадины. Сложена ритмично чередующимися песчаниковыми и глинистыми пачками с заметным присутствием в разрезе гравелитов и конгломератов. Встречаются глинисто-сидеритовые стяжения, пропластки угля мощностью до 0,3 м, остатки флоры, среди которых определены *Phipidopsis ginkgoides* Schmalh., *Pecopteris anthriscifolia* (Goepp.) и др. Для северо-востока впадины характерно преобладание зеленоватых и темно-серых разностей пород, в южном направлении появляются, а затем и преобладают пласты буровато-серых песчаников, бурых и красноватых глин. Мощность свиты достигает 1200 м.

МЕЗОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения представлены красноцветными и пестроокрашенными лагунными и континентальными песчано-глинистыми образованиями. Мощность их изменяется от 30—150 м на Тэбукской ступени до 800 м в Верхнепечорской впадине, где породы отличаются более грубообломочным составом и относятся к молассе.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Вуктыльская толща (T_1vk), охватывающая смежные части индского и оленекского ярусов, залегает на пермских образованиях с размывом, занимая большую часть севера платформы (исключая запад Тэбукской ступени). Базальные слои толщи мощностью 3—10 м представлены известняково-граувакковыми песчаниками или кремнисто-кварцитовыми конгломератами. Выше в разрезе преобладают красноцветные с голубоватыми пятнами глины и алевролиты, содержащие прослои бурых полимиктовых песчаников и зеленоватых алевролитов. В восточном направлении содержание песчаников увеличивается, появляется значительное количество граувакковых разностей. Из алевролитов В. А. Молиным определен большой комплекс конхострак предположительно индского возраста [318]. Выявленный спорово-пыльцевой комплекс содержит доминирующие споры: *Stenozonotriletes* Kop., *Lophotriletes triassicus* К.-М., что, по заключению Л. П. Голубевой, характерно для нижнего триаса. Мощность толщи изменяется от 30 м на западе до 300 м на востоке площади.

Более молодые подразделения триаса занимают гораздо меньшую площадь и локализуются в бассейне нижнего течения р. Печора.

Бызовская свита (T_1bz) отвечает верхней части оленекского яруса. Сложена песчаниками полимиктовыми зеленовато-серыми, реже — коричневатыми с голубоватыми пятнами, мелко-среднезернистыми, косо- и горизонтальнослоистыми, включающими редкие прослои (мощностью

до 1,2 м) красных алевролитов и глин. Для песчаников характерны обильные включения окатышей красно-коричневых глин и песчано-известковистых лепешковидных конкреций. Свита на площади листа палеонтологически не охарактеризована, а оленекский ее возраст принимается на основании находок ранне- и позднеоленекских тетрапод в аналогичных образованиях Большесынинской впадины [410]. Мощность свиты 90–200 м.

СРЕДНИЙ–ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Краснокаменская, керьямаельская и сынинская свиты нерасчлененные (T_{2-3}*kk–sn*). Эти свиты литологически разделены в скважинах 2-Лебяжская, 1-Зап. Дутово и 1-Зап. Вуктыл, однако для их раздельного картирования фактического материала явно недостаточно.

Краснокаменская свита отвечает низам анизийского яруса. В нижней своей части представлена песчаниками полимиктовыми бурыми и коричневыми, мелко-среднезернистыми, глинистыми, с подчиненными прослоями красноватых глин; в основании разреза встречается галька кварцитов и кремней. В верхней части свиты появляются и затем начинают преобладать пласты серых и темно-серых песчаников, включающих растительный детрит и прослои серых глин. Содержание глин в разрезе существенно увеличивается в западном направлении. Л. П. Ильиной в этих породах определен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для среднего триаса, а в скважине у пос. Лемтыбож найдены триасовые филлоподы *Lioestheria* aff. *tungussensis* (Lutk.), *Pseudestheria* aff. *synjanensis* Mol., *Paleolimnadia* aff. *schwanbergensis* Reibl., *Glyptoasmussia* sp. и др. Мощность свиты 103–155 м.

Керьямаельская свита (верхняя часть анизийского и нижняя часть ладинского ярусов) сложена пестроцветными песчаниками и глинами. Песчаники – полимиктовые разнозернистые, охристо-бурые, красные с лиловыми пятнами; включают линзовидные прослои фиолетово-красных глин. Глины по составу гидрослюдисто-каолинитовые, алевритистые, окрашены в яркие бурые тона с малиновыми, лиловыми, табачно-зелеными пятнами, содержат марганцовистые включения и железистые бобовины; встречаются пласты (до 5 м) пестрых алевролитов. В этих породах В. С. Дунаевой определен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для среднего триаса [318]. Мощность свиты 126–286 м.

Сынинская свита охватывает верхнюю часть ладинского яруса и полностью карнийский ярус. Характерной особенностью свиты является преобладающий серый цвет пород. На р. Печора в нижней части разреза (25–30 м) обнажаются песчаники граувакковые, глинистые, разнозернистые, в основании – грубозернистые с окатышами каолинизированных глин, линзами и гнездами угля. Выше залегает пласт алевролита с растительными остатками и переслаивающиеся граувакковые и кремнево-кварцевые песчаники. Венчается разрез пачкой (19 м) серых, темно-серых и зеленоватых глин с железисто-карбонатными конкрециями, растительным детритом и отпечатками средне-верхнетриасовой флоры *Taeniopteris ensis* (Oldh.), *Cladophlebis* cf. *parvifolia* (Comp.). Мощность 58–70 м.

Общая мощность стратона 400–500 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Семьинская и ятринская свиты объединенные ($T_3sm + jt$). Свиты объединены ввиду малых размеров их контуров на карте.

Семьинская свита была выделена А. В. Гурским и Б. Ф. Костюком в 1967 г. по р. Семья на восточном склоне Приполярного Урала. Залегает со структурным несогласием на палеозойских породах. В ее состав входят пестроцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, глины и алевролиты с линзами и пластами бокситов в основании. Возраст обоснован находками спорово-пыльцевых комплексов и флоры [317]. Выделяется три спорово-пыльцевых комплекса, характеризующих нижнюю, среднюю и верхнюю части разреза. Нижняя часть разреза характеризуется присутствием миоспор: *Nevesisporites*, *Leiotriletes microdiscus* K.-M., *Striatites*, *Calamospora* sp., *Polypodites cladophle boides* Brick., *Vitreisporites* Leschik., *Danalospites parvispinellatus* Mal., *Chomotriletes trisectus* (Mal.) Rom., *Abietipites oblatinoides* Mal., *Punctatisporites punctatus* (Mal.); средняя – наличием форм плохой сохранности, а в составе верхней части разреза отмечаются: *Ciclina glabra* Mal., *Camptotriletes* sp., *Auritulina* aff. *segmentata* (Rown.), *Triletes* aff. *klansii* Bharad., *Disconia* aff. *Jatrica* Rown., *Gingulisonates* aff. *Delicatus* Ozl.-Zwol, *Aratrisporites delicatus* Rown., *Guthoerlisporites* aff. *Cancellosus* Pl. et Dett., *Punctatisporites punctatus* (Mal.), *Thinnfeldia* sp., *Duplexisporites*, *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *Bennettitales* [317]. Мощность отложений семьинской свиты до 400 м.

Ятринская свита выделена Л. В. Ровниной, А. В. Гурским на р. Ятрия (восточный склон Приполярного Урала) в 1965 г. [315]. Залегает согласно на нижележащей семьинской свите, состоит из переслаивающихся сероцветных глин, алевролитов, песков, песчаников, гравелитов и конгломератов, бурых углей. Возраст – рэтский ярус верхнего триаса, обоснован находками спорово-пыльцевых комплексов, включающих *Dictyophyllum*, *Osmundacidites*, *Duplexisporites*, *Leiotriletes*, *Ginkgocycadophytus*, а также флоры: *Miassia dentata* Krysht. et Pryn., *Cladophlebis* ex gr. *denticulata* (Brongn.) Font. Мощность ятринской свиты до 300 м.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрские отложения представлены посторогенными формациями, относящимися к альпийскому циклу тектогенеза. В основании разреза залегает среднеюрская сероцветная глинисто-песчаная континентальная формация (сысольская свита), которая со стратиграфическим несогласием перекрывает отложения от триаса до верхнего девона и перекрывается сероцветной песчано-глинистой морской формацией средне-позднеюрского возраста. Юрские отложения имеют мощность от 50 до 200 м, изменяющуюся в зависимости от рельефа доюрской поверхности.

НИЖНИЙ–СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Яны-маньинская и тольинская свиты объединенные ($J_{1-2}jm + tl$). Свиты объединены ввиду малых размеров их контуров на карте.

Яны-маньинская свита была выделена В. А. Лидером по р. Яны-Манья на восточном склоне Приполярного Урала; залегает с размывом на осадках триаса или палеозойских образованиях. В состав свиты входят глины и алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты с глинистым и известковистым цементом, пласты бурых углей.

По возрасту свита соответствует синемюрскому—ааленскому ярусам нижней—средней юры, что подтверждается спорово-пыльцевыми комплексами с доминантами *Cyathidites*, *C. minor* Coup., *Disaccites*, *Disavvites*, *Cycadopites* sp. [317]. Мощность свиты до 120 м.

Тольинская свита впервые описана В. А. Лидером по р. Толья на восточном склоне Приполярного Урала; залегает согласно на отложениях яны-маньинской свиты или палеозойских образованиях. В состав ее входят глины, алевролиты, пласты бурых углей, в нижней части — песчано-гравийно-галечниковые породы с глинистым и карбонатным цементом. Среднеюрский (байосско-батский) возраст свиты обоснован спорово-пыльцевыми комплексами, содержащими: *Cyathidites minor* Coup., *Lycopodiumsporites*, *L. subtrotundus* (K.-M.) Vinogr., *L. marginatus* Singh., *L. intortivallus* Sach. et Il., *Neoraistrickia rotundiformis* (K.-M) Taras., *N. truncata* (Cook.) Potonie, *N. longibaculata* Schveiko, *N. baculifera* (Mal.) Il., *Osmundacidites* sp., *Piceapollenites* sp., *Lycopodiumsporites* spp., *Oismundacidites* spp., *Pinaceae*. Мощность свиты до 80 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Сысольская свита (J_2ss) соответствует ааленскому и байосскому ярусам и нижней части батского яруса. Представлена песками светло-серыми и серыми мелко-среднезернистыми кварцевыми с обломками пород, прослоями и линзами серых и темно-серых тонкослоистых слюдистых глин с многочисленными конкрециями пирита. В основании разреза обычно развиты прослои галечников и валунов, состоящих из обломков песчаников, кварцитов, кремней и сланцев. Для всей свиты характерно присутствие обугленной пиритизированной древесины, реже — небольших линз бурых углей. Спорово-пыльцевой комплекс из этих отложений характеризуется преобладанием спор папоротникообразных — *Coniopteris, Osmunda* и пыльцы голосеменных — *Coniceras, Pinus* subgen, *Diploxylon, Pinus* subgen, *Haploxylon*; на основании чего они отнесены к средней юре [46], а с учетом микрофаунистических данных и положения в разрезе в смежных регионах возраст свиты ограничивается ааленско(?)-раннебатским временным отрезком [385, 410]. Мощность подразделения имеет минимальные значения (10—15 м) на приподнятых участках доюрского рельефа, а в понижениях достигает 120 м.

Чуркинская свита ($J_2čr$), трансгрессивно залегающая на сысольской, соответствует верхней части батского яруса и келловею. Нижняя часть свиты (25—40 м) сложена темно-серыми слюдистыми глинами с прослоями мелкозернистых кварцевых песчаников, сцементированных в основании разреза карбонатным материалом. Песчаники содержат многочисленные пиритизированные, обугленные остатки древесины. Эти породы охарактеризованы аммонитами *Arcticoceras ishmae* Keys., отно-

сящимися к среднему—верхнему бату [183]. Выше (12—15 м) лежат голубовато-серые и темно-серые алевритистые слюдистые глины с линзообразными прослоями мелко-среднезернистых голубовато- и зеленовато-серых кварцевых и глауконит-кварцевых песчаников. Глины включают редкие желваки фосфорита размером до 8 см, конкреции известняка с пиритом и глауконитом. К этому уровню относятся нижнекелловейские аммониты: *Cadoceras stenolobum* Keys., *Quenstedliceras* cf. *keyseplingi* Sok., *Kosmoceras* aff. *jason* Rein. [46]. Мощность свиты 40—50 м.

На разрезе сысольская и чуркинская свиты показаны как сысольская и чуркинская свиты объединенные ($J_2ss + čr$).

ЮРСКАЯ—МЕЛОВАЯ СИСТЕМЫ

ЮРСКАЯ СИСТЕМА ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ— МЕЛОВАЯ СИСТЕМА НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нерицкая, замежнинская и паромесская свиты объединенные ($J_3—K_1nr÷pr$). Стратон отвечает оксфордскому и кимериджскому ярусам верхней юры и волжскому регионарусу юры—мела.

Нерицкая и замежнинская свиты обнажаются в долинах рек Айюва и Ниж. Одес. О размыве в основании нерицкой свиты свидетельствуют находки конкреций с фауной келловея [46]. Сложены свиты зеленовато- и голубовато-серыми полимиктовыми алевролитами и песчаниками, состоящими из обломков кварца, глауконита (до 40 %), кальцита и глинистых пород на карбонатном цементе. Встречаются прослои глин и известняков, пиритизированные псевдоморфозы фосфорита по раковинам пелеципод. Определены верхнеоксфордские и кимериджские аммониты *Amoeboceras alternans* (Buch.), двустворки *Buchia mosquensis* (Buch.), *Aucella bronni* Ruill., *A. radiata* Trautsch., *Entolium demissum* Phill. и др. Суммарная мощность свит не превышает 10 м.

В составе паромесской свиты, лежащей на замежнинской свите с размывом, выделены две аммонитовые зоны: *Dorsoplanites pandery* и *Epivirgatites nikitini*. Первая имеет мощность 12—45 м и сложена в нижней части голубовато-серыми мергелями с линзами горючих сланцев или плитчатыми бухиевыми ракушняками. Выше лежат переслаивающиеся темно-коричневые известковистые горючие сланцы и темно-серые гидрослюдисто-глауконитовые глины с обильной примесью углистых частиц. В бассейне р. Айюва установлено четыре крупных пласта сланцев: верхний имеет мощность до 8 м, остальные по 0,4—1,6 м. Общая мощность сланценосной части разреза 15 м. Завершают разрез зоны *Dorsoplanites pandery* глины темно-серые гидрослюдисто-глауконитовые мощностью до 30 м. Отложения охарактеризованы многочисленной фауной: *Aucella mosquensis* Buch., *Dorsoplanites pandery* Orb., *Cilindroteuthis* cf. *absolutus* Fisch. и др. Верхняя зона представлена зеленовато-серыми алевритистыми известковыми глинами и алевритами с конкрециями известняка и прослоями глинистого песчаника; в бассейне р. Ниж. Одес — переслаивающимися известняками, мергелями и глинами. Здесь опре-

делены *Epivirgatites* cf. *nikitini* Mich., *Aucella russiensis* Pavl. и др. Мощность зоны 12–40 м. Мощность свиты до 80 м.

Мощность объединенного стратона до 90 м.

Маурыньинская, лопсинская и федоровская свиты объединенные (J_2–K_1*mr÷fd*). Свиты объединены ввиду малых размеров их контуров на карте.

Маурыньинская свита была выделена П. Ф. Ли (1960) по р. Маурынья на восточном склоне Приполярного Урала. Свита согласно залегает на тольинской и состоит из шоколадно-серых глин, алевритистых глин, слюдистых алевролитов, в основании – песчаники, алевролиты с гравием. Возраст (келловейский ярус средней юры–нижняя часть оксфордского яруса верхней юры) обоснован находками аммонитов *Ringsteagia frequens* Salfeld, *R. marstonensis* Salfeld, фораминифер *Recurvoides eotrochus*, *R. disputabilis*, *Lenticulina solita*, *Ammodiscus uglicus*, *A. pseudoinfimus*, *Tolypammina svetlanae*, а также флоры и трех комплексов миоспор [317]. Мощность свиты до 25 м.

Лопсинская свита впервые описана В. А. Лидером по р. Лопсия на восточном склоне Приполярного Урала; согласно залегает на отложениях маурыньинской свиты. Свита включает глины серые с синим и зеленоватым оттенком, глинистые алевролиты, в основании – глауконитовые песчаники. Отмечаются горизонты конкреций. Возраст свиты (верхи оксфордского и кимериджский ярусы верхней юры) обоснован многочисленными находками аммонитов, белемнитов, двустворчатых моллюсков, фораминифер с руководящими формами *Pseudolamarckina lopsiensis* Dain. и др. Мощность до 150 м.

Федоровская свита впервые описана В. А. Лидером (1956) и названа по пос. Федоровский на р. Няйс, восточный склон Приполярного Урала. Свита согласно залегает на лопсинской и включает хлоритолиты бобовые, песчано-алевритовые, кварц-лептохлоритовые песчаники, алевролиты, алевритистые глины. В нижней части разреза – зеленые алевролиты и песчаники глауконит-кварцевые с оолитами, гравием и конкрециями. Возраст (титонский ярус верхней юры–берриасский ярус нижнего мела) обоснован находками аммонитов *Bojarkia* cf. *payeri* (Toula), *Surites* ex gr. *analogus* Bogosl., *Hestoceras koshi* Spath., *Chetaites sibiricus* Schug., *Craspedites taimurensis* (Bodyl.), *C. niiga* (Bodyl.) и др., а также белемнитов, двустворчатых моллюсков, фораминифер [317]. Мощность свиты 55–120 м.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Глауконитсодержащие отложения, лежащие выше паромесской свиты, можно сопоставить с выделяемой в Ижма-Печорской впадине парусащельской свитой (K_1*pš*) берриасско-валанжинского возраста [410]. Выходы этих пород известны в одном обнажении по р. Айюва [46]. В скважинах они не изучались и присутствие мела на Кабанты-Висовской площади, где они картируются В. П. Савельевым [400], можно только предполагать.

Свита сложена глинами и глауконитовыми песками с маломощными прослоями глауконитовых и фосфатизированных сидеритов в верх-

ней части. Глины по составу глауконитовые с примесью углистых частиц, окрашены в темно-серые тона, содержат примесь алевритового материала и слюды, встречаются обломки обугленной древесины. Пески имеют темно-зеленую окраску, состоят из глауконита (85–90 %) и кварца (5 %), залегают в глинах в виде линз мощностью до 0,8 м. Принадлежность этих отложений к нижнему мелу подтверждена находками фораминифер *Glomospirella* aff. *gaultina* (Berthelin), *Miliammina mjatliukae* Dain., *Verneuilinoides neocomiensis* (Mjatliuk) и др. Установленная мощность свиты 35 м.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

В пределах Уральской территории листа отложения палеогеновой системы достоверно выявлены бурением при ГДП-50 в конце 1980-х годов [216, 380]. Они отмечаются в основании и бортах уральских палеодепрессий на абс. отм. от −60 м до +350 м (Щугорско-Седьюская палеодепрессия, скважины 55, 72 и др. в аллювиальных, озерных, морских и делювиальных фациях. Зафиксированы палеогеновые отложения и в пределах горных седловин на абс. отм. +450 м (скв. 93, истоки р. Вишера, водораздел рек Ниолс и Муравей [216]) в морских и делювиальных фациях. Палеогеновые комплексы диатомей с руководящими видами эоцена известны в кайнозойских отложениях западного и восточного склонов Северного Урала с конца 1960-х годов по работам Ю. Г. Кумкова с соавторами (1967). В юго-восточной части листа, в Красновишерском алмазоносном районе, олигоценовые образования аллювиального и делювиального генезиса выявлены в процессе проведения разведочных работ и во многих случаях вмещают россыпи алмазов.

ЭОЦЕН

Торговская свита (P_2tr) с глубоким размывом залегает на палеозойских породах; название дано по р. Торговая Т. А. Афанасьевой (1996). Отложения представлены морскими и прибрежно-морскими фациями: алевритами, глинистыми алевритами с прослоями грубозернистого песка, диатомитами, суглинками с сильно выветрелой галькой и щебнем. В стратотипическом разрезе, находящемся на севере листа (скв. 123, интервал глубин 27,5–13,5 м), по результатам палинологического анализа (Л. Г. Деревянко, 1996) для нижней части толщи определяется раннеэоценовый возраст с характерными палинокомплексами *Myrica–Comptonia,* а для верхней части – среднеэоценовый возраст с палинокомплексами *Castanea–Castanopsis.* Результаты диатомового анализа (Р. И. Джоноридзе, переопределение З. И. Глейзер, 1999 г.) указывают на среднеэоценовый возраст осадков. В истоках р. Вишера в межгорной седловине осевой части Урала на абс. выс. около 450 м бурением (скв. 93) [216] выявлены морские алевриты, песчанистые, светло-серые до бе-

лых, с богатым комплексом диатомей и силикофлагеллят (диатомеи: *Melosira sulcata* var. *siberica*, *M. sulcata* var. *crenulata, Stephonopyxis turris* var. *intermedia, S. turris* var. *cilyndrus, Hemiaulus polymorphus* var. *glacialis.* Силикофлагелляты: *Dictyocha triacanha* var. *hastata, D. Transitoria, D. deflandrei* var. *deflandrei*), характерным для ирбитского горизонта эоцена. Отложения перекрыты маломощным делювием каракольской серии олигоцена и озерными осадками миоцена с комплексом пресноводных диатомей. Мощность до 20—25 м.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ—НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

ОЛИГОЦЕН—МИОЦЕН

Отложения этого возрастного диапазона выделяются на геологической карте доплиоценовых образований как верхнеседьюская и новоподчеремская толщи, малдинская, кырешорская, тимаизская свиты, каракольская серия и наурзумская свита объединенные (P_3—N_1vs—*nr*); они картируются в Уральской СФЗ в большинстве палеодепрессий субмеридиональной ориентировки, в отдельных случаях — в седловинах горных хребтов. На карте плиоцен-четвертичных образований показаны как «доплиоценовые образования».

Верхнеседьюская толща выделена Б. Я. Дембовским [317] на севере листа, в Щугорско-Седьюской палеодепрессии (скв. 54, интервал глубин 42,2—60 м). Отложения представлены: в основании толщи валунно-гравийно-галечной пачкой, в средней части — пачкой переслаивающихся песков, глин, алевритов, в верхней — пачкой алевритов. По результатам палинологического анализа определен раннеолигоценовый (позднеэоцен?-раннеолигоценовый) возраст отложений с характерными палинокомплексами *Quercus—Castanopsis.* Мощность до 17 м.

Малдинская свита прослежена в бортах Уньинско-Гаревской палеодепрессии в верхнем течении р. Унья [368]. Свита картируется в палеоврезах и представлена выветрелыми древнеаллювиальными глинисто-песчано-гравийно-галечными отложениями с дезинтегрированными валунами ярко-оранжевого и ярко-красного цвета. В составе глин преобладает каолинит. Мощность до 10— 20 м.

Новоподчеремская толща широко распространена в основании и бортах уральских палеодепрессий; название дано по р. Подчерем Б. Я. Дембовским [317], по опорному разрезу в скв. 55 в интервале глубин 163,5—245 м, описанному В. С. Зархидзе и И. М. Коноваловым. По данным палинологического анализа для нижней части разреза определен раннеолигоценовый возраст (характерный палинокомплекс *Betula gracilis—Juglans sieboldianifirmuis)*, а для верхней — позднеолигоценовый возраст с характерными палинокомплексами *Betula—Pinus—Juglans—Quercus.* В целом для толщи принят олигоценовый возраст. Отложения представлены базальными песками, глинами и алевритами с частыми включениями органического вещества, прослоями бурых углей, переотложенными корами выветривания. Образования имеют континентальный и озерно-делювиальный генезис. Мощность более 80 м.

Входящие в состав объединенного стратона миоценовые образования представлены кырешорской, тимаизской и наурзумской свитами аллювиально-озерного, озерного, озерно-аллювиального генезиса и каракольской серией, объединяющей делювиально-пролювиальные образования. Разрезы континентального миоцена в палеодепрессиях Северного Урала были впервые описаны в скв. 55 (абс. отм. 188 м) в бассейне р. Щугор В. С. Зархидзе и И. М. Коноваловым в 1988 г. Первичное расчленение отложений было впоследствии подтверждено результатами спорово-пыльцевого анализа, выполненного Л. Г. Деревянко, а стратиграфический объем уточнен Н. С. Никитиным [380].

Кырешорская свита названа по р. Кырешор (бассейн р. Щугор), стратотип описан в скв.55 в интервале глубин 118–163,6 м [203]. Разрез представлен озерными, озерно-аллювиальными суглинками, алевритами, глинами с растительными остатками и редким гравием. Отмечаются прослои гравийно-галечных отложений и торфа. В основании свиты – песчано-гравийно-галечные отложения. По палинологическим данным (палинокомплексы *Alnus–Betula–Pinus*–широколиственные) определен ранне-среднемиоценовый возраст этих отложений. Мощность свиты 39,2 м.

Тимаизская свита названа по горе Тимаиз, стратотип описан в скв. 55, в интервале глубин 107–118 м [203]. Свита представлена пачками алевритов с прослоями песков и глин, линзами торфа; в основании – песчано-гравийно-галечные отложения. Образования характеризуются палиноспектрами *Betula–Pinus*–травы–широколиственные, позднемиоценового возраста. Мощность свиты 11 м.

Отложения континентального миоцена в пределах Среднего Урала представлены наурзумской свитой и каракольской серией, объединяющей образования делювиально-пролювиального генезиса.

Наурзумская свита фрагментарно представлена в юго-восточной части листа P-40-XXIX аллювиальными отложениями VII надпойменной террасы р. Вишера – кварцевым галечником в белой, желтой и желтовато-коричневой каолинит-гидрослюдистой глине. Мощность этих отложений до 5,0 м; на участке «Белые Мхи» – не менее 45,0 м [348]. В депрессиии пра-Полуденная Рассоха отложения, относимые к наурзумской свите, представлены коричневато- и буровато-желтыми монтмориллонит-каолинитовыми глинами мощностью до 1,0 м с единичными гальками кварца и кварцевого песчаника. В переуглубленной долине р. - Большая Вая в скважинах под делювиально-пролювиальными отложениями каракольской серии вскрыты каолинит-гидрослюдистые запесоченные глины (2 м) наурзумской свиты с характерным хорошоокатанным гравием кварцевого песчаника и черного кремня [406].

Каракольская серия представлена нижней «красноцветной» толщей – делювиальными и делювиально-пролювиальными красноцветными отложениями, вскрытыми в пределах эрозионно-структурных депрессий в Красновишерском районе. Широко распространена в Вайской депрессии (P-40-XXIX), где залегает на отложениях олигоцена. Это буровато-красные запесоченные глины каолинит-гидрослюдисто-монтмориллонитового состава с большим количеством щебня, валунов, крупных глыб кварцевых песчаников ближнего геологического окружения.

Отложения алмазоносны; детально они были изучены на водоразделе рек Северный Колчим и Бол. Щугор, в верховьях р. Рассольная и др., закартированы на листах P-40-XXXIV; P-40-XXIX и др. Мощность отложений до 10 м, участками (по данным ВЭЗ) до 40,0 м.

ПЛИОЦЕН

Палеомагнитные данные и палинологические характеристики, полученные в ходе последних съемок и специализированных стратиграфических исследований, указывают на широкое распространение плиоценовых образований на площади листа; в пределах Предуральской и Уральской СФцО плиоцен представлен отложениями континентального, прибрежно-морского и морского генезиса. Однако эти представления разделяются далеко не всеми; в частности, Б. А. Борисов считает, что широкое распространение плиоценовых образований прибрежно-морского и морского генезиса на площади листа недостаточно обосновано и в качестве рельефообразующих образований для Предуральской СФцО следует выделять морену и флювиогляциал среднечетвертичного покровного оледенения.

В настоящей работе предлагается следующая стратиграфия образований этого возрастного уровня: для Верхнепечорского района Печорской подобласти Предуралья выделены колвинская, устьвойская и кипиевская свиты; для Верхнекамского района Камской подобласти Предуралья – вторая и третья подсвиты кинельской свиты (II и III чебеньковские слои), устьвойская и кипиевская свиты; для низких предгорий и палеодепрессий Урала – колвинская (Патокско-Кушвинский район), кинельская (Вишерско-Вильвенский район), устьвойская свиты. На площади Сосьвинско-Белогорского района Западносибирской СФцО, фрагментарно представленного у восточной рамки листа, выделяются маньяйская толща и малососьвинская свита.

Колвинская свита (m, am, aN_2*kl*). Название дано В. И. Белкиным (1965) по р. Колва (Большеземельская тундра). В стратотипическом районе содержит комплекс моллюсков с *Propeamussimus groenlandicum* (Sow.); многочисленные фораминиферы, в т.ч. зональный вид плиоцена Северной Атлантики – *Cibicides grossus* Ten Dam et Rein., *Retroelphidium subclavatum* (Gud.), *R. obesum* (Gud.); остракоды, теплые таежные спорово-пыльцевые спектры с участием широколиственных. В последние годы при подготовке комплекта ГК-1000 листа P-40 и ГДП-200 по Тимано-Уральской области получены магнитостратиграфические данные (рис. 11), основанные на исследованиях отдела палеомагнитных реконструкций ВНИГРИ под руководством А. Н. Храмова, которые указывают на соответствие разрезов колвинской свиты ортохрону Гильберт с границами в 3,6 и 5,9 млн лет.

На территории листа колвинская свита выделялась исследователями с 1960-х годов [111, 181, 202]. Присутствие морских колвинских отложений в южной части Печорской низменности было установлено при бурении скважин на Вуктыльском и Покчинском поднятиях, детально

изучено на участке Покчинского створа (рис. 12), прослежено в районе с. Якша, междуречье Печоры и Камы (скважины 114, 119), междуречье Печоры и Вычегды. Колвинские осадки значительной мощности выделялись на возвышенностях Южного Тимана – Джежим-Парма и Немская. В. Л. Яхимович [202] указывала на факты, подтверждающие соединение в полосе Приуралья вод палео-Печорского и палео-Камского бассейнов в колвинское время. Основанием послужили находки в Башкирском Предуралье в верхних слоях карламанского и зилим-васильевского горизонтов комплексов с бореальными фораминиферами, не свойственными Понто-Каспийской области. Р. Б. Крапивнер (1976), указывая на широкое развитие колвинских отложений в низменных районах юга Тимано-Уральской области, отметил ряд районов, в которых подошва колвинской свиты поднимается до 100–130 м по сравнению с северными районами, где она лежит ниже уровня моря: Джежим-Парма, Айювинская возвышенность, верховья р. Ижма и некоторые другие. При этом характер литологии описываемых отложений не меняется как в Притиманских, так и в Приуральских районах. Это преимущественно алевритово-глинистые осадки с небольшим количеством гравия и гальки; в нижних частях разреза прослеживаются прерывистым чехлом «прибрежные песчаные осадки с прослоями галечников» [111]. Последние скоррелированы В. Л. Яхимович с осадками плиоцена, находящимися южнее Тимано-Уральского соединения (непосредственно за южной рамкой листа) в районе г. Соликамск и пос. Тюлькины (скважины 83, 303,1058, 368-Д) [202].

Наиболее представительные разрезы колвинской свиты в пределах листа известны по материалам бурения скважин на участке проектируемой Покчинской плотины в районе с. Покча [111, 202 и др.]. По разрезам скважин 64, 65, 74, 75, 105, 112, 132, 133, 232 Покчинского створа колвинская свита представлена в своей нижней части 30-метровой толщей темно-серых, серых среднезернистых и крупнозернистых песков, часто – глинистых с линзовидными пачками суглинков, гравийников, галечников. В верхней части свита представлена толщей (до 50 м) темно-серых и серых с зеленоватым оттенком слоистых глин с прослоями алевритов, суглинков. Породы вивианитизированы. Из глин скважин 112, 239, 132, 133 (Покчинский створ) при описании керна Е. М. Тимофеевым была собрана морская фауна, представленная группой арктических и аркто-бореальных видов типичного колвинского комплекса моллюсков (определение В. С. Зархидзе) с *Propeamussium groenlandicum* Sow., *Yoldiella* sp. (cf. *lenticula* (Moller.), *Nucula tenuis* Mont. [181]. В скв. 132 (левый берег Печоры, нижний створ Покчинской плотины), в интервале 35–36,5 м вместе с морской фауной *Yoldiella* sp. (cf. *lenticula* (Moller.), *Nucula tenuis* Mont. найден зуб акулы. По заключению Л. С. Гликмана (ЗИН АН СССР), зуб принадлежит акуле *Carcharhinus* sp. По особенностям морфологии, зуб датируется неогеновым временем. Семейство Carcharhinidae стало господствующей группой в плиоцен-четвертичное время. Сегодня в Ледовитом океане представители указанного семейства отсутствуют, в Атлантике и Тихом океане подавляющее большинство из них – тропические формы.

В глинах скв. 232 Покчинского створа П. И. Дорофеевым изучены семена плиоценовых видов травянистых (*Potamogeton* sp., *Carex* sp., *Ranun-*

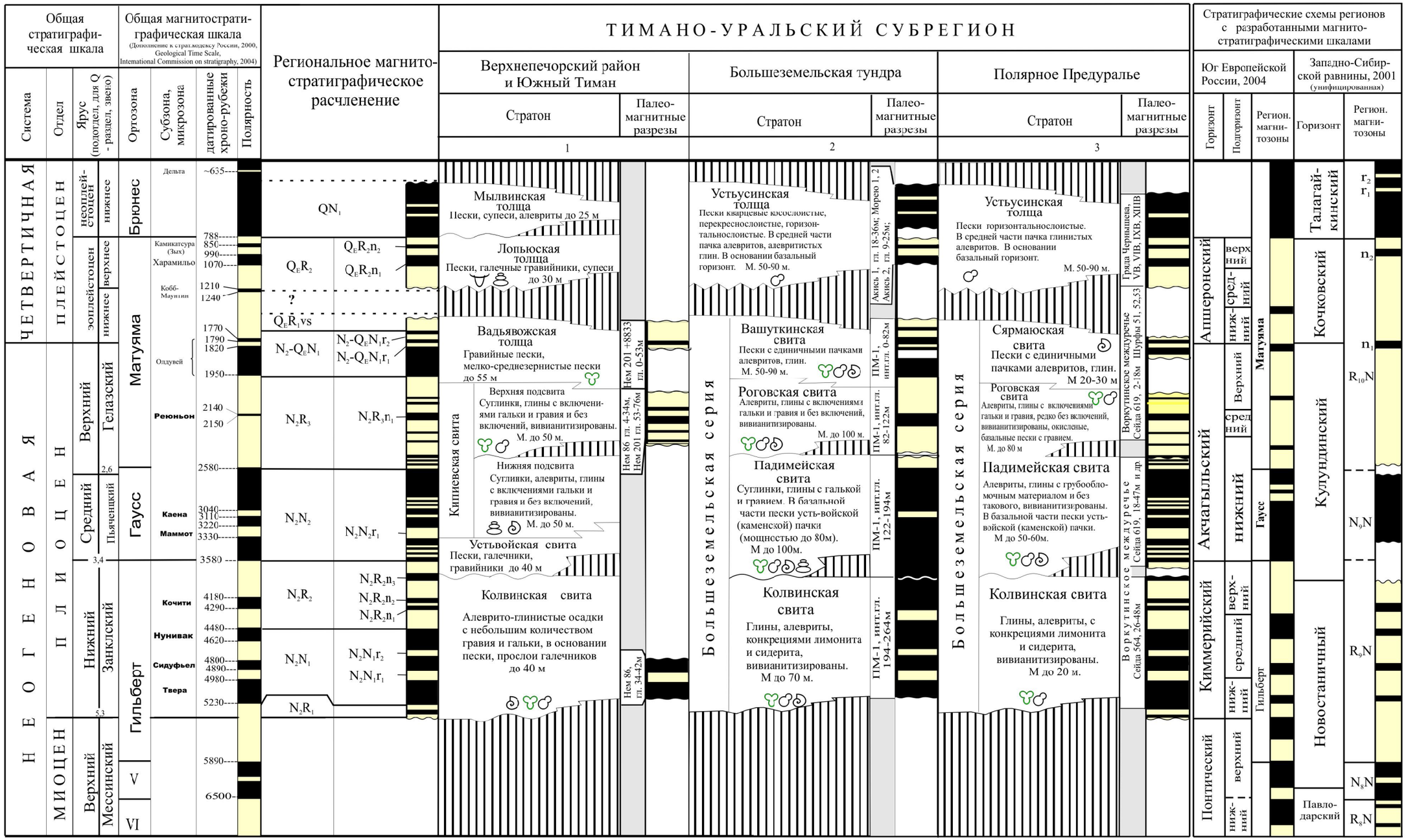


Рис. 11. Использованные материалы по региональной магнитостратификации плиоцена Тимано-Уральского субрегиона.

Вклейка. Заказ 80000020

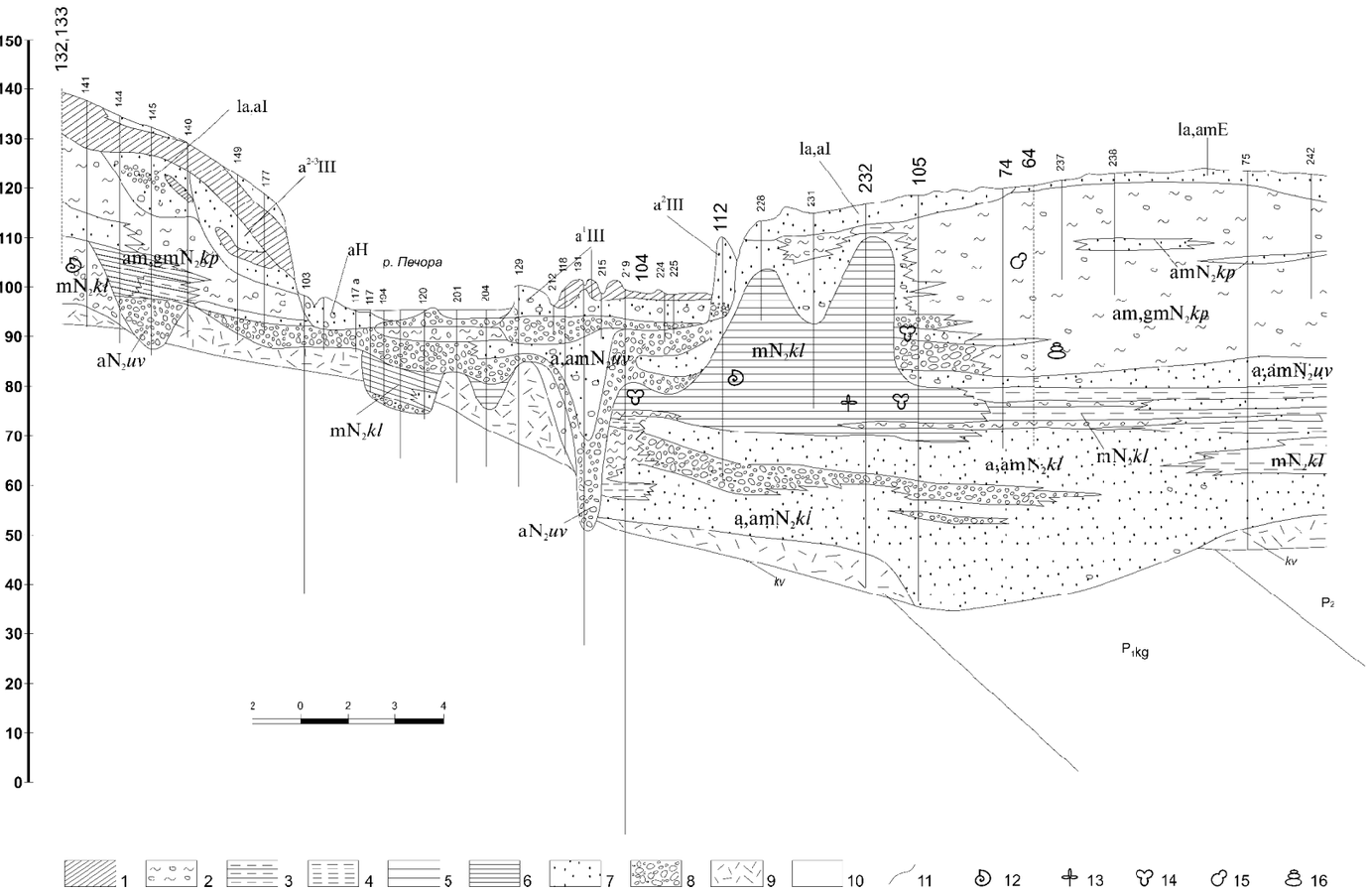


Рис. 12. Геологический разрез плиоцен-четвертичных отложений в районе с. Покча (данные экспедиции 8 «Гидропроекта»). По материалам Р. Б. Крапивнера (1976), с учетом данных Е. М. Тимофеева (1968, 1970), В. Л. Яхимович (1973, 1981).

1 – суглинок; 2 – мореноподобный суглинок; 3 – алеврит; 4 – ленточнослоистый алеврит; 6 – глина; 7 – песок; 8 – галечник; 9 – кора выветривания, 10 – коренные породы; 11 – стратиграфическая граница; 12 – фауна морских моллюсков; 13 – флора; 14 – споропыльца; 15 – фораминиферы; 16 – фауна пресноводных моллюсков.

culus sp. и др.). И. Н. Семеновым и В. Я. Слободиным в скважинах в районе Покчинского створа (скважины 284, 1-М, 2-М, 5-П) были обнаружены представительные комплексы фораминифер. По палинологическим данным установлена трехкратная смена растительности для наиболее полных разрезов свиты [202]. Для Немской возвышенности (листы P-40-XX, P-40-XXVI) в скважинах Н-202 (глуб. 40,4 м), Н-23 (инт. 22,6—39,5 м), Н-36 (инт. 18,8—24,1 м), Н-58 (инт. 41,0—59,2 м), Н-54 (инт. 40,8—58,1 м), Н-208 (инт. 60,2 м, 70,2 м, 78,2 м), по заключению Л. Г. Деревянко, определены характерные спорово-пыльцевые спектры таежного типа колвинского времени: *Betula* sect. *Nanae, B.* sect. *Albae, Pinus sibirca, Picea obovata, Alnus* sp., с примесью пыльцы широколиственных деревьев *Quercus* sp., *Castanae* sp., *Comptonia* sp.

Колвинская свита с несогласием залегает на верхнепалеозойских или юрских породах. Колвинские глины разрезов Покчинского створа с несогласием перекрываются осадками устьвойской и кипиевской свит. В низах последней из пачки лиманных серых глин и алевритов наряду с другими выделена *Unio* cf. *hybrida* Bogatschev, известная в нижнеакчагыльских отложениях Поволжья и Башкирии, киммерийских отложениях Кавказа. Возраст колвинской свиты по палеомагнитным и биостратиграфическим данным определяется как занклский ярус нижнего плиоцена.

Колвинская свита в пределах Урала (Патокско-Кушвинский район) встречена в ряде глубоких скважин. Например, алевриты и глины с примесью гравия, прослоями песков вскрыты в осевой части Щугорско-Седьюской депрессии (скв. 55, интервал глубин 75,5—107 м), где перекрывают озерные осадки тимаизской свиты миоцена и охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами (определения Л. Г. Деревянко) светлохвойной тайги с участием широколиственных пород, типичных для колвинского времени Тимано-Уральского региона. Возраст свиты для территории Уральской СФцО по палинологическим данным определяется как занклский ярус нижнего плиоцена. Мощность свиты в палеодепрессиях Урала до 40—60 м; в Верхнепечорском районе достигает 80 м.

Кинельская свита (вторая и третья подсвиты) (m, am, aN_2kn_{2-3}) развита в переуглубленных долинах рек Кама, Боровица и др. в пределах Верхнекамского района Предуралья и Вишерско-Вильвенского района Урала. Свита представлена аллювиальными полимиктовыми галечниками, песками, глинами гидрослюдистыми серыми, голубовато-серыми с обильной семенной флорой занклского яруса [365]. Мощность до 30 м.

Устьвойская свита (a, amN_2uv). Название дано Р. Б. Крапивнером [111] по с. Усть-Воя на Средней Печоре. Свита выполняет переуглубленные палеодолины и прослеживается в виде прерывистого чехла, перекрывающего колвинские морские глины и подстилающего алеврито-глинистые породы кипиевской свиты; фиксируется площадное распространение в понижениях колвинского палеорельефа. Устьвойская свита сопоставляется с каменской свитой максимального палеовреза Нижней Печоры, в авторском варианте к ней отнесены отложения аллювиального и аллювиально-морского генезиса — пески разнозернистые и валунно-галечные смеси существенно кварцевого и кварцитового состава. Севернее рамки листа, в районе с. Усть-Воя (скважины 75,

52), устьвойская свита охарактеризована комплексом диатомовых водорослей (формы диатомей пресноводные, пресноводно-солоноватоводные), лесными палинокомплексами [111 и др.]. По данным детального бурения «Гидропроекта» по створу Покчинского гидроузла (листы P-40-VIII, IX) свита с размывом, а иногда и угловым несогласием перекрывает колвинскую свиту. В нижней части отложения представлены аллювиальными галечниками с примесью отдельных валунов (мощность до 20 м), в верхней – песками с редкими прослоями галечников (мощность до 20 м), генезис которых может быть как аллювиальным, так и прибрежно-морским. Переход к вышележащим кипиевским алеврито-во-глинистым осадкам постепенный. Возраст определяется по положению в разрезе, как верхи занклского–низы пьяченцского ярусов плиоцена. Мощность до 80 м.

В пределах Уральской СФцО в Патокско-Кушвинском и Вишерско-Вильвенском районах устьвойская свита является аналогом санавожской свиты плиоцена палеодепрессий Приполярного Урала; широко распространена на границе гор и предгорий в бассейне р. Илыч, а также в горной части Урала, где выполняет нижние или средние части разрезов структурно-эрозионных депрессий – Ельминской, Верхнещугорской, Среднеилычской и др. Устьвойские отложения перспективны на обнаружение россыпей золота и алмазов. Мощность свиты в пределах Урала до 20–30 м.

Кипиевская свита (am, gmN_2kp). Название дано Р. Б. Крапивнером (1976) по с. Кипиево на Средней Печоре. К кипиевской свите автором отнесен цикличный комплекс морских осадков, формирующих рельеф водораздельной равнины. В верхней части разреза свиты (в понимании Крапивнера) фиксируются пески регрессивной фазы развития, которые в плане образуют изолированные тела, расположенные на разных гипсометрических уровнях. Нами эти изолированные разновозрастные образования выделяются в самостоятельные толщи: вадьявожскую и лопьюскую, охарактеризованные ниже. Кипиевская свита без регрессивных песков является аналогом полного объема объединенных падимейской и роговской свит более северных территорий (Большеземельская тундра и Полярное Предуралье).

В пределах платформенной части территории листа (Предуральская СФцО) кипиевская свита вскрывается множеством скважин «Гидропроекта»: у с. Покчи, на Ксенофонтовском поднятии, Джежим-Парме, Вуктыльском и Покчинском поднятиях. Отложения прослежены и детально палеомагнитно охарактеризованы в скважинах Н-86 и Н-201 на Немской возвышенности (листы P-40-XX, P-40-XXVI), формируют обширные пространства водораздельной морской равнины в бассейне Средней и Верхней Печоры, а также на Верхней Вычегде [111]. Всюду кипиевская свита несогласно залегает на породах палеозоя и отложениях колвинской свиты; в понижениях колвинского палеорельефа она согласно подстилается песками и галечниками усть-войской свиты. Кипиевская свита сложена преимущественно тяжелыми суглинками темно-серыми и голубоватыми (за счет примеси вивианита), а также глинами. Повсеместно отмечаются уровни с примесью гравия, песка, гальки.

В разрезе свиты выделяются нижняя и верхняя части, разделенные локальной поверхностью размыва, с которой связаны пачки песков (сква-

жины Покчинского и Усть-Войского створа и др.). При корреляции с разрезами большеземельской серии нижняя часть кипиевской свиты соответствует падимейской, а верхняя — роговской свите. Это подтверждается данными магнитостратиграфической и биостратиграфической корреляции.

На левобережье верхнего течения р. Сысьвож (лист P-40-XXVI) в скв. Н-58 из суглинков, алевритов и глин свиты определены фораминиферы *Lagena* aff. *laevis* (Montagu), *Fissurina cucurbitacema* (Loebl. et Tapp.), *F.* sp. (aff. *castanea* Flint), *Parafissurina tectulostoma* Loebl. et Tapp., *Discorbis* cf. *borealis* Baran, *Haynesina orbicularis* (Brady), *H. asterotuberculata* (Voorth.), *Toddinella* cf. *lenticulare* (Gud.), *Psammosphaera* sp., *Lagena apiopleura* Loebl. et Tapp., *L.* sp., *Oolina* aff. *variata* (Brady), *Obliquina* sp., *Retroelphidium atlanticum* (Gud.), *R. obesum* (Gud.), *Cassandra* aff. *helenae* (Feyl.-Hanss. et Buz), *Bolivina pseudoplicata* (Her.-All. et Earl.). По заключению Л. А. Тверской, фораминиферы сходны с таковыми из падимейской серии верхнего плиоцена Большеземельской тундры и характеризуют сильно опресненный мелководный морской бассейн. Палинологически разрез (в инт.16,4—41,0 м) охарактеризован комплексом (определение Л. Г. Деревянко) с *Betula* sect. *Albae, Alnus, Salix, Picea tobolica, Pinus cembraeformis, P. sibirica,* с небольшим количеством спор широколиственных деревьев *Corylus, Quercus, Carya, Myrica*, которые свидетельствуют о лесостепном типе растительности во время формирования толщи и сходны с таковыми из падимейской серии Большеземельской тундры.

В долине р. Южная Мылва разрез свиты вскрыт скважинами 14, 20. Здесь Е. М. Тимофеевым (1968, 1970) изучены образования верхней части свиты с морскими остракодами и моллюсками. В скв. 14 описаны (сверху вниз):

8,40—10,70 м. Суглинки темно-серые с коричневатым оттенком, тонкослоистые с прослоями песка и раковинами остракод: *Leda* sp., *Mytilus* sp., *Dreissensia* sp.

10,70—32,70 м. Пески мелкозернистые светло-серые с редким гравием и раковинами морских моллюсков: *Astarte* sp., *Mytilus* sp., *Cardium edule* Linne (определение О. М. Петрова и В. С. Зархидзе).

В скв. 20 отложения свиты залегают в инт. 11,8—33,5 м, представлены суглинками и супесями с тонкими песчаными прослоями; на глубине 21,4 м встречены створки морских остракод *Normanicythere leioderma* (Norman).

В скважинах Покчинского створа (лист P-40-IX) морские колвинские глины с несогласием перекрываются осадками кипиевской свиты с пачкой лиманных серых глин и алевритов в основании. Из последней Е. М. Тимофеевым собраны (1968) пресноводные моллюски: *Pisidium amnicum* Mull., *Sphaerium* sp., *Unio* sp., *Unio* cf. *hybrida* Bogatschev известна из нижнеакчагыльских отложений Поволжья и Башкирии, киммерийских отложений Кавказа. По заключению Н. Л. Чепалыги, собранная фауна датируется «средним—верхним плиоценом», что соответствует корреляции низов кипиевской свиты (коррелятных падимейской свите) с нижним акчагылом Южного Предуралья.

Палеомагнитные исследования скв. Н-86 (лист P-40-XXVI), расположенной в пределах Вадьявожской структуры, показали, что верхи разреза (инт. 4,2—11,0 м) имеют обратную палеонамагниченность, а нижележащие образования кипиевской свиты обладают перемежающейся прямой и обратной палеонамагниченностью, что позволяет коррелировать разрез свиты с низами ортозоны Матуяма и переходной зоной Гаусс—Матуяма. Палеомагнитные исследования разреза другой скважины — Н-201, расположенной на правобережье р. Мал. Шамья (лист P-40-XX), показали что инт. 54,0—74,0 м, представленный переслаиванием песков и суглинков, отнесенных к кипиевской свите, имеет преимущественно обратную намагниченность, соответствующую средней—нижней частям эпохи Матуяма.

Возраст кипиевской свиты по палеомагнитным и биостратиграфическим данным определяется как пьяченцский и гелазский ярусы плиоцена. Мощность до 70 м (скв. Н-208, лист P-40-XXVI).

В предгорьях западного склона Урала кипиевская свита входит в состав объединенного подразделения плиоцен-четвертичного возраста; особенности ее состава на этой территории описаны ниже.

Малососьвинская свита (am, gmN_2ms). Название дано по р. Малая Сосьва [39]. Отложения широко развиты в области пъедмонта у восточной рамки листа, где они перекрывают большие площади междуречий; например, рек Манья и Мазапатья (скважины 4—9, 14—16). Свита разделена на две подсвиты. Нижняя с размывом перекрывает маньяйские образования; распространена в осевых частях погребенных пологосклоновых предмалососьвинских долин и прерывистым чехлом развита на междуречьях, где к ней отнесены галечники и галечно-песчаные отложения, в верхней части — с тонкослоистыми супесями, суглинками. Мощность подсвиты до 15 м. Верхняя подсвита представлена глинами песчанистыми и песчанисто-алевритистыми, часто по облику напоминающими песчанистые диатомиты, с рассеянными включениями гравия, гальки, редких валунов; отмечаются выделения вивианита. Глинам могут сопутствовать валуносодержащие пески, замещающие их как в горизонтальном направлении, так и вверх по разрезу. Спорово-пыльцевые спектры по малососьвинской свите, как правило, бедны. По определению Н. Б. Дрожащих и Р. Е. Рубиной, исследованные образцы взяты из отложений нижнего плейстоцена—плиоцена. По заключению Л. Г. Деревянко, представительные спектры из скважин на междуречье Маньи и Мазапатьи и на р. Малая Сосьва, обнажений в верховьях р. Хобею и в среднем течении р. Народа [39] характеризуют лесостепной тип растительности и коррелируются со спектрами падимейского времени Тимано-Уральского региона.

Севернее площади листа P-40 (лист Q-41-XXV) для серии разрезов малососьвинских глин и песков в верховьях р. Хобею на абс. отм. 430—460 м была получена палеомагнитная характеристика; по заключению В. В. Кочегуры (ВСЕГЕИ), породы разреза сформировались до ортохрона обратной магнитной полярности Матуяма, т. е. до временного рубежа в 2,5 млн лет, а в последующую эпоху Матуяма подверглись вторичному намагничиванию обратного знака. Возраст малососьвинской свиты по палеомагнитным и биостратиграфическим данным определя-

ется как пъяченский–гелазский ярусы плиоцена. Мощность свиты до 65 м.

Малососьвинская свита также входит в состав объединенного подразделения маньняйская толща и малососьвинская свита объединенные (am, $gmN_2mn + ms$), представленного аллювиально-морскими и ледово-морскими образованиями мощностью до 105 м. В составе выделяемого подразделения преобладают глины песчано-алевритистые с галькой, гравием и редкими валунами; отмечаются прослои песков, гравийников, галечников. Выявлены палинологические комплексы лесостепного и лесного типов растительности с участием широколиственных, а также комплекс морских диатомей.

Входящая в объединенное подразделение маньняйская толща выделена П. П. Генераловым у восточной рамки листа, где она обнажается в ряде береговых обрывов р. Мань-Няйс (приток р. Няйса). Опорные разрезы по буровым профилям (скважины 8, 12–16, 23, 31) находятся на междуречье Маньи и Мазапатьи. Соответствующие образования широко развиты в полосе, прилегающей с востока к осевой части Уральского хребта, в диапазоне абс.отм. междуречий 300–450 м; они представлены тонко переслаивающимися песками мелко-среднезернистыми, алевритистыми, алевритами, алевритистыми глинами и пелитами. Породы часто вивианитизированы. К западной краевой зоне распространения свиты наблюдается огрубление литологических разностей за счет прослоев и линз гравийных песков, гравийников и галечников с косой, диагональной и линзовидной слоистостью. В таких случаях осадки обычно ожелезнены и сцементированы гидрооксидами железа до состояния конгломератов, гравелитов, песчаников. Севернее площади (Q-41-XXV) в маньняйских осадках описаны комплексы морских диатомей: *Stephanopyxis turris* var. *polaris* GrSt. *turris* (Drew. et Arn.) Ralfs., *Melosira sulcata* (Enr.) Ktz. и др. [39]; получена палеомагнитная характеристика (определения В. В. Кочегуры, ВСЕГЕИ) – стабильная прямая намагниченность, что соответствует корреляции маньняйской толщи с ортомагнитозоной Гаусс (3,58–2,58 млн лет). Для толщи характерны палиноспектры лесостепного и лесного типов растительности (определения Н. Б. Дрожащих, М. Ф. Заварзиной). По заключению Л. Г. Деревянко, такие палиноспектры соответствуют палиноспектрам лесостепного и лесного типов растительности (с участием широколиственных) падимейского или колвинского времени Тимано-Уральского региона. Возраст маньняйской толщи по палинологическим данным определяется как занклский ярус нижнего плиоцена. Максимальная вскрытая мощность 35–40 м.

НЕОГЕНОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

Элювиальные образования (eN–Q) развиты на вершинах горных хребтов и массивов Урала в пределах уплощенных площадок – фрагментов древних (самых высоких на Урале) поверхностей выравнивания; представлены глыбово-щебнистым материалом с суглинисто-супесчаным, песчано-алевритистым заполнителем.

Для решения вопроса о возрастном интервале, соответствующем периоду формирования глыбово-щебнистых полей, занимающих уплощенные площадки вершин Полярного и Северного Урала, при подготовке комплекта ГК-1000 листа P-40 и ранее на смежных листах (Q-40-XXX, Q-41-XXV) было отобрано около ста проб из шурфов, канав и с дневной поверхности. На Северном Урале, в пределах территории листа P-40, пробы отбирались на вершинах главного водораздела Урала – горы Оторten и др.

В результате изучения палинологического материала проб выявлено, что на хребтах Приполярного Урала около 20 % проб содержат палинокомплексы, характерные как для теплых, так и для холодных этапов неоплейстоцена. Остальные 80 % проб (как правило, это пробы из алевро-глинистых центров мерзлотных медальонов среди глыбовых элювиальных развалов) содержали богатейшие палинокомплексы, аналогичные таковым бещеульского горизонта миоцена Западно-Сибирской равнины (Q-40-XXX, Q-41-XXV).

Палинокомплексы из проб с вершин Северного Урала (тоже центры мерзлотных медальонов при глубине отбора 30–50 см) аналогичны комплексам Приполярного Урала. Их состав отражает гумидные климатические условия и мезофитный тип растительности среднего миоцена (определения Л. Г. Деревянко, Н. Ю. Аникиной). Спектры характеризуют лесной тип растительности позднего миоцена с преобладанием семейств Pinaceae *(Picea tobolica* – 8–27 %, *P. sibirica* – 2–13 %, *P. silvestris* – 1–9 %), Betulaceae (*Betula* ex. sect. *Albae*) – 16–30 %, *Alnus* – 1–6 %, *Corylus* (*Corylus* cf. *avellana, Corylus simplex, Corylus* sp.) – 5–15 %, при участии широколиственных: *Carpinus* – 1–3 %, *Quercus* – 2 %, *Castanea* – 1–3 %, *Castanopsis* – 1–2 %, *Carya* – 1–3 %, *Myrica* – 1–3 %, единично: *Juglans, Engelhardtia, Platycarya, Pterocarya*, *Hamamelis, Acer, Comptonia*, Taxodiaceae и др. Травянистые представлены разнотравьем – 2–16 %, маревыми сем. Chenopodiaceae – 1–3 %, сложноцветными сем. Compositae – 1 %, гвоздичными сем. Caryophylaceae – единично, гречишными сем. Polygonaceae – 2–10 %, зонтичными сем. Umbeliferae – 1–2 %. Споры – папоротниками сем. Polypodiaceae – 4–13 %, сфагновыми мхами сем. Sphagnaceae – 1–8 % , плаунами сем. Lycopodiaceae – 2–5 % и единичными баранцовыми сем. Hyperciaceae. Состав палинокомплексов отражает развитие мелколиственных лесов с участием хвойных и широколиственных пород. Наряду с развитием мезофильных лесов в среднемиоценовое время развивалась растительность луговых и лугово-степных ценозов. Такие палинокомплексы аналогичны палинокомплексам из среднемиоценовых отложений бещеульского горизонта Западно-Сибирской низменности, палинокомплексам бещеульского типа восточной части Тургайской равнины, Северного Казахстана и др. Кроме того, такой аномально богатый палинологический материал (до тысячи палиноэлементов на 50–100 г пробы) указывает прежде всего на субаэральный генезис алевро-глинистой составляющей покрова исследованных вершин, а «миоценовый» состав палинокомплексов определяет нижнюю временную границу для образований элювиального покрова как начало неогена. Верхняя же граница, очевидно, должна быть определена как голоцен, так как ветровой занос алевритистого матери-

ала, спор, пыльцы продолжается и сегодня, а физические и химические процессы продолжают дезинтегрировать коренные породы и формировать, перерабатывать элювиальные щебнисто-глыбовые развалы вершин. Возраст образований в целом принимается неоген-голоценовым. Мощность элювиальных образований – до 3–5 м.

Элювиальные и делювиальные образования (e, dN–Q) развиты узкими полосами вдоль склонов у подножий горных хребтов и массивов Урала в пределах площадей развития олигоцен-миоценовых образований, продуктом физической и химической дезинтеграции которых они являются. Представлены суглинками, супесями с щебнем, галькой, глыбами. На исследуемой территории эти отложения приурочены к абсолютным высотам порядка 300–450 м. Время формирования – от позднего миоцена до голоцена. Мощность до 10 м.

ПЛИОЦЕНОВЫЙ ОТДЕЛ НЕОГЕНОВОЙ СИСТЕМЫ– ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Стратиграфия плиоцена и четвертичной системы и соответствующая история геологического развития всего Тимано-Уральского субрегиона и Северного Зауралья являются предметом острых дискуссий сторонников двух геоисторических концепций – маринистской и гляциалистской. К настоящему времени накоплен новый материал по стратиграфии неогена Южного Тимана, Печорской низменности, Северному, Полярному Приуралью и Уралу, что позволило значительно усовершенствовать стратиграфические построения для подразделений плиоцена, зафиксированных на территории листа P-40. При корреляции опорных разрезов листа с опорными и стратотипическими разрезами сопряженных с севера и юга площадей выявлены новые и подтверждены известные ранее комплексные магнитостратиграфические, биостратиграфические и литостратиграфические корреляционные связи. Такие закономерности как прослежены по всему Тимано-Уральскому субрегиону (рис. 11), так и определены при корреляции с подразделениями бассейна Камы и Башкирского Предуралья (рис. 13).

ПЛИОЦЕН–НИЖНЕЕ ЗВЕНО ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА

Нерасчлененные плиоцен-нижнеэоплейстоценовые образования широко развиты в пределах палеодепрессий и водораздельных пространств низких предгорий западного склона Урала (Уральская СФцО), где во многих случаях являются рельефообразующими.

Кипиевская свита и гореловская толща нерасчлененные (gm, am, aN_2–E_1kp–gr) соответствуют образованиям трех циклов седиментации: двух, связанных с трансгрессией вод плиоценовых бассейнов в пределы западного склона возрождавшегося Урала (кипиевская свита), и одного, соответствующего этапу завершающей регрессии – гореловская толща. В эрозионно-структурных палеодепрессиях Урала эти подразделения выполняют верхние части переуглубленных врезов крупных палеодолин, а также составляют значительный объем кайно-

зойского чехла «террасоувалов» в бортах таких морфоструктур. Отложения залегают согласно на устьвойских песках; на севере листа с размывом перекрыты и часто полностью захоронены под вангерьюскими мореной и флювиогляциалом.

Кипиевская свита в пределах Уральской СФцО описывается Б. Я. Дембовским (1999) в осевой части Щугорско-Седьюской депрессии, в разрезе скв. 55, в интервале глубин 54,8—75,5 м. В отличие от Предуральской СФцО (см. выше), она сложена более плотными алевритистыми глинами с редкой примесью выветрелого грубообломочного материала. Свита в пределах Уральской СФцО охарактеризована палинокомплексами (определения Л. Г. Деревянко) лесного и лесо-степного типа с участием пыльцы широколиственных пород, соответствующими падимейскому времени Тимано-Уральского региона. Среди морской микрофауны (определения Л. А. Тверской) встречены *Cassidulina subacuta* Gud., *Cassandra helenae* (Feyl.-Hanss. et Buz).

При подготовке материалов по Уральской СФцО данного листа были впервые изучены южные разрезы свиты в обнажениях рек Унья и Ельма, где она охарактеризована типичными для Тимано-Уральского региона плиоценовыми палинокомплексами (определения Л. Г. Деревянко). На р. Унья, в разрезе Дубровско-Гаревской депрессии (лист P-40-XXIII) по очень плотным алевро-глинам с прослоями песков в нижней части свиты получены палеомагнитные данные (рис. 14), указывающие на формирование пород до ортохрона прямой магнитной полярности Брюнес, т. е. до временного рубежа в 780 тыс. лет (материалы полевых работ по объекту, опорный разрез 8510, р. Мал. Дубровка, приток р. Унья). Здесь же в разрезах по р. Унья (в пределах Дубровско-Гаревской депрессии) Н. Ю. Аникиной из пород свиты определены фораминиферы *Toddinella lenticulare* (Gud.), *Lenticulina* sp., *Marginulina* sp., *Eggerella* sp., *Triloculina* sp., *Saccammina* sp. (опорные разрезы 8510, 8504 и др.), указывающие на прямое влияние морского фактора при осадконакоплении рассматриваемых пород. Мощность свиты до 40—60 м.

Гореловская толща была выделена в ходе полевых исследований при подготовке материалов листа на междуречье Унья—Горелая, где она представлена серией циклично построенных маломощных пачек разнообразных грубообломочных отложений. Пачки как трансгрессивного (в нижней части толщи), так и регрессивного (в верхней части) типов. Литологически толща представлена практически всеми переходами от тонкозернистых песков до галечников с валунами в низах разреза, реже — с глыбами известняков. Слоистость от косой, горизонтальной, перекрестной в песках, до линзовидной и пологонаклонной в базальных галечниках. Линзовидные тела галечников характеризуются часто бесцементным строением. В галечниках с песчаным цементом зафиксирована весовая золотоносность (до 130 мг/м^3). Мощность толщи до 40 м.

Мощность нерасчлененных кипиевской свиты и гореловской толщи до 80 м. В прибрежно-морских фациях прогнозируются промышленные россыпи золота и алмазов.

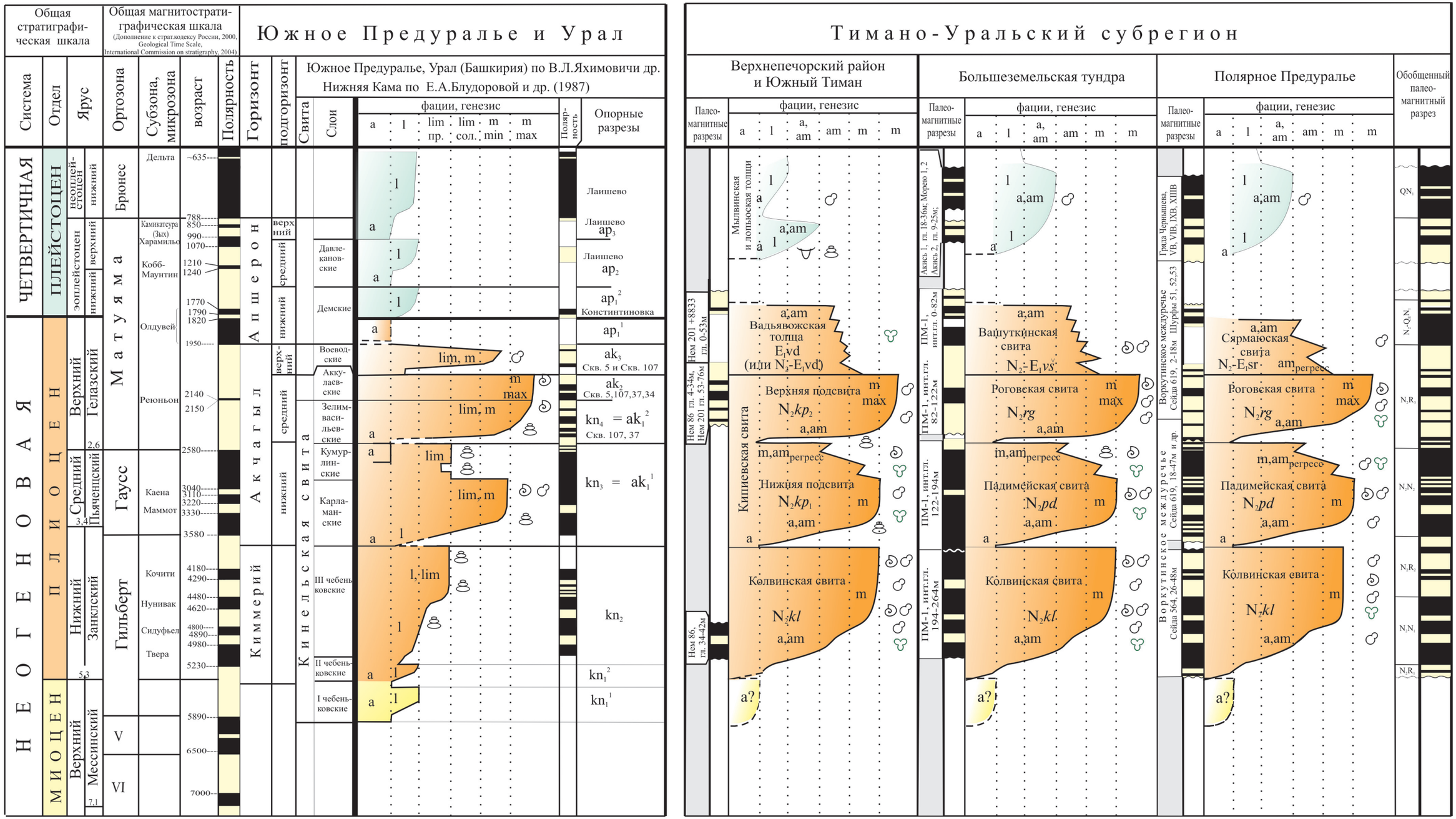
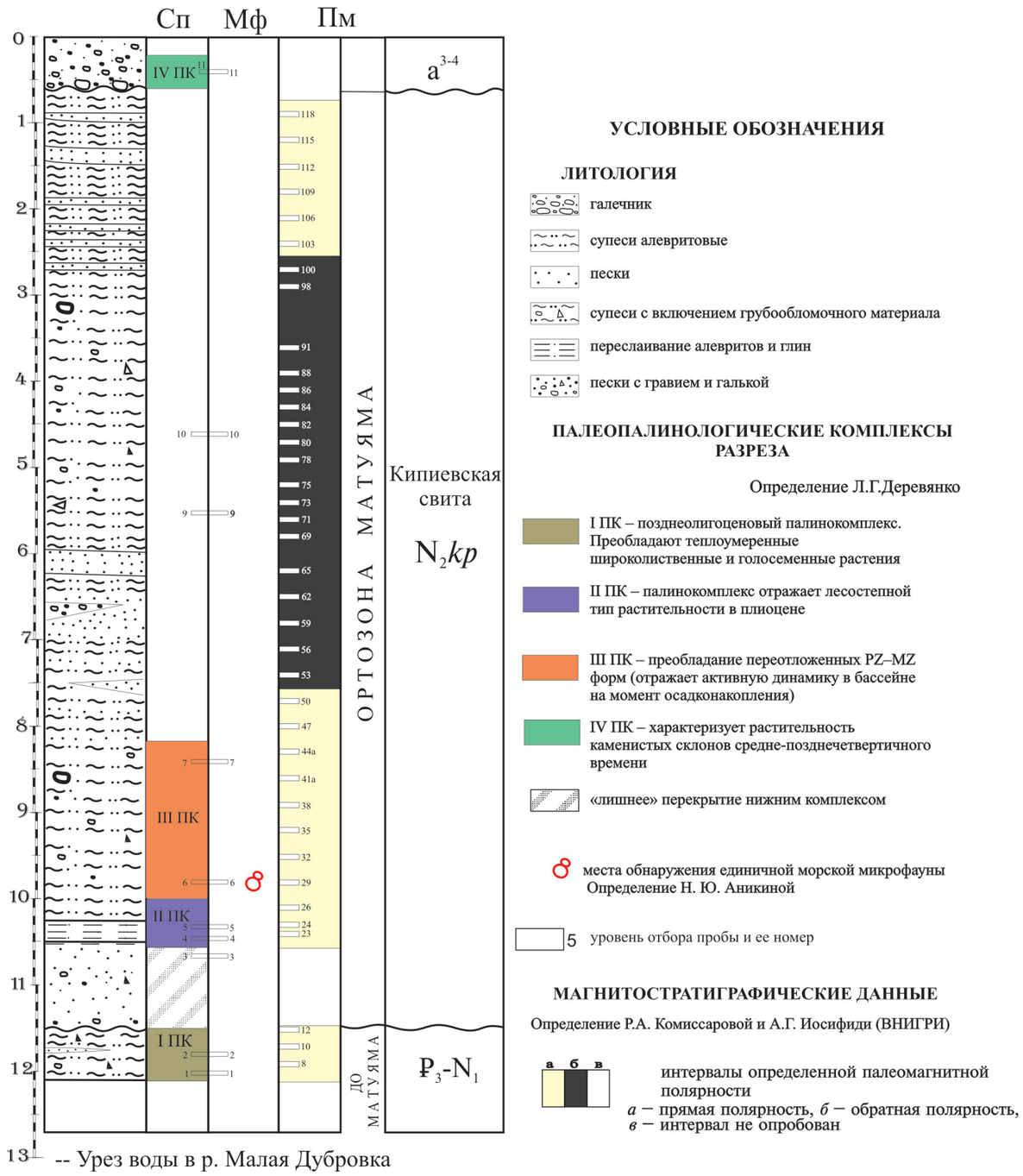


Рис 13. Схема соотношения фаций плиоцена Южного Предуралья и Урала с фациями плиоцена Тимано-Уральского субрегиона.

Вклейка. Заказ 80000020



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

ЛИТОЛОГИЯ

галечник

супеси алевритовые

пески

супеси с включением грубообломочного материала

переслаивание алевритов и глин

пески с гравием и галькой

ПАЛЕОПАЛИНОЛОГИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ РАЗРЕЗА

Определение Л.Г.Деревянко

I ПК – позднеолигоценовый палинокомплекс. Преобладают теплоумеренные широколиственные и голосеменные растения

II ПК – палинокомплекс отражает лесостепной тип растительности в плиоцене

III ПК – преобладание переотложенных PZ–MZ форм (отражает активную динамику в бассейне на момент осадконакопления)

IV ПК – характеризует растительность каменистых склонов средне-позднечетвертичного времени

«лишнее» перекрытие нижним комплексом

места обнаружения единичной морской микрофауны
Определение Н. Ю. Аникиной

5 уровень отбора пробы и ее номер

МАГНИТОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Определение Р.А. Комиссаровой и А.Г. Иосифиди (ВНИГРИ)

а б в

интервалы определенной палеомагнитной полярности
а – прямая полярность, *б* – обратная полярность,
в – интервал не опробован

Рис. 14. Опорный разрез кипиевской свиты в пределах западного склона Северного Урала.

Разрез Унья 3 (У-3). Верховья бассейна р. Печора, р. Унья, увалистые низкие предгорья Северного Урала. Находится в пределах Дубровско-Гаревской палеодепрессии в правом обрывистом борту сухой долины р. Малая Дубровка, в 1390 м по Аз. 142° от устья р. Большая Дубровка и в 4460 м по Аз 70° от устья р. Черная.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичная система представлена отложениями эоплейстоценового, неоплейстоценового и голоценового возраста.

ЭОПЛЕЙСТОЦЕН

Грубообломочные осадки на водоразделах и верхних уровнях долин Верхнепечорского и Верхнекамского районов, магнитостратиграфически охарактеризованные как образования ортохрона Матуяма (определения А. Г. Иосифиди по разрезу шурфа 8833 и скв. 201 на территории листа P-40-XX), т. е. образованные до временной границы в 780 тыс. лет, отнесены к эоплейстоцену и соответствуют этапу регрессии кипиевского (падимейско-роговского; немского) палеобассейна. Формируют обширные террасированные пространства, выполненные толщами преимущественно песчаного, гравийно-песчаного состава. Картируемые подразделения – вадьявожская и лопьюская толщи.

Вадьявожская и лопьюская толщи нерасчлененные (am, laEvd–lp) как единое подразделение являются аналогом вашуткинской свиты Большеземельской тундры. Отложения выполняют два уровня поверхностей выравнивания, разделенных хорошо прослеживающимися в центральной и северной частях площади абразионно- и эрозионно-денудационными уступами. Литологически представлены песками, галечными гравийниками, супесями. Пески верхнего, более высокого, уровня отнесены к началу эоплейстоцена (вадьявожская толща) и получили развитие преимущественно в пределах водораздельных пространств возвышенностей Южного Тимана и Печорской низменности. Пески гипсометрически более низкого – позднеэоплейстоценового уровня выполняют в долинах наиболее древние и, соответственно, наиболее высокие аккумулятивные поверхности выравнивания и соответствуют начальному этапу формирования гидросети современного плана. Общая мощность объединенного подразделения – до 30 м.

Вадьявожская толща (am, laE$_{I}$vd) выделена В. А. Жарковым при ГДП-200 листа P-40-XX, XXVI. Мелкозернистые и мелко-среднезернистые пески, реже – гравийные пески вадьявожской толщи широко развиты в Предуральской СФцО на водораздельных поверхностях выравнивания Вельюской, Войвожско-Сойвинской возвышенностей и междуречья Северная Мылва–Нем с абс. отм. 160–240 м. Магнитостратиграфически датированы как образования, сформированные до ортохрона прямой полярности Брюнес на Печоро-Камо-Вычегодском междуречье (скв. Н-201 + 8833, в пределах водораздельной поверхности правобережья р. Мал. Шамья). Характерны палинокомплексы (скв Н-200 и др.). таежного типа с *Betula* sect. *Nanae, Picea obovata, Pinus silvestris* и *P. sibirica* с незначительной примесью трав и споровых растений [344]. Комплекс характеризует период относительного похолодания, когда залесенные участки размещались только в пониженных участках рельефа и из спектров полностью выпали теплолюбивые формы, присущие подстилающей кипиевской свите. Мощность до 55 м.

Лопьюская толща (am, $aE_{II}lp$) выделена при подготовке материалов листа как картируемое геологическое подразделение, выполняющее аккумулятивную часть верхнего террасовидного уровня долин Верхнепечорского и Верхнекамского районов. Пески, галечные гравийники, супеси лопьюской толщи широко развиты на верхних уровнях современных долин, часто заполняют широкие корытообразные долины мелких водотоков с абс. отм. 140–160 м [344]. На правобережье Южной Мылвы (обнажения 854/1–2 с отметкой бровки уступа 148,5 м [181]) в этих песках с пачками гравийно-галечных отложений были описаны раковины пресноводных моллюсков: *Unio* sp., *Pisidium amnicum* Müll., *P.* sp., *Sphaerium* sp., что позволяет сопоставить их с эоплейстоценовыми образованиями пятой террасы р. Сылва Пермской области [14]. Необходимо отметить, что данные виды сегодня обитают в сильно опресненных водах Финского залива (по А. Р. Ляндзбергу и А. В. Полоскину). Ниже по разрезу рассматриваемого обнажения на Южной Мылве, в песках с линзами суглинков найдены четыре фрагмента зуба слона *Archidiskodon* ex gr. *meridionalis* и обломок лучевой кости *Hipparion*(?) sp. (определение Л. И. Алексеевой, колл. ГИН № 854/1, 2), позволяющие считать возраст вмещающих образований эоплейстоценовым. Здесь же из прослоя суглинка собраны раковины наземных моллюсков *Pupilla* cf. *triplicata* Studer., *Vallonia* sp. ind., *Enidae* gen. (определения А. Л. Чепалыги и А. А. Стеклова). Мощность толщи до 40 м.

ВЕРХНЕЕ ЗВЕНО ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕН

Элювиальные образования (eE_{II}–H) этого возрастного интервала в Предуральской СФцО развиты на фрагментах водораздельных поверхностей выравнивания возвышенностей Джежимпарма, Немская, Войвожско-Сойвинская и др. Они представлены залегающими на рифейских и палеозойских породах лессовидными суглинками с дресвой и щебнем подстилающих доплиоценовых пород или гравийно-галечными образованиями с дресвой и щебнем («пуги»). В пределах площадей развития элювия фиксируются многочисленные полья и карстовые воронки по известнякам. Нередко элювиальные образования сцементированы гидроокислами железа до состояния конгломерата [344]. Подобная цементация наблюдалась на водоразделах низких предгорий западного склона Урала в бассейне р. Унья, в кровле эоплейстоценовых образований гореловской толщи. Мощность элювия 1–3 м.

Элювиальные и делювиальные образования (e, dE_{II}–H) развиты на протяженных пологих склонах возвышенностей Предуралья на палеозойских, реже – рифейских породах. Представлены суглинками и супесями лессовидными с дресвой и щебнем подстилающих доплиоценовых пород. Наиболее широко такие склоны прослеживаются в центральной и северной частях площади, где являются абразионно- и эрозионно-денудационными уступами и пологонаклонными поверхностями, обычно разделяющими два уровня эоплейстоценовой аллювиально-морской аккумуляции. В пределах их распространения также часто развиты карстовые воронки. Мощность до 7–10 м.

НЕОПЛЕЙСТОЦЕН

Нижнее звено представлено образованиями мылвинского лимноаллювия пятого регионального надпойменного уровня для территории Предуральской СФцО и песками, галечниками халапантской свиты с фауной морских млекопитающих – для Зауралья.

Мылвинский лимноаллювий (laI*ml*) развит в широких долинах современного плана Предуралья; выполняет пятый региональный надпойменный уровень современных водотоков, а также прослеживается в бортах ранне-средненеоплейстоценовых захороненных палеодолин территории. Образования представлены пачками супесей, песков и алевритов. Опорный разрез находится на границе бассейнов Печоры и Вычегды в сквозной долине истоков рек Южная и Северная Мылва («Виллеское болото» [202], где работами «Гидропроекта» (скважины 180, 184 и др.) вскрыта толща песков, с размывом перекрытая среднечетвертичными осадками виллеской террасы. Последние охарактеризованы комплексами остракод со среднечетвертичными *Limnocythere postconcava* Neg. и *Eucypris famosa* Schneid. (определения Л. Н. Медведова), известными из разрезов более южных территорий Предуралья и Северного Прикаспия, изученных К. Н. Негадаевым-Никоновым (1957) и М. Г. Поповой-Львовой (1969–1972). Подстилающие пески, получившие название мылвинских, соответственно отнесены к нижнему неоплейстоцену. Мощность мылвинского лимноаллювия до 25 м.

Халапантская свита (m, laI*hl*) выделена П. П. Генераловым по обнажениям на правобережье Оби; фрагментарно развита вдоль восточной рамки листа в пределах Сосьвинско-Белогорского района Западносибирской СФцО, где выполняет геоморфологические уровни 100–150 и 120–150 м. В пределах листа свита представлена в грубообломочных фациях: либо толщей песков мелкозернистых, хорошо промытых, с рассеяными включениями гальки, иногда – валунов; либо конститутивно наслоенной галечно-песчаной толщей. Встречаются тонкие линзы алевритистых глин, в основании местами наблюдается валунно-галечный горизонт. Из разрезов по рекам Талтма и Волья Н. Б. Дрожащих определены спорово-пыльцевые спектры, которые (по заключению Н. Ю. Аникиной) характеризуют степной или лесостепной тип растительности с развитием травяного (разнотравно-злакового) покрова на открытых пространствах слабозалесенных долин рек и в прочих понижениях рельефа. Здесь же, у рамки листа, найден позвонок неогенового(?) кита (заключение В. Е. Гарута и К. К. Чапского [39]). Мощность халапантской свиты 10–20 м, локально – до 40 м.

Среднее звено

В составе среднего звена выделяются: для Верхнекамского района Предуральской СФцО и Вишерско-Вильвенского района Уральской СФцО – аллювий и лимноаллювий уфимской (четвертой надпойменной) и исетской (третьей надпойменной) террас; для Верхнепечорского района Предуральской СФцО – аллювий и лимноаллювий виллеской

террасы; для Патокско-Кушвинского района Уральской СФцО – лимноаллювий виллеской террасы, вангерьюская морена и вангерьюский флювиогляциал.

Аллювий и лимноаллювий виллеской террасы (a, laII) широко развиты в обширных долинах крупных водотоков Печорского Предуралья и Тимана; фрагментами прослеживаются в современных долинах на Урале (реки Унья, Илыч, верховья Печоры). Отложения выполняют террасовый уровень с отн. отм. 35–50 м (для рек I–II порядка), также прослеживаются в ранне-средненеоплейстоценовых палеодолинах Предуралья на севере листа. На границе Урала и Печорского Предуралья в бассейне р. Когель верхняя часть разреза осадков виллеской террасы фациально замещается вангерьюским флювиогляциалом. В опорном разрезе виллеской террасы в сквозной долине истоков рек Южная и Северная Мылва ее осадки с размывом перекрывают пески мылвинского лимноаллювия и представлены базальными галечниками, выше – песками, суглинками, алевритами с прослоями торфа. Отложения охарактеризованы комплексами остракод с *Limnocythere postconcava* Neg. и *Eucypris famosa* Schneid. (определения Л. Н. Медведова). Вид *Limnocythere postconcava* Neg. в более южной части Предуралья, как и в Северном Прикаспии (материалы К. Н. Негадаева-Никонова и М. Г. Поповой-Львовой), характерен для послелихвинских (верхнехазарских) отложений. Нижний по этому разрезу виллеской террасы комплекс с *Eucypris famosa* Schneid. носит явно более древний облик и отнесен к началу среднего неоплейстоцена [202]. Мощность отложений вилесской террасы до 30 м.

Аллювий и лимноаллювий уфимской террасы (a, la^{u}II) широко развиты в долинах таких крупных водотоков Камского Предуралья, как Южная Кельтма, Кама, Вишера и Колва; выполняют четвертый надпойменный уровень с отн. отм. от 20–25 м (для рек III–IV порядка и верховьев крупных рек) и до 40–50 м (для рек I–II порядка). Литологический состав: полимиктовые гравийные пески, тонкослоистые супеси, алевриты, прослои торфа. По сквозным долинам Северной и Южной Кельтмы, Северной и Южной Мылвы, района оз. Чусовское фиксируется геоморфологическая и, вероятно, возрастная идентичность уровней, слагаемых осадками уфимской террасы и уровней виллеской террасы. Мощность образований уфимской террасы до 15 м.

В Верхнекамском районе отложения исетской террасы выделяются вместе с уфимскими (a, la^{i-u}II); суммарная мощность до 20 м.

Аллювий и лимноаллювий исетской террасы (a, la^{i}II) бассейна Камы и Вишеры. Осадки исетской террасы распространены в долинах практически всех крупных водотоков Камского Предуралья и Урала. Они выполняют третий надпойменный уровень с отн. отм. от 15–18 м (для рек III–IV порядка и верховьев крупных рек) и до 35 м (для рек I–II порядка). Литологический состав: пески, супеси, торф, в основании разрезов – галечник. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на лесной характер растительности [406]. Мощность отложений исетской террасы до 15 м.

Вангерьюская морена (gII*vn*) выделена на западном склоне Урала и прослеживается до абс. отм.100–120 м севернее площади листа,

на междуречье Бол. Паток—Печора и в бассейнах рек Косью и Вангерью (листы Q-40-XXXV, Q-40-XXX). На севере листа P-40 вангерьюская морена и соответствующие ей формы рельефа развиты в широких переуглубленных долинах рек Щугор, Седью, Подчерем; в верховьях рек Илыч, Когель и др. Литологический состав: суглинки со щебнем и галькой, супеси со щебнем и галькой. Наблюдается вложение в вангерьюскую морену комплекса речных террас от трех (верховья р. Илыч) до четырех (низовья р. Седью при впадении в р. Щугор) надпойменных уровней [380]. На восточном склоне морена выделена фрагментарно и в значительной мере — условно. Мощность до 30 м.

Вангерьский флювиогляциал (fII*vn)*. Поля развития флювиогляциальных отложений, сопряженные с вангерьюской мореной, широко развиты в межгорных долинах рек Щугор, Илыч, Подчерем, по бортам долин рек Когель и Вуктыл. Образования представлены чередованием песков и супесей с отдельными прослоями, обогащенными более грубообломочным материалом. По р. Когель наблюдается фациальный переход от вангерьюского флювиогляциала в верхнюю (перигляциальную) часть аллювия и лимноаллювия среднеплейстоценовой виллеской террасы. Мощность флювиогляциальных отложений до 20 м.

Верхнее звено

Подразделения верхнего звена неоплейстоцена представлены: для Верхнекамского района Предуральской СФцО и Вишерско-Вильвенского района Уральской СфцО — аллювием камышловской (второй надпойменной) и режевской (первой надпойменной) террас; для Верхнепечорского района — аллювием и лимноаллювием всех четырех надпойменных террас современной гидросети; для Патокско-Кушвинского района Уральской СФцО помимо аллювия четырех надпойменных террас выделены ханмейская и полярноуральская морены, а также ханмейский флювиогляциал.

Аллювий камышловской террасы (a^kIII) бассейна Камы и Вишеры широко развит в долинах крупных водотоков Камского Предуралья, где выполняет обширные пространства вторых надпойменных террас; отдельными фрагментами прослеживается в пределах Урала по долинам рек Вишера, Низьва, Колва и др. Характерные относительные высоты: от 8—12 м (для рек III—IV порядка и верховьев крупных рек) и до 25 м (для рек I—II порядка). Литологический состав: пески, галечники, гравийники, торф. По данным спорово-пыльцевого анализа (определения Г. М. Борисовой) для нижней части аллювия характерны лесные спектры межледниковья, для верхней — ксерофитные палиноспектры холодного периода верхнего неоплейстоцена [407]. Мощность до 20 м.

Отложения четвертой надпойменной террасы картируются в бассейнах Печоры, Вычегды и Оби; в долинах крупных водотоков Предуралья и Тимана — локально; фрагментами — в современных долинах на Урале (реки Унья, Щугор, Илыч и др.). Отложения выполняют четвертый надпойменный уровень с отн. отм. 20—25 м (для рек III—IV порядка и верховьев крупных рек) и несколько большими для рек I—II порядка. На севере листа, в

долинах рек Седью и Щугор, осадки четвертой террасы вложены в вангерьюскую морену и флювиогляциал [380]. Литологический состав: пески, галечники, супеси, алевриты, прослои торфа. На карте отложения четвертой надпойменной террасы представлены в виде объединенного подразделения аллювий и лимноаллювий третьей и четвертой надпойменной террас (a, la$^{3-4}$III) с суммарной мощностью до 20 м.

Аллювий и лимноаллювий третьей надпойменной террасы (la, a^{3}III) бассейнов Печоры, Вычегды, Оби. Осадки широко распространены в долинах таких крупных водотоков Предуралья, Тимана и Урала как Печора, Вычегда, Щугор, Илыч, Унья и др. Литологический состав: пески, галечники, супеси, алевриты, торф. Отложения соответствуют третьему террасовому уровню с отн. отм. от 15–18 м (для рек III–IV порядка и верховьев крупных рек) и до 45 м (для рек I–II порядка); в верхнем течении р. Илыч вложены в вангерьюский флювиогляциал. Мощность до 20 м.

Лимний (l III) широко развит в юго-восточной части листа в пределах низкой части пъедмонта восточного склона Урала (территория листа P-40-XXXVI). Состав: глины иловатые, пески. Мощность до 15 м.

Аллювий, лимноаллювий второй надпойменной террасы (a, la^{2}III) бассейнов Печоры, Вычегды и Оби. Выделяются лодминский и халмерьинский аллювий. Образования широко развиты в долинах крупных водотоков Предуралья, Тимана и Урала; выполняют второй надпойменный уровень с отн. отм. 8–12 м (для рек III–IV порядка и верховьев крупных рек) и до 25–30 м (для рек I–II порядка). Литологический состав: пески, галечники, гравийники, алевриты, торф. Мощность до 10 м.

Ханмейская морена (gIII$_2$*hn*). Серия конечных морен ханмейского оледенения прослеживается на склонах хр. Тельпос-Из и в осевой части Северного Урала, в районе верховьев р. Илыч, мигрируя от меньших абсолютных отметок на севере к большим на юге. Так, образования прослеживаются на абсолютных отметках от +300 м в долине р. Тельпос до + 600 м в истоках рек Пырьсью, Кожимъю и в верховьях р. Илыч. Возраст морены определяется на основании климатостратиграфического расчленения образований плейстоцена с учетом геоморфологического положения зоны соответствующих моренных гряд гипсометрически ниже моренных зон полярноуральского оледенения, но выше зоны конечных морен вангерьюского оледенения. В пределах листа характер реконструируемых моренных полей указывает на переход от горно-долинного типа оледенения на севере до карового типа оледенения южнее. Состав: суглинки, супеси с глыбами, щебнем, дресвой. Мощность до 25 м.

Ханмейский флювиогляциал (fIII$_2$*hn*) локально закартирован в долине р. Тельпос по периферии моренных полей ханмейского времени. Состав: пески, супеси, гравийники. Мощность до 15 м.

Аллювий режевской террасы (a^{r}III) бассейна Камы и Вишеры. Соответствующие осадки выделяются в долинах практически всех водотоков Верхнекамского (Пермское Предуралье) и Вишерско-Вильвенского (Пермский Урал) районов; выполняют первые надпойменные уровни с отн. отм. 5–7 м для рек III–IV порядка и верховьев крупных

водотоков и вдвое большими (до 12–13 м) для рек I–II порядка. Литологический состав: пески, гравийники, галечники, глины. По данным спорово-пыльцевого анализа глины перигляциальной фации образованы в холодный период верхнего плейстоцена [407]. В Красновишерском районе отложения русловых фаций первой надпойменной террасы рек Березовая, Полуденная Рассоха, Пож, Вост. Рассоха и др. содержат россыпи алмазов. Мощность аллювия здесь до 10 м. Русловые фации террасы в большинстве случаев расположены ниже уреза воды современных водотоков. Мощность до 10–20 м.

Аллювий первой надпойменной террасы (a^1III) бассейнов Печоры, Вычегды и Оби. Отложения развиты в долинах практически всех водотоков Верхнепечорского, Патокско-Кушвинского и Сосьвинско-Белогорского районов. Выполняют первые надпойменные уровни с отн. отм. 5–7 м для рек III–IV порядка и верховьев крупных водотоков и до 12–13 м для рек I–II порядка. Состав: пески, гравийники, галечники, алевриты, торф. Мощность до 10–20 м.

Полярноуральская морена (gIII*pu*). Серия конечных морен карового типа полярноуральского оледенения прослеживается в привершинной части хр. Тельпос-Из. Состав: суглинки, супеси с глыбами, щебнем, дресвой. Мощность до 10 м.

Верхнее звено неоплейстоцена–голоцен

К этому возрастному уровню отнесена серия подразделений склонового ряда – элювиальные и делювиальные, элювиальные и десерпционные, делювиальные и солифлюкционные, коллювиальные и десерпционные образования, делювий.

Элювиальные и делювиальные образования (e, dIII–H) широко развиты в предгорной части западного и в меньшей степени – восточного склонов Урала на поверхности пьедмонта. Состав: глыбы, щебень, дресва с глинистым и песчано-глинистым заполнителем. Мощность до 5–10 м.

Элювиальные и десерпционные образования (e, drIII–H) широко развиты в северной части листа в горной и предгорной частях Уральского горного сооружения у подножий хребтов, фрагментами – на пологих склонах пьедмонта. Представлены глыбами, щебнем, дресвой с глинистым и песчано-глинистым заполнителем. Мощность до 5–10 м.

Делювиальные и солифлюкционные образования (d, sIII–H) широко развиты в горной и предгорной частях Урала у подножий хребтов и фрагментарно – на пологих склонах пьедмонта. Состав: суглинки и супеси со значительной (до преобладания) примесью глыб, щебня, дресвы. Мощность до 10 м.

Коллювиальные и десерпционные образования (c, drIII–H) развиты на всех крутых обвально-осыпных склонах горных хребтов и массивов Урала; представлены глыбами, щебнем и дресвой с глинистым и песчано-глинистым заполнителем и без такового. Мощность до 5–10 м.

Делювий (dIII–H) в пределах Урала и его предгорий развит на склонах эрозионных врезов современной гидросети. Литологический

состав: суглинки и супеси со значительной, до преобладания, примесью глыб, щебня и дресвы. Мощность до 10 м.

Голоцен

Аллювий русла и пойм (aH). Развит повсеместно в пределах гидросети; слагает днища водотоков и пойменные площадки высотой до 1,5–3 м (водотоки III–IV порядка) и до 5–7,5 м (водотоки I–II порядка). Состав: пески с галькой и валунами, галечники, пойменные илы, торф. Аллювиальные отложения содержат палинологические спектры лесной растительности. Современный аллювий бассейнов рек Печора, Вишера, Сосьва, Вагран и др. включает россыпи золота; а аллювий рек Березовая, Восточная Рассоха, Полуденная Рассоха, Пож, Большая Вая и др. – алмазоносен. Мощность современных аллювиальных отложений до 15 м.

ТРИАСОВАЯ–ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМЫ

ВЕРХНИЙ ТРИАС–ПЛИОЦЕН

Коры выветривания

На территории листа известны продукты допалеозойской, палеозойской и мезозойско-кайнозойской эпох корообразования, однако в подавляющем большинстве случаев фиксируются только последние, но и те из-за небольших размеров площадей распространения на карте показаны знаком внемасштабных объектов.

Разрушение докайнозойских отложений началось в предсреднеюрское время после завершения коллизии, а масштабное образование кор происходило, очевидно, в период с мела до плиоцена, т. е. после прекращения интенсивной эрозии и до начала обширной трансгрессии. В восточной части территории листа, в пределах Тагильской мегазоны, возраст кор выветривания в основном принимается позднетриасово-раннеюрским на основании общих закономерностей корообразования на Урале. Вместе с тем, отмечаются коры выветривания и палеогенового возраста, приуроченные к поверхностям выравнивания и эрозионно-структурным депрессиям.

На территории листа гипергенезом затронуты практически все докайнозойские породы; при этом, интенсивность преобразований существенно менялась в зависимости от состава субстрата. Терригенные породы в большинстве случаев подверглись только физическому растрескиванию, карбонатные – дроблению с образованием щебнистого и глыбового материала, доломитовой или известковой муки с сохранением изначального химического состава. В основном глубина преобразований не превышает 1,5 м; однако нередко гипергенные процессы довольно интенсивны и проникают на значительную глубину, свидетельством тому – линейные коры в зонах разломов, мощности которых достигают 100 м и более.

В платформенной части территории листа фиксируются как площадные коры выветривания, так и линейные. Профиль площадной ла-

теритной коры по полевошпат-кварцевым и аркозовым песчаникам джежимской свиты рифея, выходящим на поверхность в пределах Вадьявожской структуры Тимана, определяется составом конечных продуктов и представлен двумя зонами. Нижняя – зона дезинтеграции мощностью до 30 м сложена дресвяно-щебнистыми выветрелыми обломками, иногда сцементированными глинами каолинит-мусковит-хлоритового состава. По химизму они схожи с неизмененными породами, только несколько увеличивается содержание Al_2O_3 (до 15–17 %), Fe_2O_3 (5–7 %), K_2O (до 4 %). Верхняя – каолинитовая зона представлена светло-желтыми, белыми, буровато-красными алевритовыми глинами, сложенными каолинитом (15–25 %), гидрослюдами (13–15 %) и гетитом (3–5 %). Содержание глинозема в них достигает 23 %. Мощность этой зоны составляет 4–10 м, достигая в отдельных случаях 21 м.

Более широко на Тимане развиты линейные коры выветривания, связанные с пластами сланцевых и алевро-песчаных пород протерозоя либо с зонами тектонических нарушений. На Джежимпарминской и Вадьявожской структурах коры этого типа прослежены на десятки метров, имеют мощность в плане до 10 м, на глубину – до 40 м. В пластах наиболее глубоким изменениям подвергнуты глинистые сланцы, превратившиеся в рыхлые образования, окрашенные в бурые, желтые и красные тона. От первичных пород они отличаются несколько повышенным содержанием Al_2O_3 (19–23 %), Fe_2O_3 (7–12 %) и K_2O (3–6 %). Кварцевые песчаники, слагающие многочисленные прослои в сланцах, практически не изменены. В зонах дробления коры в большинстве случаев представлены нацело каолинитизированной белой и желтовато-белой пористой породой, развитой по милонитам. Каолинитизация предопределяет повышенные содержания глинозема (до 23 %) и трехвалентного железа. Вмещающие милониты породы изменены менее значительно, причем наиболее преобразованы более тонкозернистые разности. Они интенсивно осветлены либо окрашены в пестрые тона.

В южной части Омра-Сойвинской ступени обнаружены линейные коры, предположительно связанные с нарушениями, оперяющими Верхнеижемский разлом. Это тела длиной до 200 м, шириной до 50 м и мощностью до 15 м, сложенные пестроокрашенными или белыми глинами с повышенным содержанием никеля и кобальта. В зонах дробления выветриванию подвергались глины и глинистые известняки нижнекодачской подсвиты.

На Урале площадные коры развиты в бассейнах рек Вижай, Вишера, отмечаются на восточном крыле Верхнеухтымской антиклинали. В большинстве случаев они представлены щебнем и небольшими глыбами кремней в рыжевато- и желтовато-коричневой пестрой запесоченной глине или каолинит-гидрослюдистой запесоченной глиной светло-коричневого цвета со щебнем, глыбами кварцевых песчаников, реже – с мелким щебнем аргиллитов и гравием кварца. Мощность площадных кор достигает 40–50 м, ширина – 2–5 км.

Более широким развитием в пределах Уральской складчатой системы пользуются линейные зоны корообразования. Среди них выделяются ферритный и сиалитный типы. Продукты выветривания сиалитных кор в основном представлены кварцем, мусковитом, каолинитом, гид-

рослюдами. В бассейне р. Седью коры сиалитного профиля связаны с субмеридионально ориентированными пластами алевролитов и аргиллитов нижнего девона–карбона, а также с контактами этих отложений и карбонатных пород. Продукты выветривания слагают удлиненные линзообразные тела мощностью 10–50 м, представлены пестроцветными песчанистыми каолинит-гидрослюдистыми глинами и глинистыми песками, содержащими 11–20 % Al_2O_3 и 3–12 % Fe_2O_3. На юге листа аналогичные образования, сформированные по карбонатным, терригенным и глинистым породам ордовикского, силурийского, каменноугольного и пермского возраста, известны в бассейнах рек Вижай, Говоруха, Вишера. Сиалитные коры этих районов имеют преимущественно кремнеземистый, охристо-каолинитовый, каолинитовый и каолинит-гидрослюдистый состав и также приурочены к литологическим контактам или зонам разломов. Их мощность достигает 200 м, ширина – 500 м.

С охристыми, охристо-глинистыми остаточными корами ферритного типа, распространенными в зоне Осевого надвига, связаны железные руды Моховского, Нижнечувальского и Верхнечувальского месторождений. Кроме бурых железняков, на Чувальских месторождениях зафиксированы небольшие линзовидные скопления гидроокислов марганца, представленные пиролюзитом и псиломеланом.

Линейные коры, присутствующие в пределах Вишерско-Кутимского антиклинория, развиты по сланцам, кварцито-песчаникам и карбонатно-терригенным породам рифея. Верхние части их профиля иногда, в зависимости от субстрата, имеют каолинитовый, гидрослюдисто-каолинитовый или каолинитовый с гидроксидами железа состав, но большей частью сложены промежуточными продуктами выветривания. Отдельно следует выделить коровые образования, сформированные по сульфидизированным кварцево-жильным зонам золоторудных проявлений (район проявлений Поповская Сопка), которые представлены «железными шляпами», сложенными кварцевыми брекчиями с лимонитовым цементом. Ширина таких зон колеблется от 5–10 до 80 м, на глубину они практически не изучены.

В восточной части территории листа (Тагильская мегазона) коры выветривания также относятся к линейному типу и приурочены к зонам тектонических нарушений; площади их развития по карбонатным породам рифея и палеозоя часто имеют неправильную форму. Глубина проработки коренных пород, обусловленная их составом и степенью трещиноватости, достигает 50–90 м. В современной структуре сохраняются, как правило, нижние – глинисто-дресвянистые продукты каолинового профиля.

МАГМАТИЧЕСКИЕ, МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории листа P-40 распространены разнофациальные интрузивные и субвулканические образования различного состава, проявленные во временном интервале от позднего рифея до раннего триаса.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Южнотиманский комплекс габбродолеритовый ($\nu\beta R_3 jut$). Тела габбродолеритов южнотиманского комплекса вскрыты буровыми скважинами на восточном склоне Южного Тимана, в фундаменте Тимано-Печорской платформы; на геологической карте и на разрезах не отражены. Данные о форме тел и их морфологии отсутствуют. На Среднем Тимане метабазиты сходного среднетиманского позднерифейского комплекса образуют многочисленные маломощные (от первых метров до 20—25 м) дайки, силлы, реже штокообразные тела, секущие отложения четласской и быстринской серий и, редко, покъюской свиты вымской серии.

Петрохимически габбродолериты отвечают породам основного состава (семейству базальтов или долеритов) нормального петрохимического ряда, характеризуются калиево-натриевым и натриевым типом щелочности.

В структурно-формационном отношении комплекс принадлежит к Восточно-Тиманской СФЗ Канино-Тимано-Ижемской мегазоны байкальской Тимано-Уральской геосинклинали (фундамент Тимано-Печорской эпибайкальской платформы), что в палеотектоническом отношении отвечает перикратонной (шельфовой) зоне.

Возраст комплекса по данным K-Ar метода составляет 700 млн лет. Принимается позднерифейским согласно Тиманской серийной легенде.

Ишеримский комплекс метагаббродолеритовый гипабиссальный ($n\beta R_3 i$). Назван по горе Ишерим, расположенной в его петротипическом районе (лист P-40-XXX). Изучением комплекса занимались многие авторы при проведении геологической съемки [213—216, 345, 346] и петрологических исследований [170].

Образования комплекса развиты на западном склоне Северного Урала в пределах горных массивов Ишерим, хр. Ольховочный, Тулымский, Муравьиный, Юбрышка, Пропащая, Шудья и в бассейнах левых притоков верхнего течения р. Вишера. Комплекс представлен силлами, лин-

зовидными и субпластовыми телами, реже – дайками и штоками метадолеритов, метагаббродолеритов, редко – метагаббро и пироксенитов.

В петротипическом районе, на горе Ишерим, картируются силлы метадолеритов и метагаббродолеритов в виде пакетов (до 14 тел), перемежающихся с вмещающими породами. Интрузивные тела прослежены по простиранию на 14–16 км при мощности от первых метров до 200 м. Мощность отдельных тел от долей метра до 350 м, протяженность от 0,5 до 3,5 км, иногда до 7–10 км.

Вмещающими для ишеримского комплекса являются породы среднего и верхнего рифея, с которыми габбродолериты имеют активные контакты. Интрузивные массивы смяты в складки вместе с вмещающими породами, однако сохраняют элементы первичной зональности: их приконтактовые зоны обычно сложены микрозернистыми породами, а центральные части – средне- и крупнозернистыми. Породы в значительной степени метаморфизованы, однако наблюдаются реликтовые первично-магматические структуры: бластоофитовая, бластопойкилоофитовая, бластогабброофитовая, реже – бластопорфировая. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, рутилом, ортитом, альмандином.

Особое место в ишеримском комплексе занимает линзовидная пластовая интрузия, расположенная на горе Юбрышка. В ее строении отмечается ритмическая расслоенность. Разрез расслоенной серии силла расчленяется снизу вверх на три зоны: мезо- и меланократовых (200–240 м), рудоносных (50–80 м) и мезократовых (30–50 м) базитов. Рудоносная зона сложена рудными амфиболитами, представляющими апогаббровые амфиболовые сланцы с переменным содержанием рудных минералов, что обусловлено ритмичным расслоением этой рудоносной части силла. В этой зоне выделяются несколько ритмов мощностью от 5 до 20 м. Все ритмы сложены однотипно и представлены рудными амфиболитами с уменьшающимся вверх по разрезу количеством рудных минералов. Переходы между ритмами резкие. Уменьшается также количество рудных минералов и от нижних ритмов к верхним с 40–50 до 5–10 %. Рудные минералы включены в псевдоморфозы роговой обманки по клинопироксену и имеют кумулятивный характер. Представлены рудные минералы титаномагнетитом и подчиненным ему ильменитом, содержание которого вверх по разрезу относительно титаномагнентита повышается.

По среднему химическому составу долериты и габбродолериты ишеримского комплекса соответствуют нормальному долериту. Обычно в породах содержится небольшое количество нормативного оливина. По типу щелочности породы относятся к калиево-натриевой, реже натриевой серии. Значительным распространением пользуются петрохимические аналоги оливинового долерита. Метадолериты и метагаббродолериты относятся к базальт-долеритовой (трапповой) магматической формации, формирование которой связано с этапами континентального рифтогенеза.

Позднерифейский возраст субпластовых тел метагаббродолеритов и метадолеритов обосновывается косвенными признаками, в том числе:

гипабиссальным обликом пород; дислоцированностью мелких тел, близкой к таковой вмещающих пород; «горячими» контактами с вмещающими породами расьинской и муравьинской свит среднего рифея; отсутствием эффузивов среднерифейского возраста.

Силлы комплекса обладают низкой магнитной восприимчивостью (7200–63 000) $\times 10^{-3}$ ед. СИ. Повышенные значения (125 000 $\times 10^{-3}$ ед. СИ) имеют гнейсовидные разности, которые часто слагают маломощные дайки и эндоконтактные зоны крупных тел, обогащенные метаморфогенным магнетитом и образующие локальные аномалии в тысячи нТл.

Наиболее четко по данным детальной магнитной съемки картируются рудные метапироксениты (ванадийсодержащие титаномагнетитовые руды) горы Южная Юбрышка. Обладая очень высокой магнитной восприимчивостью (до 27 680 $\times 10^{-3}$ ед. СИ), они образуют аномалии в тысячи нТл. Метадолериты, метагаббро и метагаббродолериты обладают высокой плотностью ($\sigma_{ср.}$ – 2,91 г/см^3), особенно высокой у рудных метапироксенитов ($\sigma_{ср.}$ – 3,50 г/см^3).

Позднерифейские габбро, габброамфиболиты (νR_3) (только на разрезе). К позднерифейским отнесены габбро и габбро-амфиболиты, вскрытые в фундаменте Тимано-Печорской эпибайкальской платформы (скв. 89-Пашня, 11-Ронаель) и слагающие крайнюю юго-западную сутурную зону тиманского направления. В структурно-формационном отношении они относятся к Припечорско-Илыч-Чикшинской СФЗ Большеземельской мегазоны. Аналогичные метабазиты установлены северо-восточнее, во внутренних частях Большеземельской мегазоны (скважины 2-Веяк, 1-Новая, 1-Анаргояха).

Формирование комплекса происходило в пределах рифейско-вендского Тимано-Уральского геосинклинального пояса, внутри которого обособлялись островные дуги и микроконтиненты; фрагментами его в фундаменте Тимано-Печорской платформы являются Большеземельский мегаблок и Припечорско-Илыч-Чикшинская зона, отделяющая этот пояс от Тимана.

Абсолютный возраст (по цирконам) габброамфиболитов в скв. 2-Веяк – 613 млн лет, что отвечает позднему рифею.

Северосавиноборский комплекс плагиогранит-габбродиоритовый ($\nu\delta R_3 ss$) (только на разрезе). Интрузии комплекса участвуют в строении фундамента Тимано-Печорской эпибайкальской платформы и вскрыты скв. 1-Сев. Савинобор, где установлен его петротип, и скв. 2-Мутный Материк. В структурном отношении они, как и габбро позднерифейского комплекса, относятся к крайней юго-западной сутурной зоне «тиманид». В скв. 1-Сев. Савинобор вскрыт массив, сложенный габбродиоритами, диоритами и плагиогранитами; в скв. 2-Мутный Материк – дифференцированное (расслоенное) тело, меняющее состав от кварцевых диоритов на нижних горизонтах до гранодиоритов на верхних.

Диориты под микроскопом имеют гипидиоморфнозернистую структуру, частично осложненную катаклазом, иногда с элементами монцонитовой. Главные породообразующие минералы: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, кварц. Вторичные минералы представлены актинолитом, хлоритом, эпидотом, клиноцоизитом, карбонатом. Акцессорные минералы: магнетит, гематит, гранат, апатит, циркон, сфен, титаномагнетит, лейкоксен.

Количественно-минералогический состав варьирует в широких пределах (%): плагиоклаз – 40–60, роговая обманка – 15–30, биотит – 2–10, кварц – 2–10, калиевый полевой шпат – 1–2, редко – до 5.

Плагиограниты под микроскопом имеют аллотриоморфнозернистую или гипидиоморфнозернистую структуру, нарушенную катаклазом. Главные породообразующие минералы: кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит. Вторичные минералы представлены хлоритом, серицитом, карбонатом. Акцессорные: циркон, апатит, малакон, гранат, магнетит. Породы комплекса имеют калиево-натриевый или малокалиевый натриевый тип щелочности.

Формирование комплекса связывается с позднегеосинклинальным этапом развития байкальской Тимано-Уральской геосинклинали [24] и происходило в той же геодинамической обстановке, что и вышеохарактеризованных габбро. Абсолютный возраст пород, установленный K-Ar методом по амфиболам, составляет 565–682 млн лет.

Диориты комплекса имеют плотность 2,8 г/см^3; магнитная восприимчивость варьирует в пределах (1030–2130) $\times 10^{-6}$ СГС, увеличиваясь в зонах тектонических нарушений, где визуально отмечается обогащение магнетитом до (2600–3130) $\times 10^{-6}$ СГС. Граниты имеют плотность в среднем 2,7 г/см^3 и магнитную восприимчивость от 25 до 170 $\times 10^{-6}$ СГС.

Субвулканические образования вулканогенно-осадочной толщи (βR_3?*vo*) распространены в пределах Выдерьинско-Ниольского антиклинория, где представлены многочисленными дайками и субпластовыми интрузиями долеритов и габбродолеритов.

Габбродолериты и долериты субвулканической фации по петрохимической классификации принадлежат к нормальному ряду, относятся к семейству габброидов, редко – диоритов; незначительная их часть по сумме щелочей принадлежит к умереннощелочному ряду. Наиболее распространенные породы основного состава (среднее из 82 ан., мас. %: SiO_2 – 47,64; TiO_2 – 1,87; Al_2O_3 – 15,02; Fe_2O_3 – 4,41; FeO – 7,92; MnO – 0,22; MgO – 7,17; CaO – 7,74; Na_2O – 2,62; K_2O – 0,36; P_2O_5 – 0,30; ппп – 4,50) имеют ярко выраженный натриевый тип щелочности, относятся к умеренноглиноземистым, принадлежат к семейству габброидов [216].

Субвулканические образования, наряду со стратифицированными в составе вулкано-осадочной толщи вулканитами, относятся к базальтовой формации, участвуют в строении второго (досаблегорского) яруса байкальского структурно-тектонического этажа и представляют структурно-вещественный комплекс (СВК), сформированный в условиях геодинамического режима континентального склона и подножия в Выдерьинско-Ниольском районе Хобеизско-Маньхамбовской подзоны Ляпинской СФЗ.

ПОЗДНЕРИФЕЙСКО-РАННЕВЕНДСКИЕ ИНТРУЗИИ

Саблегорские субвулканические образования (R_3–V_1*sb*). Осадочные и вулканогенные породы саблегорской свиты и отвечающие последним субвулканические образования объединяются в саблегорскую осадочно-вулканогенную ассоциацию. Как и в стратифицированных вулканитах, среди субвулканических образований выделяются две

петрографические группы: габбродолериты–долериты (β) и риолиты (λ). По петрохимическим особенностям породы аналогичны своим вулканогенным комагматам. Морфологически субвулканические образования представлены силлами, дайками, штоками, при преобладании первых. Тела имеют мощность от первых метров до 200–300 м и протяженность от первых десятков метров до первых километров.

В структурно-тектоническом отношении характеризуемые образования принадлежат к Маньхамбовскому антиклинорию Ляпинско-Кутимского мегантиклинория, участвуя, наряду со стратифицированными в составе саблегорской свиты вулканитами, в строении третьего яруса байкальского структурного этажа; относятся к базальт-риолитовой формации.

Субвулканические тела габбродолериов и долеритов относились ранее к парнукскому и малопатокскому комплексам позднерифейского возраста [60].

Возраст субвулканических образований как позднерифейско-ранневендский определяется по залеганию соответствующих им покровных образований в составе саблегорской свиты, обоснование возраста которой приведено выше.

РАННЕВЕНДСКИЕ ИНТРУЗИИ

Парнукский комплекс диорит-габбровый плутонический ($\nu V_1 p$). Выделен Б. А. Голдиным и М. В. Фишманом [42]. Петротип комплекса находится на Приполярном Урале, в истоках рек Парнук, Манья, Маньхобею, Хобею и представлен Парнукским массивом.

Интрузии комплекса приурочены к Маньхамбовскому и Выдерьинско-Ниолсовскому антиклинориям Ляпинско-Кутимского мегантиклинория и, наряду с вмещающими стратифицированными образованиями, принимают участие в строении байкальского структурного этажа. Магматические породы относятся к базальт-долеритовой формации, сформированы в геодинамической обстановке континетального рифтогенеза. В составе комплекса преобладают габбро, габбродиориты, диориты; реже отмечаются монцогаббро.

В пределах Маньхамбовского антиклинория комплекс представлен относительно крупным Сотчемьельским массивом, расположенным в южной части антиклинория, и рядом тел, представляющих ксенолиты в Маньхамбовском гранитном массиве. В пределах Выдерьинско-Ниолсовского антиклинория к парнукскому комплексу относятся несколько небольших массивов ($2 \times 0{,}5$ км) в районе р. Ельма (включая Ельминский массив) и несколько более крупных массивов ($4{,}5–7 \times 1{,}5–2{,}5$ км) в северной части аллохтона.

Сотчемьельский массив имеет форму несколько вытянутого в меридиональном направлении штока размером 10×5 км. Площадь массива около 50 км^2. Контакты с вмещающими породами мороинской свиты, как правило, не обнажены и соотношения их недостаточно ясны. Основная часть массива сложена крупно-среднезернистыми, реже – мелко-среднезернистыми неравномернозернистыми габбро серовато-зеленого, зеленовато-серого, темно-зеленого цвета. Изредка отмечаются

обособления неправильной формы, сложенные крупнозернистыми габбро. Неоднородность сложения габбро подчеркивается неравномерным распределением в них темноцветных минералов, содержание которых колеблется в пределах 45—70 %. Все структурные разновидности пород имеют между собой постепенные переходы. Краевые части массива сложены мелкозернистыми, реже — среднезернистыми равномернозернистыми габбро серого цвета.

Все указанные разновидности габбро в массиве состоят из плагиоклаза и роговой обманки, которая образует полные псевдоморфозы по пироксену либо представлена в виде келифитовых каемок вокруг реликтовых зерен пироксена. Пироксен представлен авгитом. Плагиоклаз альбитизирован, реже — соссюритизирован и хлоритизирован, иногда нацело замещен пренитом. Акцессории представлены пиритом, пирротином, магнетитом, апатитом. Магнетит и пирротин, в случае их значительного количества, образуют структуры, близкие к сидеронитовой. Габбро, относящиеся к Сотчемьельскому массиву, имеют калиево-натриевый тип щелочности (в частных анализах с вариациями от калиевого до натриевого) при низких содержаниях Na_2O и широких вариациях K_2O.

В составе массива отмечаются также оливиновые габбро-нориты, в которых содержание ортопироксена, частично превращенного в бастит, достигает 60 %, а оливина, который полностью замещен тальком — 10 %. Массив прорывается дайками гранит-порфиров сальнерско-маньхамбовского и долеритами малопатокского комплексов. По своему строению массив близок к другим массивам парнукского комплекса, Койпинскому и Челпанскому, расположенным в пределах Выдерьинско-Ниолсовского антиклинория [313].

Челпанский массив. По петрографической и петрохимической классификации в составе массива выделяются габбро, слагающие основной объем, и горнблендиты. Габбро в петрохимическом отношении принадлежат к семейству монцогаббро умереннощелочного петрохимического ряда, характеризуются калиево-натриевым типом щелочности. Средний химический состав пород, петрографически отвечающих горнблендитам, соответствует семейству пироксенитов—горнблендитов нормального петрохимического ряда, и наиболее близок к собственно горнблендитам, характеризуясь калиево-натриевым типом щелочности.

Ельминский массив. По петрохимической классификации в составе массива выделяются породы основного и среднего ряда, относящиеся к нормальному (семейства габброидов и диоритов) и умереннощелочному (семейства эссекситов, монцонитов, сиенитов) рядам. Преобладают породы основного состава умереннощелочного ряда.

Средний химический состав габброидов, слагающих массив, характеризуется калиево-натриевым типом щелочности и умеренной глиноземистостью.

Койпинский массив. Габбро этого массива характеризуется натриевым типом щелочности с широкими вариациями K_2O по частным анализам.

Ранневендский возраст комплекса базировался на геологических данных: за пределами рассматриваемой площади, на Приполярном Урале, где интрузии комплекса прорываются гранитами вендско-кембрийско-

го сальнерско-маньхамбовского комплекса и сами прорывают риолиты саблегорской свиты, возраст которых был определен классическим U-Pb методом по цирконам в 642 млн лет. В рамках работ по созданию комплекта Госгеолкарты-1000 листа P-40 нами получены U-Pb данные абсолютного возраста цирконов из габбро Ельминского массива: конкордантный возраст по пяти определениям – 568 ± 4 млн лет, что отвечает раннему венду (метод SHRIMP-II, лаборатория ЦИИ ВСЕГЕИ). Следует отметить, что ранее этот массив являлся петротипом ельминского габбро-граносиенитового комплекса, позднедевонско-раннекаменноугольный возраст которого основывался на K-Ar данных.

Кваркушский комплекс габбро-долеритовый гипабиссальный ($\nu\beta V_1 k$) получает развитие на левобережье р. Улс, в районе плато Кваркуш и горы Вогульский Камень. Петротипом его являются интрузии габбродолеритов, расположенные на левых притоках р. Улс – реках Широкая, Крестовка и Жигалан. Сведения об интрузиях, отнесенных к этому комплексу, содержатся в ряде производственных отчетов [362, 170 и др.].

Комплекс относится к базальт-долеритовой формации и принадлежит к СВК, сформированным в условиях геодинамического режима межгорных прогибов; пространственно ассоциирует с вулканитами трахибазальтовой формации, стратифицированными в составе вильвенской и першинской свит нижнего венда Кваркушско-Каменногорской СФЗ. Ареал развития интрузий комплекса на рассматриваемой территории представлен полосой меридионального направления размером 65 × 15 км. Интрузии представлены линзовидными в плане телами площадью до 2–5 км^2 и дайками протяженностью до 10 км. Интрузивные тела, ориентированные в субмеридиональном направлении, сложены габбродолеритами, долеритами. В отдельных дифференцированных интрузиях отмечаются пикродолериты и пикриты.

Габбродолериты и долериты состоят из соссюритизированного плагиоклаза и роговой обманки с реликтами авгита. Роговая обманка в свою очередь замещена в той или иной степени хлоритом, актинолитом, иногда – тремолитом. В некоторых расслоенных интрузиях, в верхних частях, отмечается микропегматит. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом; вторичные, кроме вышеперечисленных – эпидотом, лейкоксеном, альбитом, тальком. Структура пород бластоофитовая, бластогабброофитовая, в ряде случаев переходящая в гранолепидобластовую.

Пикродолериты, связанные постепенными переходами с долеритами, состоят из клинопироксена, плагиоклаза, оливина и продуктов их замещения, а также ильменита и титаномагнетита. Порода имеет порфировую структуру с офитовой основной массой.

Петрохимически долериты и пикродолериты относятся к нормальному ряду. Количество щелочей в них колеблется от 1 до 3,88 %. Породы принадлежат к известковистым, реже щелочно-известковистым разностям натриевой и калиево-натриевой серий. По соотношению щелочей и алюминия отвечают долеритам и оливиновым долеритам толеитовой серии.

Интрузии комплекса имеют активные контакты с вмещающими породами басегской серии и с образованиями вильвенской свиты, вме-

сте с ними метаморфизованы и перекрыты отложениями ордовикско-силурийского возраста. Возраст комплекса принимается ранневендским согласно Пермской серийной легенде.

ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Сальнерско-маньхамбовский комплекс гранит-лейкогранитовый плутонический (lγV–Є*sm*) был выделен М. В. Фишманом и Б. А. Голдиным под названием гранит-гранодиоритовый [42]; с 1968 г. называется сальнерско-маньхамбовским. Название получил по именам двух гранитных массивов, входящих в состав комплекса; один из них, самый крупный – Маньхамбовский, находится на территории листа, в пределах Маньхамбовского и Выдерьинско-Ниолсовского антиклинориев.

Интрузивные проявления относятся к двум фазам: первая представлена гранитами и гранодиоритами, вторая – лейкократовыми гранитами, гранит-порфирами.

В пределах территории листа P-40 к сальнерско-маньхамбовскому комплексу относятся два наиболее крупных массива – Маньхамбовский и Ильяизский, расположенные в области Главного Уральского водораздела, в истоках рек Щугор и Илыч (бассейн Печоры) и правых притоков р. Сев. Сосьва (бассейн Оби). Площади их составляют, соответственно, около 700 и 200 км^2.

Массивы сложены лейкократовыми мелко- и среднезернистыми биотитовыми и мусковитовыми гранитами серого и розовато-серого цвета. Породы состоят из плагиоклаза (альбит–олигоклаз, олигоклаз, реже – альбит) – до 50 %, микроклина – 20–30 %, кварца – 25 %, биотита, мусковита. Акцессорные минералы: апатит, ильменит, турмалин, ортит, циркон. В апикальных частях широко развиты катакластические, полосчатые и сланцеватые текстуры, граниты имеют гнейсовидный облик.

В южной части Маньхамбовского антиклинория, в ядре крупной протяженной антиклинальной структуры меридионального простирания, находятся два мелких интрузивных тела – Торрепореизский и Ыджидлягский массивы. К сальнерско-маньхамбовскому комплексу отнесены также небольшие гранитные интрузии района р. Ельма и водораздела Ельмы и Саги. Ранее [409] они относились к ельминскому габбро-граносиенитовому комплексу раннекаменноугольного или позднедевонско-раннекаменноугольного возраста. Массивы имеют небольшие размеры (0,5–1,0 км^2), пластообразную и штокообразную форму.

По химическому составу гранитоиды принадлежат к гранит-лейкогранитовой формации калиево-натриевой серии и относятся к магматическим ассоциациям гранодиорит-гранитного типа, переходного между *A*- и *I*-гранитами.

Возраст комплекса определяется Североуральской серийной легендой как вендско-кембрийский. В рамках работ по созданию комплекта Госгеолкарты-1000 листа P-40 получены U-Pb данные абсолютного возраста цирконов (метод SHRIMP-II, лаборатория ЦИИ ВСЕГЕИ) из гранитов Маньхамбовского, Ильяизского массивов и небольших тел, прорывающих Ельминский габброидный массив, относимый к парнукскому комплексу. Конкордантный возраст цирконов из двух разных участков

Маньхамбовского массива составляет 522 ± 6 и 513 ± 5,6 млн лет, Ильяизского – 510,1 ± 5,8 млн лет, что отвечает кембрию. По данным абсолютного датирования цирконов из гранитов, прорывающих габброиды Ельминского массива, выявлены цирконы с возрастами, отвечающими: раннему протерозою (обломочные ядра?), раннему венду (очевидно, цирконы захвачены из габбро парнукского комплекса), раннему кембрию. Таким образом, полученные нами данные не противоречат принятому в серийной легенде возрасту комплекса.

Велсовский комплекс гранит-лейкогранитовый ($l\gamma V-Є\nu$). Изучением гранитоидов велсовского комплекса занимались в основном при проведении геологосъемочных работ масштаба 1 : 50 000 [345, 363].

Интрузии, относимые к этому комплексу, находятся на западном склоне Северного Урала в пределах Ляпинско-Кутимского мегантиклинория; их положение контролируется Мойвинско-Кутимским глубинным разломом.

В состав велсовского комплекса включены граниты Велсовского, Мойвинского, Шудьинского массивов и ряд более мелких тел. К этому же комплексу отнесены риолиты и гранит-порфиры плато Кваркуш Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория.

Велсовский массив, площадью около 20 км^2, расположен в среднем течении р. Велс (левый приток р. Вишера). Основная часть массива сложена розоватыми крупно- и среднекристаллическими гранитами, западная часть – более темноокрашенными средне-мелкокристаллическими породами. В породах наблюдаются участки с гипидиоморфнозернистой, бластопорфировой, цементной, катакластической структурой. Валовой количественно-минералогический состав (об. %): калиевый полевой шпат – 30–57, кварц – 20–48 (обычно 25–30), биотит – 1–10, мусковит (серицит) – 2–13, эпидот – 8. Кроме того, в гранитах, по данным И. И. Чайковского (1995), содержатся следующие минералы (max в г/т): сфен – 2,14, магнетит – 1,89, ильменит – 1,50, хлорит – 1,09, пирит – 0,29, циркон – 0,24, апатит – 0,15, гранат – 0,1.

Средний химический состав гнейсовидных гранитов Велсовской интрузии (мас. %): SiO_2 – 72,36; TiO_2 – 0,33; Al_2O_3 – 13,27; Fe_2O_3 – 1,18; FeO – 1,39; MnO – 0,02; MgO – 0,66; CaO – 1,77; Na_2O – 2,84; K_2O – 4,26; P_2O_5 – 0,07; п.п.п. – 1,66. По соотношению щелочей граниты относятся к калиево-натриевой серии ($Na_2O/K_2O = 0,66$), а по содержанию основных оксидов соответствуют средним гранитам. Для них характерны повышенные содержания Ni, Cr, Ti, Y, Mo и пониженные Co, V, Pb, Zn, Cu, Mn, Ba, Sr, Zr, Ga, Be.

Шудьинская интрузия представляет собой меридионально вытянутое дайковидное или субпластовое тело размером 3500 × 100 м, сложенное зеленовато-серыми и розоватыми неравномернозернистыми породами, состоящими из калинатрового полевого шпата (микроклин-пертит) – 43 %, деанортизированного плагиоклаза (альбит–олигоклаз) – 7 %, кварца – 40 %, мусковита – 5 % и зеленовато-бурого биотита. В породе присутствует эгирин-авгит – 1 %. Набор акцессорных минералов такой же, что в Велсовском массиве. Кроме того, изредка и в незначительном количестве фиксируются флюорит, молибденит, барит, кальцит.

По химическому составу гранитоиды Шудьинской интрузии относятся к калиево-натриевой серии и соответствуют лейкограниту, обога-

щенному кремнеземом и щелочами, но бедному известью. Рудогенными для них являются: Zr, Be, Bi, W, Sn, Nb.

По петрохимическому составу граниты Велсовского массива занимают промежуточное положение между I- и A-группами, а породы Шудьинской интрузии – определенно относятся к A-группе (по классификации Б. Чаппела, 1987).

Мойвинский массив находится на западном склоне Северного Урала, в бассейне левого притока верхнего течения р. Вишера – р. Мойва. Интрузия состоит из двух линзовидных в плане тел – Северного и Южного общей площадью 5,6 км^2, сложенных биотит-амфиболовыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами.

Петрографически гранитоиды представлены породами порфировой структуры. Среди вкрапленников преобладают плагиоклаз и кварц, реже встречаются реликты альбитизированного калишпата. Основная масса характеризуется микрографической структурой и состоит из зерен кварца и реликтов альбитизированного калишпата. В разностях, слагающих центральную часть интрузий, структура основной массы приближается к микрогранитовой и образована более крупными зернами шахматного альбита по микроклину, деанортизированного плагиоклаза, кварца и биотита.

По петрохимическому составу гранитоиды Мойвинской интрузии характеризуются калиево-натриевым типом щелочности, в основном они относится к известково-щелочным, некоторые – к субщелочным разностям. Коэффициент глиноземистости в породах мойвинского комплекса колеблется от 1,46 в гранодиорите до 8,64 в аплите Мойвинского массива. Среди особенностей химического состава следует отметить низкую щелочность гранодиоритов – 5,81 % и части гранитов («низкощелочные граниты») – 4,9 %, высокую магнезиальность и известковистость «низкощелочных гранитов», составляющую 1,83 % MgO и 3,25 % CaO. От огнейсованных гранитов велсовского комплекса мойвинские граниты отличаются присутствием группы низкощелочных гранитов с более высокими содержаниями (%) TiO_2 (0,64), Fe_2O_3 + FeO (4,65), MgO (1,83), CaO (3,25), P_2O_5 (0,18).

Анализ распределения малых элементов в гранитоидах Мойвинского массива (по данным И. И. Чайковского) показывает, что при весьма обширном спектре элементов с повышенными содержаниями на рудогенный уровень выходят лишь: в гранитах – Ba и Tl, в лейкогранитах – Nb, U, Tl; в аплитах и пегматитах – Be, Bi, Nb. По отношению к кларку в гранитоидах (по А. П. Виноградову) породы Мойвинского массива обогащены Ni, Cr, Cu, Mo, Mn, V, Sc, Be, Hg и Bi; гранодиориты и граниты – также Ba, Th, TR (Eu, Nd, Ce, La), лейкограниты – Nd, Ta, U, Rb, Sn, Tm, W, Yb, Y, Cs, Pb.

Гранитоиды Мойвинского массива, по-видимому, являются продуктом глубинного корового анатексиса. Граниты и биотитовые лейкограниты Мойвинской интрузии обнаруживают сходство с гранитами S- и I- типов, а двуслюдяные лейкограниты – с лейкогранитами I- и A-типов.

Велсовский комплекс сопоставляется со сходным по петрографическому и петрохимическому составу сальнерско-маньхамбовским комплексом северной части Ляпинско-Кутимского мегантиклинория.

Интрузии велсовского комплекса имеют активные интрузивные контакты с осадочными породами среднего и верхнего рифея (мойвинская и муравьинская свиты), а также с силлами и линзовидными телами габбро-долеритов ишеримского комплекса позднерифейского возраста. В западном контакте Шудьинской интрузии развита полоса офикальцитов, тремолит-кальцитовых брекчий и роговиков. Сопровождается зонами роговиков и скарнов и Велсовская интрузия, в эндоконтактах которой отмечаются в разной степени ассимилированные ксенолиты вмещающих пород. Таким образом, по соотношению с вмещающими породами возраст гранитоидов велсовского комплекса может быть определен не древнее позднего рифея.

Имевшиеся до недавнего времени определения абсолютного возраста характеризовались большим разбросом значений – от 650 ± 70 до 286 млн лет. В Мойвинском массиве α-Pb методом по цирконам определен возраст (млн лет): гранодиоритов – 640 ± 70, низкощелочных гранитов – 650 ± 70, биотитовых гранитов – 480 ± 5, биотитовых гранитов (K-Ar методом) – 500 ± 15; для аплитовидных лейкогранитов Велсовского массива получена цифра 347 ± 9 [169, 213, 345]. Приведенные датировки охватывают диапазон геологической истории от позднего рифея до перми включительно. В 2005 г. в Изотопном центре ВСЕГЕИ получены датировки по цирконам из гранитоидов Вишерско-Кутимского антиклинория и северной части Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория, указывающие на их кембрийский возраст (материалы И. И. Чайковского).

ПОЗДНЕВЕНДСКО-РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Красновишерский комплекс пикрит-эссекситовый гипабиссальный ($\varepsilon\beta V_2$–$Є_1k$) развит на западном склоне Северного Урала, на Полюдовом Кряже, где представлен мелкими дайками и штоками эссекситов, пикритов, пикродолеритов, относящихся к пикрит-эссекситовой формации. Интрузии этого комплекса отмечаются в районе пос.Ныроб (Ныробская дайка), в районе г. Красновишерск, в верховьях р. Бол. Колчим (Буркочимское, Восточно-Колчимское, Западно-Колчимское интрузивные тела). Формирование комплекса происходило, вероятно, в условиях континентально-рифтового геодинамического режима.

Породы состоят в основном из соссюритизированного плагиоклаза, вторичного альбита, хлоритизированного пироксена, пелитизированных ортоклаза и микроклина, реликтов оливина, замещенного серпентином и карбонатом, хлоритизированного биотита, лейкоксенизированного титаномагнетита. Структура породы реликтовая офитовая, порфировая.

Петрохимически породы относятся к умереннощелочному ряду калиевой, реже – калиево-натриевой серии. По данным спектральных анализов породы комплекса характеризуются повышенными концентрациями Li, Rb, Nb, Zr, Zn, Cs, Ti, P, Ga.

Абсолютный возраст эссекситов Ныробской дайки, по данным K-Ar метода, составляет 668 ± 16 млн лет, а интрузий Колчимской антиклинали – 480, 468 ± 14 и 438 млн лет. Следует отметить, что во всех случаях

интрузии комплекса прорывают отложения позднего венда, имея с ними активные контакты. Поздневендско-раннекембрийский возраст комплекса принят согласно Пермской серийной легенде.

РАННЕКЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Сивьягинский комплекс пикритовый гипабиссальный ($\omega Є_1 s$) выделен Б. А. Голдиным и М. В. Фишманом на Приполярном Урале [43]. В пределах листа P-40 интрузии отмечаются в приосевой зоне Урала, где представлены мелкими дайкообразными телами мощностью от первых метров до десятков метров и протяженностью от первых десятков метров до первых сотен метров, а также небольшими штоками пикритов.

Сивьягинский комплекс относится к долерит-пикритовой континентально-рифтовой формации. Основная масса тел пикритов, относимых к сивьягинскому комплексу, выявлена в Выдерьинско-Ниолсовском аллохтоне. Петрохимическая характеристика пород комплекса приведена с использованием данных по этому району.

По петрохимической классификации породы комплекса относятся к семейству пикритов и принадлежат к нормальному петрохимическому ряду с соотношением CaO/Al_2O_3 меньше 1 (в среднем $CaO/Al_2O_3 = 0,7$), содержанием TiO_2 не более 1 мас. % для большинства частных составов и практически постоянным преобладанием Na_2O над K_2O (в среднем $Na_2O/K_2O = 2,0$). Средний состав пикритов (вес. %): SiO_2 – 40,39; TiO_2 – 0,81; Al_2O_3 – 6,57; Fe_2O_3 – 5,89; FeO – 8,79; MnO – 0,31; MgO – 23,61; CaO – 4,71; Na_2O – 0,19; K_2O – 0,09; P_2O_5 – 0,15; ппп – 8,17 [216].

Возраст комплекса принимается в соответствии с Североуральской серийной легендой.

КЕМБРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Малопатокский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный ($\nu\beta Є mp$). Назван по р. Малый Паток западного склона Приполярного Урала, в бассейне которой получил наиболее широкое развитие [42].

В пределах рассматриваемой площади комплекс представлен небольшими дайками долеритов и габбродолеритов, мелкозернистых плотных пород дымчатого цвета. Устанавливается их бластопорфировая и бластогломеропорфировая структура с микроофитовой или микрогранобластовой основной тканью. Вкрапленники представлены эпидотизированным плагиоклазом и пироксеном (титан-авгитом) в равных соотношениях, причем последний часто полностью замещается амфиболом, хлоритом, а также сфеном и ильменитом. Основная часть породы состоит из агрегатов сильно соссюритизированных лейст плагиоклаза, вторичной роговой обманки и скоплений хлорит-эпидот-цоизитового состава. Из акцессорных минералов присутствуют апатит, сфен, ильменит, биотит.

Возраст комплекса как кембрийский определяется на том основании, что дайки прорывают граниты сальнерско-маньхамбовского комплекса, возраст которого определен уран-свинцовым изохронным методом по цирконам как вендско-кембрийский. С более молодыми образованиями соотношений комплекса не наблюдается.

Чурольский комплекс долеритовый гипабиссальный ($\beta\epsilon\check{c}$) выделен Ю. Д. Смирновым (1961); петротипом являются дайки метаморфизованных долеритов, развитые на р. Чурол (бассейн р. Велс). Породы чурольского комплекса распространены на западном склоне Северного Урала, в бассейнах Вишеры и Улса. Положение интрузивных тел комплекса контролируется разломами меридионального и северо-западного простирания.

Комплекс представлен дайками амфиболизированных долеритов и габбродолеритов протяженностью до первых километров, при мощности до 100 м. Долериты представляют собой плотные мелко- и среднезернистые породы зеленого и зеленовато-серого цвета, утратившие свой первичный минеральный состав. Они сложены в основном соссюритизированным плагиоклазом, вторичным амфиболом, хлоритом; в меньшем количестве присутствуют кварц, альбит, карбонат, сфен, лейкоксен, апатит и рудные минералы: титаномагнетит, пирротин, петландит, халькопирит и пирит. Количество сульфидов местами достигает 25–30 % (Чурольская дайка).

По петрохимической классификации породы относятся к нормальному ряду, натриевой, реже – калиево-натриевой серии; по среднему составу соответствуют базальту или долериту, а меланократовые долериты – оливиновому долериту, отличаясь от него пониженными титанистостью и щелочностью.

С чурольским комплексом связана медно-никелевая минерализация, обнаруженная в некоторых интрузивных телах на горе Ишерим и р. Чурол (бассейн среднего течения р. Велс) и представленная неравномерной вкрапленностью сульфидов. По химическому составу рудовмещающие породы относятся к долериту, но отличаются несколько пониженным содержанием MgO.

Дайки чурольского комплекса прорывают силлы метадолеритов ишеримского комплекса. Кембрийский возраст чурольского комплекса принимается согласно Пермской серийной легенде.

РАННЕ-СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИИ

Малиновский комплекс монцонит-сиенитовый гипабиссальный ($\mu O_{1-2}m$) слагает линзовидные штоки и дайки среди пород хомасьинской и саранхапнерской свит раннего–среднего ордовика. Наибольшим распространением эти образования пользуются в районе от верховьев р. Анчуг на севере до верховьев р. Шегультан на юге, где образуют цепочку тел, окруженных почти нерперывной полосой метасоматитов. Комплекс был выделен А. Е. Степановым (1992) при заверке аэрогаммаспектрометрических аномалий U, Th и K в районе р. Малиновка (верховья р. Ивдель). А. Е. Степанов выделял в составе комплекса две фазы: первую, трахибазальтовую, включающую единичные дайки метаморфизованных субщелочных плагиофировых базальтов и габбродолеритов, и вторую, наиболее распространенную, в состав которой входят риолиты, трахириолиты, трахиты, комендиты, пантеллериты, граниты. В. В. Шалагинов [438] в правом борту долины р. Крив Вагранский, в поле распространения пород хомасьинской свиты закартировал шток среднезернистых порфировидных монцонитов и мон-

цодиоритов, также отнесенный нами к малиновскому комплексу. К этому же комплексу нами отнесен шток гранитов среди пород саранхапнерской свиты в северной части листа, на водоразделе рек Туяхулынья и Волья.

Трахиты и трахириолиты (τ) являются наиболее распространенными породами в составе малиновского комплекса. Они слагают серию линзовидных тел и даек протяженностью до 3 км. Это светлые однородные, полосчатые, иногда брекчиевидные порфировые, часто – миндалекаменные породы с тонкозернистой гранобластовой, микроаллотриоморфнозернистой, трахитовой, сферолитовой, криптокристаллической, микропойкилитовой основной массой. Вкрапленники представлены микроклином, микроклин-пертитом, альбитом, основная масса – альбитом, кварцем, микроклином, мусковитом, хлоритом [137 и др.]; иногда присутствуют стильпномелан, флогопит, щелочные амфиболы (глаукофан, рибекит). По содержанию щелочей породы варьируют от нормально-щелочных риолитов до субщелочных и щелочных (коменди-

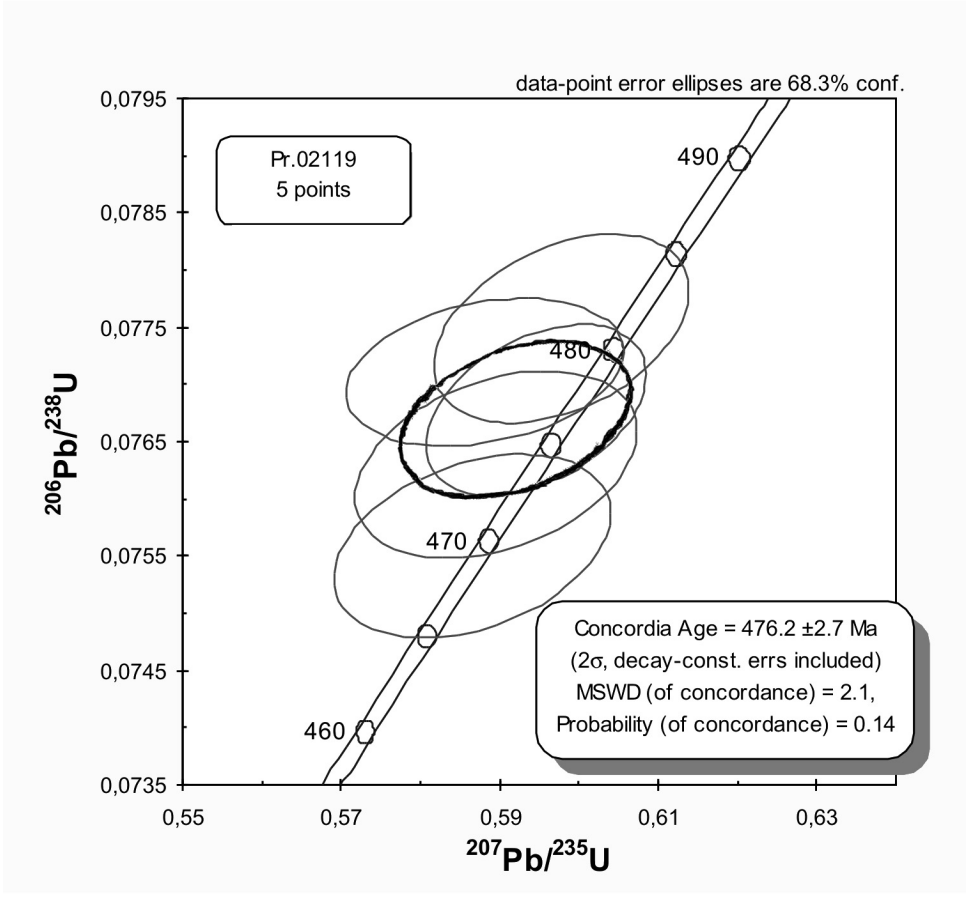


Рис. 15. U-Pb изохрона по пяти зернам циркона из комендита малиновского комплекса, полученная методом SHRIMP.

ты, пантеллериты, трахиты); по соотношению выделяются натриевые, калиево-натриевые и калиевые разности. Акцессорные минералы представлены цирконом, ортитом, монацитом, перовскитом (дизаналитом), ксенотимом, сфеном, хромшпинелидами, ильменитом, рутилом, апатитом, гранатом, кианитом, ставролитом, корундом, турмалином, флюоритом, и другими минералами. Породы нередко подвергнуты серицит-кварцевому метасоматозу с образованием карбонат-полевошпат-серицит-кварцевых, серицит-кварцевых и серицитовых метасоматитов, включающих сульфидно-кварцевые и сульфидно-карбонат-кварцевые штокверки, в которых вместе с сульфидами присутствует тонкое золото.

Монцониты и монцодиориты (μ) слагают небольшой шток в южной части площади (правый борт долины р. Крив Вагранский). Это среднезернистые порфировидные и равномернозернистые породы, состоящие (%) из идиоморфного зонального альбит-олигоклазового плагиоклаза (40–45), микроклина (25–30), зеленой роговой обманки (20) и флогопита (10–15). Акцессорные минералы – апатит, сфен, магнетит. Отмечается развитие в породах стильпномелана и обрастание первичной роговой обманки каймами глаукофан-кросситового амфибола [438].

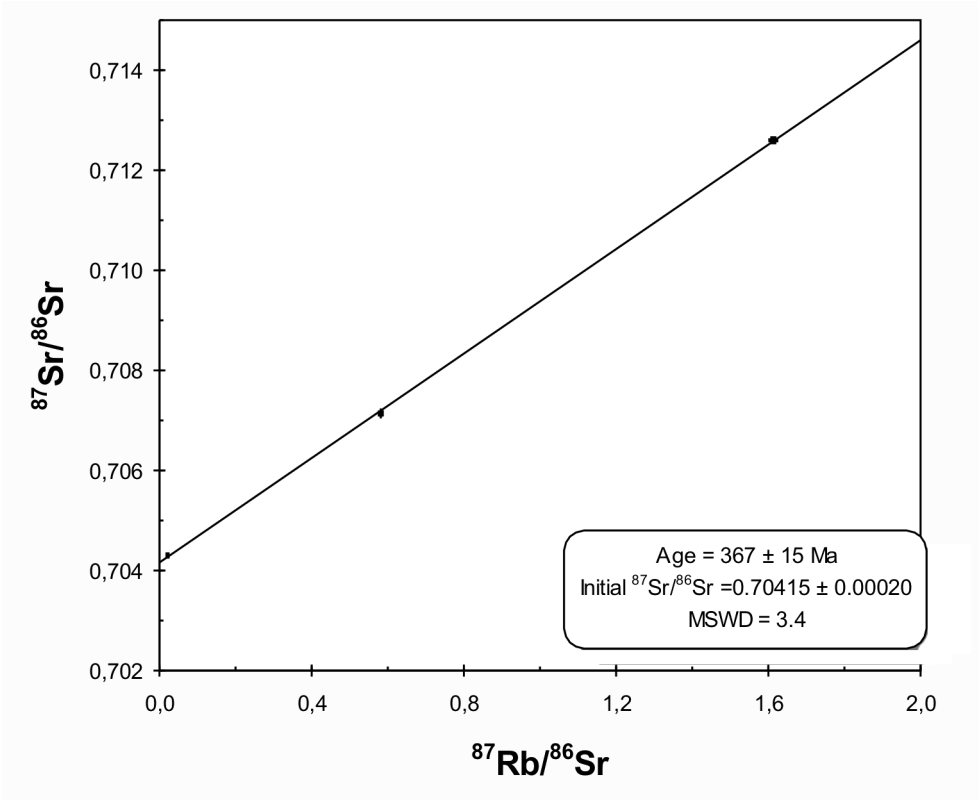


Рис. 16. Pb-Sr изохрона по фракциям полевых шпатов, амфибола и биотита, акцессорных минералов (сфена и апатита) и породе в целом из монцодиорита малиновского комплекса.

Граниты (γ) слагают отдельные дайки в ассоциации с трахириолитами в долине р. Ивдель, а также небольшой шток в поле распространения хомасьинской свиты на севере листа P-40. Это мелкозернистые порфировидные и равномернозернистые породы, состоящие из альбита, микроклина, кварца и флогопита в различных соотношениях.

Серицит-карбонатные метасоматиты (Sca) слагают два полосовидных ореола, вытянутых вдоль Салатимского разлома. Северный ореол пространственно ассоциирует с штоком гранитов и протягивается на 25 км, южный – с телами трахириолитов и трахитов имеет длину около 55 км. Полнопроявленные метасоматиты состоят из анкерита, мусковита, иногда присутствует хлорит, альбит, кварц. С серицит-карбонатными метасоматитами южного ореола часто пространственно сопряжены зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной магнетитизации, мощность которых не превышает нескольких метров. Северный ореол слагается карбонатными (кальцитовыми, доломит-кальцитовыми), альбит-карбонатными метасоматитами с мусковитом и кварцем. Полнопроявленные метасоматиты образуют серию линзовидных меридионально вытянутых тел мощностью до 150 м и протяженностью до 1500 м. В протолочках присутствуют биотит, эгирин, эпидот, хлорит, циркон, гранат, апатит, пирохлор, колумбит, танталит, ильменорутил, редкоземельный карбонат (бастнезит), сфалерит, галенит, гентгельвин. Породы содержат высокие концентрации Be, Ta, Nb, REE, связанные с тонкозернистой минерализацией фенакита, эвклаза, гентгельвина, ильменорутила, фергусонита, колумбита (манганколумбита), пирохлора.

Возраст пород малиновского комплекса определялся различными методами. K-Ar определения по калиевому комендиту и кварц-серицитовому метасоматиту по комендиту из района р. Ивдель (материалы А. Е. Степанова) дали цифры 231 ± 0 и 338 ± 14 млн лет. Из образца комендита, имеющего K-Ar возраст 231 млн лет, выделены эвгедральные идиоморфные цирконы магматического облика, по пяти зернам которых методом SHRIMP в лаборатории ВСЕГЕИ были получен U-Pb возраст 476,2 ± ± 2,7 млн лет (рис. 15).

В пробе из монцонитов, слагающих шток в долине р. Крив Вагранский, получена Rb-Sr изохрона (рис. 16) по фракциям полевых шпатов, амфибола и биотита, акцессорных минералов (сфена и апатита) и породе в целом, имеющая возраст 367 ± 15 млн лет при $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}70415 \pm$ ± 0,00020 (материалы Григорьевской ГСП, аналитик Ю. Л. Ронкин, ИГГ УрО РАН). Последняя датировка практически совпадает с возрастом эпохи глаукофан-сланцевого метаморфизма в зоне Главного Уральского разлома, установленным Sm-Nd изохронным методом (370 ± 35 млн лет), и может быть синметаморфической.

СРЕДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИИ

Кисуньинский комплекс субщелочных долеритов гипабиссальный ($\tau\beta O_2 k$) выделен Г. Ф. Проскуриным (1976); долериты комплекса картируются в южной части Малопечорского аллохтона, в бассейне р. Кисунья (левый приток р. Унья), где и находится его петротип.

Комплекс представлен небольшими согласными пластовыми телами, сложенными габбродолеритами и долеритами, в том числе порфировидными. Пластовые тела развиты в слоистых толщах грубеинской свиты нижнего ордовика, нередко – на границах различных по составу пачек пород. Мощность тел – первые метры, редко достигает первых десятков метров.

В пределах одного тела, от центральной части к контактам, наблюдаются постепенные переходы от среднезернистых габбродолеритов к долеритам и порфировидным долеритам. Первичные породообразующие минералы (лабрадор, авгит) в значительной степени изменены: плагиоклаз соссюритизирован, пироксен замещен роговой обманкой и хлоритизирован; присутствующий в незначительном количестве калиевый полевой шпат пелитизирован. Присутствие агрегатов иддингсита и боулингита в виде выделений овальной формы указывает на присутствие в первичном составе пород оливина. Акцессорные минералы представлены магнетитом, ильменитом, пиритом, сфеном, гранатом, анатазом, брукитом и рутилом.

По химическому составу породы приближаются к щелочным разностям габброидов, о чем свидетельствует наличие нефелина в их нормативном составе. В этом отношении они существенно отличаются от остальных базитовых ассоциаций района, в частности от илычского долеритового комплекса.

Возраст комплекса принят среднеордовикским на том основании, что относимые к нему интрузии в породах моложе раннего ордовика (грубеинская свита) не отмечаются. В то же время, K-Ar методом абсолютный возраст пород комплекса оценивается в 420 млн лет, что отвечает позднему силуру.

Салатимский дунит-гарцбургитовый комплекс ($\Sigma O_2 s$). Нерасчлененные ультраосновные породы (серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, пироксениты) в верховьях р. Вижай слагают одноименный массив, имеющий протяженность около 40 км при видимой ширине на современной поверхности 0,3–2 км, а также цепочку линзовидных и пластинообразных тел в войкаро-кемпирсайском меланжевом комплексе. Комплекс был выделен И. Д. Соболевым [167] по горе Большой Салатим на Северном Урале, где и находятся петротипические разрезы. По геологическим данным, рисунку отражающих площадок на сейсмических разрезах и результатам количественной интерпретации графиков гравитационного и магнитного полей установлено субвертикальное и крутое восточное падение пластин и линз ультраосновных пород, с глубиной выполаживающееся до 45–50° [137, 388].

В состав комплекса входят гарцбургиты, дуниты, дунит-гарцбургиты, а также образованные по ним серпентиниты, тальк-хлоритовые, карбонат-бруситовые метасоматиты и родингиты [388]; отмечаются шлиры хромитов. Породы дунит-гарцбургитового ряда образуют шлирово-такситовый комплекс, содержания оливина (50–100 %, Fa 8,3 %) и ортопироксена (10–50 %, Fs 11 %) в котором варьируют в широких пределах, образуя всю гамму пород, переходных от дунитов к гарцбургитам. Границы между породами этого ряда нечеткие, постепенные. Структуры пород преимущественно крупнокристаллические, редко отмечаются пег-

матоидные дуниты. Среди серпетинизированных дунит-гарцбургитов отмечаются единичные тела диопсидовых клинопироксенитов и редкие жилы вебстеритов. В состав пород дунит-гарцбургитового ряда, кроме оливина и ортопироксена, входят следующие минералы (содержание не превышает нескольких процентов): диопсид, образующий ламелли в кристаллах ортопироксена и реже – отдельные мелкие таблитчатые зерна; красно-бурый глиноземистый хромшпинелид, замещаемый магнетитом; бурый волокнистый амфибол (куммингтонит?), замещающий ортопироксен.

Серпентиновые минералы представлены лизардитом, антигоритом и хризотилом; обычно вместе с ними встречаются магнетит, брусит, редко – хлорит, тальк, карбонат, амфибол. Антигоритовые серпентиниты распространены преимущественно в краевых частях тел, лизардитовые – в центральных. Хризотиловые серпентиниты, содержащие проявления хризотил-асбеста, приурочены к зонам дробления в краевых частях тел. В зонах родингитизации по ультрабазитам развиваются: хлорит, гранат, диопсид, везувиан, реже – кальцит, брусит, апатит и сфен [388]. Среди серпентинитов часто встречаются линзообразные будины углеродистых сланцев, метаморфизованных габбро, родингитов, будинированные дайки габбродолеритов, долеритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов. Родингиты развиваются по всем типам горных пород, слагающих тектонические включения в ультрабазитах. Выделяются пренит-диопсидовые, гранат-диопсидовые, везувиан-диопсидовые, везувиан-гранат-хлоритовые родингиты. Акцессорные минералы в родингитах представлены ильменитом, хромитом, пиритом, муассанитом, медью, халькопиритом, апатитом, рутилом, цирконом. Хромиты салатимского комплекса образуют мелкие разрозненные шлирообразные тела и представлены железистыми алюмохромитами (Cr – 25–28,9 %, Fe – 11,6–12,3 %).Составы ультрамафитов являются типичными для альпинотипной дунит-гарцбургитвой формации. График распределения РЗЭ (рис. 17) имеет характерную V-образную форму с отрицательной аномалией содержания Eu; содержания всех РЗЭ ниже хондритового уровня. Такие геохимические параметры не противоречат взглядам на реститовое происхождение ультрамафитов.

Возраст комплекса принимается среднеордовикским исходя из представлений об эволюции Уральского подвижного пояса [109, 439]. Верхний предел возраста может быть установлен на основании прорывания серпентинизированных ультрабазитов дайками долеритов, комагматичных фаунистически охарактеризованным вулканитам пальникшорской свиты верхнего ордовика и нижней части шемурской свиты верхнего ордовика–нижнего силура [137 и др.].

Мариинский комплекс метадолеритовый (β^1O_2mr) выделен В. В. Шалагиновым (1998) на Среднем Урале. В состав комплекса входят метаморфизованные долериты (комплекс параллельных даек со скринами габбро) и метагаббро. Эти образования широко распространены в западном обрамлении габброидных массивов Платиноносного пояса и слагают значительную часть промежутков между ними.

Метагаббро (ν') слагают небольшие остаточные массивы в комплексе параллельных долеритовых даек и тектонический блок в юго-за-

падной части Хорасюрского массива [192]. Наиболее широко распространены мезократовые массивные и полосчатые офитовые и гранобластовые габбро, состоящие из клинопироксена, замещаемого актинолитом (40–60 %); плагиоклаза андезин-лабрадорового состава (35–55 %), титаномагнетита (3–5 %), иногда – серпентинизированного оливина. Среди ультрабазитов салатимского комплекса присутствуют будины габброидов, содержащих первичную бурую роговую обманку. Мезократовые габброиды содержат шлиры актинолитизированных клинопироксенитов, серпентинизированных верлитов, часто окруженные оторочками амфибол-плагиоклазовых габбро-пегматитов.

Вблизи массивов Платиноносного пояса габброиды приобретают гранобластовые структуры и часто – гнейсовидные текстуры, превращаясь в высокотемпературные бластомилониты. По особенностям химического состава породы близки к габброидам офиолитовых альпинотипных ассоциаций [137, 192]. График распределения РЗЭ в этих породах имеет плоский, хондритовый, характер при уровнях содержания всех РЗЭ ниже характерных для океанических базальтов (рис. 3). Содержания титана и циркония в этих породах также аномально низки, что может свидетельствовать о принадлежности их к надсубдукционному типу офиолитов [142].

Среднеордовикский возраст пород мариинского комплекса принят в соответствии с легендой Среднеуральской серии [439].

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИИ

Вишерский комплекс клинопироксенит-дунит-перидотитовый плутонический ($\upsilon\sigma O_{2-3}v$). Выделен и описан Ю. Д. Смирновым и Л. И. Лукьяновой (1977).

Интрузии комплекса развиты на западном склоне Северного Урала в бассейне р. Вишера, в районе ее левых притоков – рек Мойва, Велс, Улс; в структурном плане приурочены к Вишерско-Кутимскому антиклинорию и контролируются зонами глубинных разломов. Интрузии комплекса сложены в основном аподунитовыми, апоперидотитовыми серпентинитами и клинопироксенитами. Петротипический Мойвинский массив является наиболее крупным и изученным массивом комплекса. Он расположен в среднем течении Мойвы, близ устья Ольховки, и представляет собой субпластовое тело, площадь выходов которого на дневную поверхность составляет около 18 км^2. Массив является расслоенным и состоит из пластообразных залежей (мощностью от нескольких метров до первых сотен метров), сложенных метаморфизованными дунитами, гарцбургитами и клинопироксенитами с подчиненным количеством пластов верлитов и лерцолитов. В перидотитах наблюдаются пойкилитовые структуры с включениями оливина в пироксене. Породы содержат небольшое количество хромшпинелидов (до 5 %), относящихся к ферриалюмохромитам и алюмохромитам. Пироксены представлены диопсидом, диопсид-геденбергитом и бронзитом, оливин характеризуется высоким содержанием фаялитовой составляющей. Из акцессорных минералов в породах установлены: рутил, циркон, альмандин,

андрадит, турмалин, сфен, анатаз; присутствуют также галенит, сфалерит, пирит, гематит, лимонит, магнетит. Породы большей частью нацело серпентинизированы; помимо серпентина (антигорит и хризотил) из вторичных минералов присутствует тремолит, хлорит, карбонат, эпидот, бурая роговая обманка. В дунитах обычно присутствует 2–10 % ортопироксена и 3–5 % клинопироксена, а также линзы родингита.

Вдоль разломов, ограничивающих Мойвинскую интрузию с запада и востока, по ультрабазитам развиваются жильные тела хлорит-гранат-пироксен-везувиановых и перовскит-хлоритовых метасоматитов, расположенные среди тальк-доломитовых, магнетит-тальк-тремолит-хлоритовых, хлорит-доломит-тремолитовых серпентинитов.

Петрохимически породы Мойвинской интрузии отвечают семействам дунитов, перидотитов и основных ультрамафитов (оливиновые клинопироксениты, клинопироксениты). Средний состав пород семейств дунитов и перидотитов (мас. %): SiO_2 – 39,63; TiO_2 – 0,13; Al_2O_3 – 1,70; Fe_2O_3 – 6,03; FeO – 2,63; MnO – 0,03; MgO – 36,87; CaO – 0,98; Na_2O – 0,14; K_2O – 0,15; P_2O_5 – 0,22; ппп – 11,67. Средний состав пород семейства основных ультрамафитов (мас. %): SiO_2 – 47,67; TiO_2 – 0,13; Al_2O_3 – 3,27; Fe_2O_3 – 2,98; FeO – 2,99; MnO – 0,12; MgO – 22,06; CaO – 16,26; Na_2O – 0,15; K_2O – 0,24; P_2O_5 – 0,04; ппп – 3,92. Содержание Cr_2O_3 в перидотитах достигает 0,87 %, в пироксенитах – 0,63–0,68 %; Ni – соответственно 0,13–0,18 % и 0,04–0,06 %; V_2O_5 – 0,01–0,04 % и 0,04–0,05 %, Co – 0,11–0,12 %, Cu – 0,01–0,11 %. Кроме того, в ультрамафитах вишерского комплекса постоянно присутствуют Sc, Ga, Zn, Mo в количествах, превышающих кларковые значения [166].

Контакты Мойвинской интрузии гипербазитов большей частью тектонические, но с метасоматическими изменениями вмещающих известняков, в которых развиваются альбит, серпентин-кальцитовые, тальк-кальцит-доломитовые прожилки, реже – пироксен, флогопит. Ширина зоны метасоматически измененных пород достигает 25 м.

Продукты разрушения пироксенитов вишерского комплекса содержатся в отложениях такатинской свиты (эмсский ярус, нижний девон); с ультрамафитами Мойвинской интрузии имеют активные контакты дайки габбродолеритов раннедевонско-лыпьинского комплекса; с гранитоидами Мойвинской интрузии (велсовский комплекс), датированными кембрием, контакты тектонические.

Возраст интрузий вишерского комплекса принят в соответствии с Пермской серийной легендой.

Саклаимсорский комплекс гранитовый ($\gamma O_{2-3}sk$). Выделен И. И. Чайковским (1995). Интрузии картируются в Вишерско-Кутимском (Посьмакский и Расьинский массивы) и в Выдерьинско-Ниолсовском (Саклаимсорские интрузии, Щеголихинский, Котлинский массивы и целый ряд мелких интрузий) антиклинориях Ляпинско-Кутимского мегантиклинория.

Относительно хорошо изученная Посьмакская интрузия представляет собой субпластовое тело, осложненное меридиональными разломами с зонами милонитизации. Петрографически гранитоиды представлены породами порфировой структуры; среди вкрапленников преобладают плагиоклаз и кварц, реже встречаются реликты альбитизированного

калишпата. Основная масса характеризуется микрографической структурой и состоит из зерен кварца и реликтов альбитизированного калишпата. В разностях, слагающих центральную часть интрузий, структура основной массы приближается к микрогранитовой и образована более крупными зернами шахматного альбита по микроклину, деанортизированного плагиоклаза, кварца и биотита.

Петрохимически гранитоиды Посьмакской интрузии характеризуются натриевым типом щелочности, большая их часть относится к известково-щелочным, некоторые – к субщелочным разностям. Гранит-порфиры и лейкогранит-порфиры Посьмакской интрузии содержат доминирующие признаки гранитов А-типа.

Интрузии саклаимсорского комплекса в пределах Вишерско-Кутимского антиклинория имеют активные интрузивные или тектонические контакты с вулканогенно-осадочными породами позднерифейского возраста.

В рамках работ по созданию комплекта Госгеолкарты-1000 листа P-40 были получены U-Pb датировки по цирконам (метод SHRIMP-II, лаборатория ЦИИ ВСЕГЕИ) из гранитов Щеголихинского массива, колеблющиеся у различных зерен в пределах от раннего ордовика до раннего силура, при подавляющем числе цифр, отвечающих среднему ордовику (конкордантный возраст по девяти замерам в девяти зернах – 463,7 ± 8,8 млн лет). Учитывая то, что к саклаимсорскому комплексу отнесены интрузии, которые ранее входили в состав упраздненного мойвинского комплекса, возраст которого принимался как средний–поздний ордовик (серийная легенда Пермской серии Госгеолкарты-200), возраст комплекса принимается средне-позднеордовикским.

Мариинский комплекс метадолеритовый и пальникшорские субвулканические образования нерасчлененные (β^1O_2mr–O_3pn) – метаморфизованные долериты (комплекс параллельных долеритовых даек со скринами габбро) имеют широкое распространение, слагая раму габброидных массивов Платиноносного пояса и основание вулкано-тектонических депрессий, выполненных силурийскими вулканитами [137, 161]. Комплекс долеритовых даек состоит из метаморфизованных долеритов и габбро-долеритов со скринами габброидов. Менее распространены дайки риолитов, плагиогранит-порфиров, гранодиоритов, но местами, возле границ с вулкано-тектоническими депрессиями, они составляют до 30–50 % разреза. Долеритовый разрез прорывается и метаморфизуется плутонами габброидов Платиноносного пояса, штоками кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов позднеордовикско-силурийского возраста, включает зоны инъекционных плагиогранитовых мигматитов. Дайки долеритов имеют субмеридиональное простирание и субвертикальное падение, мощность их в основном 1–3 м, реже – 0,05–0,15 или до 5–10 м. Отчетливо проявлены зоны закалки шириной 1–3 см. Установлено наличие двух дайковых серий – ранней, сформированной до внедрения плагиогранитов кривинского комплекса, и поздней, прорывающей плагиограниты.

Метадолериты ранней серии слагают большую часть разреза и представлены массивными или рассланцованными эпидот-альбит-актинолитовыми породами с реликтами офитовых и порфировидных структур. Эти породы, как правило, полностью состоят из метаморфиче-

ских минералов, редко в них наблюдаются реликты первичного андезинового или лабрадорового плагиоклаза. «Поздние» долериты менее подвержены зеленокаменному метаморфизму, в них часто наблюдаются реликты первичных плагиоклазов, реже – клинопироксена. В контактовых ореолах интрузий метадолериты превращаются в роговики (амфибол-плагиоклазовые, реже – пироксен-плагиоклазоные) и контактовые амфиболиты (роговики с субпараллельной ориентировкой призм амфибола), в мигматитовых зонах – окварцовываются, в дислокационных зонах – превращаются в существенно хлоритовые или актинолитовые зеленые сланцы. Долериты ранней и поздней серий, а также породы из разных районов распространения комплекса имеют существенные различия химических составов [137, 161]. По химизму выделяются две группы пород, первая из которых сходна по составам с океаническими базальтами, вторая – с островодужными толеитами. Отмечаются латеральные переходы разрезов с океаническими и островодужными долеритами и присутствие гибридных составов [137], что может свидетельствовать об одновременном существовании нескольких магматических источников.

Возраст пород мариинского комплекса определяется на основании сходства химического и микроэлементного состава значительной части долеритов и габброидов с фаунистически охарактеризованными позднеордовикскими вулканитами пальникшорской свиты и нижней подсвиты шемурской свиты [137 и др.]. Предположение о формировании части офиолитового дайкового разреза в среднем ордовике основано на присутствии пород с «океаническими» геохимическими характеристиками и представлениях об эволюции Уральского палеоокеана [149, 161].

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИИ

Антипинский комплекс пикритовый гипабиссальный ($\omega O_3 a$). Впервые интрузии пикритов на западном склоне Северного Урала были обнаружены Ю. Д. Смирновым (1961) и описаны под названием «пикритоподобные породы, близкие к кимберлитам». Позднее Л. И. Лукьянова выделила их в отдельный антипинский комплекс [366]. Комплекс имеет развитие в бассейне левых притоков верхнего течения Вишеры. На территории листа P-40 интрузии пикритов приурочены к Вишерско-Кутимскому антиклинорию и отделяющей его от Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория Улсовско-Тыпыльской мегасинклинали. Петротипом комплекса являются дайки пикритов на хр. Антипинский Гребень, на правобережье р. Улс.

Пикритами сложены мелкие интрузивные тела (дайки, штоки и, повидимому, силлы). Породы в разной степени метаморфизованы; в наименее измененных разностях сохраняется порфировая структура с элементами пойкилитовой. Пикриты содержат от 40 до 60 % вкрапленников оливина и клинопироксена (диопсида), реже – ортопироксена, иногда – керсутита; основная масса апостекловатая. В измененных разностях пикритов, которые преобладают над неизмененными, первичная структура полностью или частично утрачена; породы состоят из амфибола ряда актинолит–тремо-

лит, хлорита, талька, карбонатов, хлоритизированного биотита, гематита, сфена, магнетита. Из акцессорных минералов присутствуют: апатит, ильменит, рутил, циркон, хромшпинелид. При наиболее интенсивном динамометаморфизме в тектонических зонах пикриты превращаются в хлоритовую породу (клинохлора около 98 %) порфиробластической структуры с микролепидобластовой структурой основной ткани.

Средний химический состав пикритов отвечает пикриту нормального ряда (вес. %): SiO_2 – 40,17; TiO_2 – 0,86; Al_2O_3 – 6,51; Fe_2O_3 – 6,91; FeO – 8,31; MnO – 0,11; MgO – 24,11; CaO – 3,64; Na_2O – 0,31; K_2O – 0,13; P_2O_5 – 0,17. По содержанию малых элементов пикриты характеризуются повышенными по отношению к кларку для ультраосновных пород содержаниями Ga, Sr, Se, V.

От близких по составу пикритов кусьинского комплекса пикриты антипинского отличаются пониженной титанистостью и щелочностью и повышенной железистостью. Значительное сходство они обнаруживают с пикритами сивьягинского комплекса Хобеизско-Маньхамбовской подзоны Ляпинской СФЗ, датируемого ранним кембрием.

Возраст комплекса принимается позднеордовикским на том основании, что самыми молодыми отложениями, которые интрудированы телами пикритов антипинского комплекса, являются отложения чувальской свиты среднего–верхнего ордовика.

Кривинский комплекс ($\rho\gamma O_3 kr$) был выделен В. В. Шалагиновым [438] по рекам Крив Сосьвинский и Крив Вагранский на восточном склоне Северного Урала. Плагиограниты, относимые к этому комплексу, слагают штоки и дайки, прорывающие метаморфизованные долериты и габбро мариинского комплекса.

Плагиограниты представлены тремя типами пород: гранофиры, состоящие из графических срастаний кварца и альбит-олигоклазового плагиоклаза с небольшим количеством хлоритизированного амфибола; порфировидные плагиограниты, в которых наблюдаются толстотаблитчатые кристаллы кислого плагиоклаза, погруженные в альбит-кварцевый аллотриоморфнозернистый агрегат; плагиограниты гипидиоморфнозернистые, часто порфировидные, амфиболовые, реже – биотит-амфиболовые. Характерно присутствие магнетита (до 5–8 %) и ксенолитов вмещающих пород. Участками наблюдаются зоны прожилковых инъекционных мигматитов кварц-олигоклазового состава, часто окруженные ореолами эпидотизации и окварцевания. В дислокационных зонах гранитоиды разгнейсованы, в ореолах контактово-термального метаморфизма интрузий Платиноносного пояса – ороговикованы.

Плагиограниты кривинского комплекса имеют сходство составов с риолитами нижней подсвиты шемурской свиты, с которыми образуют латеральные переходы [388 и др.], на основании чего возраст их формирования принимается позднеордовикским.

Качканарский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый слагает значительную часть массивов Платиноносного пояса Урала. Комплекс выделен В. В. Шалагиновым на горе Качканар, на восточном склоне Среднего Урала [439]. В его составе выделяются две фазы: ультрабазитовая и габброидная.

Дуниты первой фазы качканарского комплекса ($\sigma O_3 k_1$) слагают несколько небольших изолированных тел в западных частях массивов Денежкин Камень и Кумбинский (Желтая Сопка и Гладкая Сопка) и линзообразные тела в габброидах массивов Чистоп и Денежкин Камень. Это массивные мелкозернистые породы, состоящие из серпентинизированного оливина (Fa_{6-10}) и хромита (3–5 %), иногда наблюдаются пылевидный магнетит и тремолит. В выветрелых разностях присутствуют: лимонит, халцедон, карбонаты. Слабо серпентинизированные дуниты имеют полигонально-зернистую структуру, серпентинизированные – петельчатую. Дуниты, слагающие линзы и прослои в пироксенит-габбровом разрезе, отличаются от пород крупных тел по минеральному и химическому составу. Они состоят из более железистого оливина (Fa_{10-20}), клинопироксена, титаномагнетита, зеленой шпинели. Оливин часто серпентинизирован с выделением магнетита или превращен в иддингсит. Титаномагнетит встречается в виде сидеронитовых выделений, иногда с включениями хромита и зеленой шпинели (плеоната). Клинопироксен образует мелкие зерна и крупные кристаллы с реликтами оливина. Структуры пород полигонально-зернистые, петельчатые или сидеронитовые.

Дунитовые тела часто окружены верлитовыми и клинопироксенитовыми оторочками; в некоторых массивах (например, Чистоп и Денежкин Камень) присутствуют полосчатые разрезы, сложенные «переслаиванием» дунитов, верлитов, пироксенитов и оливиновых габбро.

Вторая фаза качканарского комплекса представлена разнообразными породами, наиболее распространенными из которых являются пироксениты и горнблендиты, оливиновые габбро и меланократовые амфибол-клинопироксеновые габбро.

Пироксениты и верлиты ($\upsilon O_3 k_2$) слагают оторочки вокруг дунитовых тел, самостоятельные массивы (гора Кривинская Сопка) и тела в габброидах. Пироксениты – средне- или крупнозернистые, иногда гигантозернистые и пегматоидные породы, состоящие из клинопироксена (диопсида с Hd_{15-25}), оливина и титаномагнетита в различных количественных соотношениях. Иногда в них присутствуют зеленая шпинель, серпентин, амфибол, ортопироксен (бронзит), флогопит. Структуры пород полигонально-зернистые, сидеронитовые. Верлиты состоят из этого же набора минералов, но содержат больше оливина.

Оливиновые габбро ($o\nu O_3 k_2$) слагают значительные участки в массивах Платиноносного пояса Урала, наиболее распространены в массивах Чистоп, Денежкин Камень и Кумбинский. Выделяются четыре разновидности – оливиновые габбро, тылаиты, троктолиты и анортозиты. Оливиновые габбро – средне- и крупнокристаллические породы, часто полосчатые, состоящие из плагиоклаза (An_{60-90}), клинопироксена (F 20–30 %), ортопироксена (Fs_{20-30}), оливина, роговой обманки, титаномагнетита; иногда присутствуют зеленая шпинель, соссюрит, цоизит, эпидот, серпентин, иддингсит, актинолит. Тылаиты – порфировидные меланократовые, часто полосчатые породы, наиболее распространенные в составе дунит-верлит-клинопироксенит-габбровых полосчатых серий. Порфировидность обусловлена крупными выделениями клинопироксена, сцементированными мелкокристаллической основной мас-

сой, состоящей из клинопироксена, оливина, плагиоклаза, небольшого количества титаномагнетита, роговой обманки, ортопироксена, флогопита, зеленой шпинели и серпентина. Кроме клинопироксена, крупные округлые зерна образуют также оливин, плагиоклаз, ортопироксен. Троктолиты – лейкократовые породы, состоящие из основного плагиоклаза, оливина, клинопироксена. Акцессорные минералы – бронзит, зеленая шпинель, амфибол и титаномагнетит. Характерно развитие вокруг зерен оливина келифитовых кайм, состоящих из тонкозернистого срастания ортопироксена, зеленой шпинели, титаномагнетита и амфибола. Анортозиты состоят почти полностью из изометричных зерен плагиоклаза (An_{80-90}) и слагают линзы, согласные с полосчатостью габброидного разреза или секущие его. Контакты с вмещающими породами как резкие, так и постепенные.

Меланократовые амфибол-клинопироксеновые габбро ($\nu O_3 k_2$) также широко распространены в пределах габброидных массивов. Это такситовые, часто – неравномернозернистые породы, содержащие тела амфиболизированных клинопироксенитов и оливиновых габбро с нечеткими границами. Минеральный состав пород довольно однообразен, но соотношения минералов различны: плагиоклаз (№ 37–90) – 25–65 %, моноклинный пироксен 10–60 %, , роговая обманка 15–50 %, магнетит, титаномагнетит 0–5 %, плеонаст до 2 %, редко – гиперстен; отмечены пренит, клиноцоизит, хлорит, сульфиды. Характерно присутствие жил и участков с нечеткими контурами, сложенных клинопироксен-амфиболовыми пегматоидными габбро и горнблендитами.

Массивы качканарского комплекса окружены ореолами контактово-термального метаморфизма, сложенными роговиками, кытлымитами и контактовыми амфиболитами [88]. В слабо тектонически нарушенных экзоконтактах (например, в восточном и южном обрамлении массива Денежкин Камень) наблюдаются полосчатые мелкозернистые магнетит-амфибол-клинопироксен-плагиоклазовые роговики, иногда содержащие гранат и ортопироксен, при диафторезе которых развиваются кытлымиты – тонкополосчатые гранобластовые соссюрит-амфиболовые породы с реликтами плагиоклаза и пироксена. На удалении от контактов массивов формируются мелкозернистые магнетит-амфибол-плагиоклазовые гранобластовые роговики и амфиболиты, отличающиеся наличием субпараллельно ориентированных призматических кристаллов амфибола.

Геохимические параметры габброидов и ультрамафитов качканарского комплекса отличают их от более древних пород офиолитовых салатимского и мариинского комплексов (рис. 3, 17). Для качканарских плутонитов характерна выпуклая форма графика содержаний РЗЭ, с низкими концентрациями самых легких и самых тяжелых редкоземельных элементов. Нельзя не заметить, что такой график является зеркальным отражением V-образного распределения РЗЭ в реститовых дунит-гарцбургитах салатимского комплекса. Графики составов габбро имеют положительную Eu-аномалию. Возможно, что указанные особенности геохимии могут свидетельствовать о принадлежности габброидов и ультрамафитов к единой магматической серии, где ультрамафиты, меланократовые габбро и полосчатый габбро-ультрамафитовый разрез сформировались в процессе кумулятивного осаж-

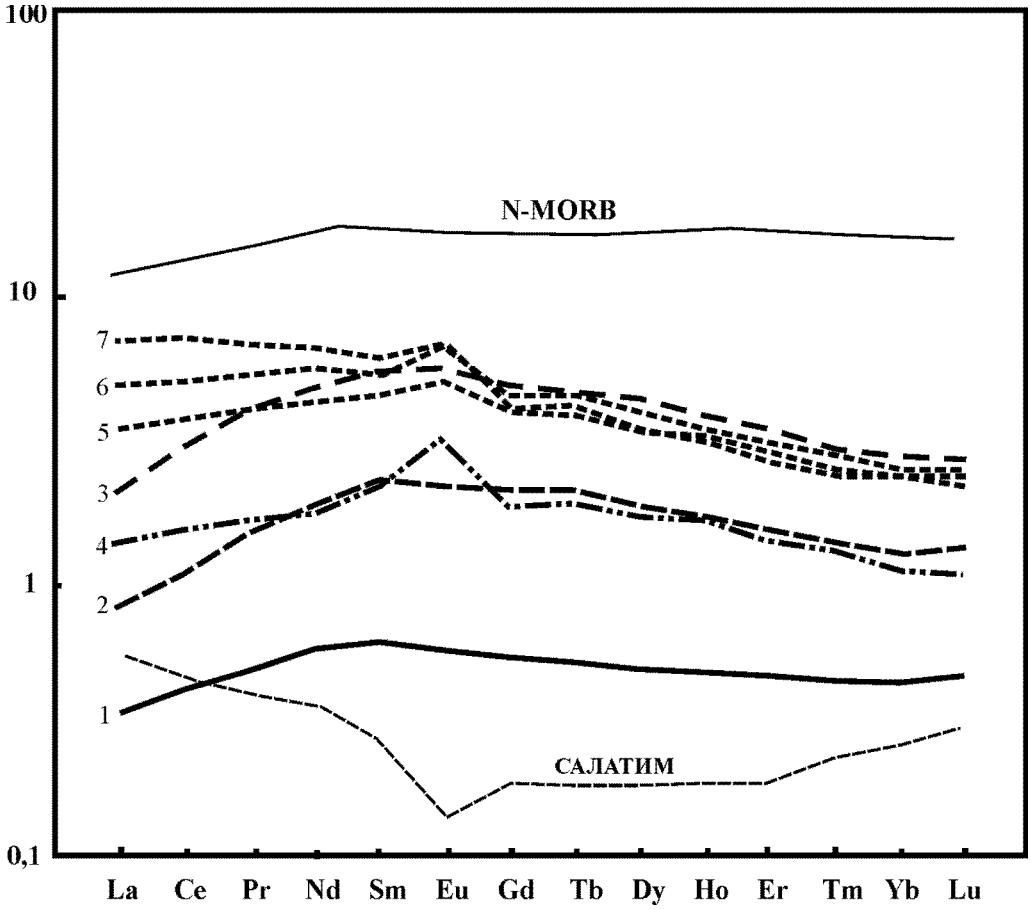


Рис. 17. Распределение РЗЭ в породах качканарского комплекса массива Денежкин Камень (анализы Григорьевской ГПП).

1 – метадунит; *2* – верлит; *3* – клинопироксенит; *4* – оливин-анортитовое полосчатое габбро; *5–7* – изотропные оливиновые габбро: Журавлева Камня (*5*, *6*), Воскресенского блока (*7*). Салатим – дунит-гарцбургиты Салатимского массива, N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов.

дения минералов в процессе кристаллизационной дифференциации, а изотропные массивные оливиновые габбро характеризуют эвтектические условия кристаллизации остаточного расплава. Еще одна особенность габброидов качканарского комплекса, отличающая их от более древних пород мариинского комплекса – высокое содержание стронция в плагиоклазе (более 700 г/т); в мариинских и других офиолитовых габбро содержание стронция обычно менее 600 г/т [136 и др.].

Возраст качканарского комплекса дискуссионен. Не вызывает сомнений контактово-термальное воздействие габбро-гипербазитовых массивов на вмещающие породы, относящиеся к мариинскому и кривинскому комплексам, выйской и пальникшорской свитам, нижней подсвите шемурской свиты. Контакты с силурийскими толщами, как

правило, либо тектонические, либо осложнены интрузиями гранитоидов петропавловского и северорудничного комплексов. Применение изотопных методов датирования пород комплекса пока не дает надежных результатов, хотя такие попытки предпринимаются. В частности, О. К. Иванов (1992) на основании данных определений K-Ar изотопного возраста флогопитов и амфиболов из пироксенитов и горнблендитов Светлоборского дунит-клинопироксенитового массива (415–430 млн лет) сделал вывод о силурийском возрасте внедрения габбро-ультрамафитовых массивов Платиноносного пояса. Е. В. Пушкарев с соавторами (2003) по семи пробам из псевдолейцитовых тылаитов массива Косьвинский Камень (к югу от листа P-40) получили Rb-Sr изохрону 340 ± 22 млн лет, а по цирконам из дунитов этого же массива – 370–352, в среднем 360 млн лет [205]. Последние датировки выполнены современными методами и заслуживают серьезного отношения; однако остается неясным, насколько правомочным является корреляция пород массива Косьвинский Камень с другими массивами Платиноносного пояса Урала. Дело в том, что псевдолейцитовые тылаиты – довольно редкие породы, известные только в массивах Косьвинский Камень и Тагильский (Соловьевогорский). Они содержат криптокристаллические агрегаты ортоклаза и нефелина – псевдоморфозы по лейциту, обогащены флогопитом, имеют ряд геохимических отличий от оливиновых габбро, слагающих большие площади в других массивах. Таким образом, вопрос об изотопно-геохронологической датировке пород качканарского комплекса остается открытым. Позднеордовикский возраст комплекса принят в соответствии с легендой Среднеуральской серии [439].

ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Представлены шемурскими субвулканическими образованиями, картируемыми в виде даек и малых интрузий риолитов ($\gamma O_3–S_1 šm$) среди осадочно-вулканогенных образований Западно-Тагильской СФЗ. По петрохимическим особенностям аналогичны риолитам шемурской свиты.

РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К этой группе относится **тагило-кытлымский комплекс габбро-норитовый** ($\nu S_1 tk$). Габбронориты и амфибол-пироксеновые габбро комплекса широко распространены в пределах массивов Платиноносного пояса, часто слагая их основной объем. Комплекс был выделен по названиям двух крупных массивов – Тагильского и Кытлымского, в пределах которых габброиды комплекса хорошо изучены [109, 439].

Габбронориты – пепельно-серые среднезернистые породы, часто с трахитоидной структурой. Плагиоклаз ($An_{40–80}$) составляет 55–60 % породы, обычно – свежий, зональный, часто сдвойникован, размер индивидов 1–4 мм. Ортопироксен (гиперстен $Fs_{25–44}$, 5–20 %) слагает призматические зерна размером до 10 мм, часто содержащие вростки клинопироксена. Клинопироксен (авгит, F 25–40 %) образует короткопризматические кристаллы, также часто содержащие вростки ортопироксена. Соотношение

пироксенов – от 1 : 3 до 3 : 1. Пироксены часто окружены каймами зеленой роговой обманки. Иногда наблюдаются единичные зерна оливина, в некоторых случаях содержание его достигает 5–10 %. Характерно наличие изометричных и сидеронитовых зерен титаномагнетита (1–5 %), часто присутствует биотит, иногда – кварц. Характерные акцессорные минералы: сфен, апатит, циркон, рутил, корунд, пирит. В составе Помурского массива описано присутствие порфировидных габброноритов. Амфибол-пироксеновые габбро часто образуют участки с нечеткими границами среди полей распространения габброноритов, реже – отдельные тела. Это среднезернистые массивные, мезократовые полосчатые или такситовые породы, состоящие из соссюритизированного плагиоклаза (лабрадор–битовнит), амфибола (роговая обманка, часто уралитизированная), реликтов клинопироксена (диопсид-авгита), реже – ортопироксена; содержание титаномагнетита – 1–5 %. Иногда присутствуют биотит, эпидот, пирит, халькопирит. Массивы габброноритов окружены зональными ореолами роговиков, внутренние части которых представлены магнетит-двупироксен-плагиоклазовыми массивными роговиками, внешние – магнетит-амфибол-плагиоклазовыми.

Геохимические особенности габброноритов сходны с параметрами островодужных толеитов: это умереннотитанистые высокоглиноземистые породы с нормальной щелочностью. Характерны высокие содержания стронция в породах (500–940 г/т) и плагиоклазе (до 1800 г/т).

Раннесилурийский возраст тагило-кытлымского комплекса обосновывается следующими изотопными данными: в габброноритах Кумбинского массива по монофракциям породообразующих минералов О. М. Яковлевой получена K-Ar изохрона 413 ± 1 млн лет (1990); в габброноритах этого же массива U-Pb методом по цирконам [206] установлен возраст 428 ± 7 млн лет. Там же по монофракциям клинопироксена, плагиоклаза, биотита и породе в целом Ю. Л. Ронкиным (2003) получена Sm-Nd изохрона 423 ± 18 млн лет (T_{DM} = 600 млн лет); возраст габброноритов горы Пакна (Чистопский массив), установленный Sm-Nd методом по монофракциям плагиоклаза, ортопироксена, клинопироксена + роговой обманки и породе в целом, составляет 419 ± 19 млн лет [153]. Изотопно-геохронологические данные указывают на формирование габброноритов в венлокско-лудловское время, что соответствует возрасту именновской свиты, с которой габброиды имеют значительное сходство геохимических параметров [93].

Петропавловский комплекс габбро-диорит-плагиогранитовый был выделен В. В. Шалагиновым в районе Петропавловской сопки на восточном склоне Северного Урала [437, 439]. В составе комплекса выделяются три фазы: первая – габброидная, вторая – диоритовая и третья – плагиогранитовая. Наибольшим распространением пользуются породы второй и третьей фаз, слагающие как отдельные массивы, так и фрагменты крупных массивов сложного состава.

Габбро первой фазы петропавловского комплекса ($\nu S_1 p_1$) слагают небольшие тела среди кварцевых диоритов и диоритов второй фазы; наиболее крупное тело находится между реками Лозьва и Ауспия, где оно слагает западную часть Петропавловского массива. Породы представлены среднекристаллическими мезократовыми габбро,

состоящими из плагиоклаза ($An_{40–80}$), роговой обманки, клинопироксена, замещаемого амфиболом, титаномагнетита (1–3 %); иногда присутствуют биотит и кварц. Часто наблюдаются постепенные переходы от габбро к габбродиоритам и кварцевым диоритам.

Кварцевые диориты второй фазы ($q\delta S_1p_2$) слагают небольшие тела среди габбро и плагиогранитов, а также значительную часть Петропавловского массива и юго-восточную – массива Денежкин Камень. Макроскопически это – мезократовые зеленовато-серые, иногда розоватые породы. Состав (%): плагиоклаз зональный – 65–70, роговая обманка – 25–30; кварц – 1–5, в кварцевых диоритах – до 15. Часто отмечаются отдельные зерна клинопироксена, биотита, редко – ортопироксена. Акцессории: гранат, апатит, турмалин, циркон, рутил. Структура гипидиоморфнозернистая, призматически-зернистая до субофитовой в микродиоритах контактовых зон; в кварцевых диоритах иногда гранофировая, со срастанием кварца с плагиоклазом.

Плагиограниты третьей фазы ($p\gamma S_1p_3$) пользуются наибольшим распространением в составе петропавловского комплекса. Это светло-серые массивные неравномернозернистые породы, состоящие из 45–55 % плагиоклаза (олигоклаза), 30–35 % кварца и небольшого количества темноцветных минералов (биотита, роговой обманки, магнетита), составляющих в совокупности 5–10 %. Иногда присутствует калиевый полевой шпат (до 5–10 %), мусковит, эпидот, соссюрит; акцессорные минералы – сфен и апатит. Структура гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, иногда гранофировая. Массивы петропавловского комплекса окружены ореолами роговиков, скарнов, зонами окварцевания.

Составы пород петропавловского комплекса соответствуют островодужным непрерывно-дифференцированным известково-щелочным сериям; это высоко- и умеренноглиноземистые низкотитанистые породы калиево-натриевого ряда.

Возраст комплекса принят в соответствии со Среднеуральской серийной легендой.

РАННЕ-ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К этой возрастной группе относятся именновские субвулканические образования ($\beta S_{1–2}im$), представленные дайками и малыми интрузиями долеритов, по петрохимическому составу аналогичных базальтоидам одноименной свиты.

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Северорудничный комплекс габбро-диорит-граносиенитовый был выделен В. В. Шалагиновым в районе пос. Второй Северный Рудник на восточном склоне Северного Урала [437, 439]. В составе комплекса выделяются три фазы. Наибольшим распространением пользуются породы второй и третьей фаз, слагающие как отдельные массивы, так и их значительные фрагменты.

Габбро первой фазы северорудничного комплекса ($\nu S_2 s_1$) слагают узкий клиновидный массив в верховьях р. Лозьва, а также встречаются в виде небольших тел среди пород второй фазы. Для этих пород характерны такситовые и трахитоидные текстуры, средне- и крупнозернистые структуры, колебание составов от габбро до перидотитов или габбродиоритов. Основные породообразующие минералы: плагиоклаз (An_{40-70}), клинопироксен, буровато-зеленая роговая обманка, биотит. Темноцветные минералы часто хлоритизированы и актинолитизированы, плагиоклаз – соссюритизирован. Отмечается присутствие сидеронитового титаномагнетита (до 5–20 %). Структура габбровая, габбро-офитовая. Среди габбро отмечаются небольшие шлиры крупнозернистых перидотитов, содержащих (%): клинопироксен – до 46, оливин (Fa 35 %) – до 23, ортопироксен – 2–3, титаномагнетит и магнетит – до 50, гематит – до 22, плагиоклаз (An_{50-60}) – 6, шпинель – до 1, апатит – до 1.

Вторая фаза северорудничного комплекса представлена двумя группами пород – монцодиоритами ($\mu\delta S_2 s_2$), диоритами и кварцевыми диоритами ($\delta S_2 s_2$).

Как правило, монцодиориты и кварцевые диориты слагают отдельные магматические тела в составе одного массива (например, в пределах Помурского, Высотинского и др.), образуя постепенные переходы к диоритам.

Монцодиориты – розовато-серые породы, состоящие (%) из плагиоклаза (андезин–лабрадор) – 70, зеленой роговой обманки, иногда актинолитизированной и хлоритизированной – 10–15, калиевого полевого шпата – 10–30, кварца – до 3–8. Структура гипидиоморфнозернистая, иногда – порфировидная. Диориты и кварцевые диориты – светло-серые среднезернистые массивные и трахитоидные породы, состоящие (%) из андезина (45–70) и обыкновенной роговой обманки (20–35), кварца (до 5–8), биотита, калишпата, часто в графических срастаниях с кварцем (до 5–10), небольшого количества диопсида, иногда – ортопироксена. Акцессорные минералы – магнетит, сфен, апатит; вторичные – соссюрит, хлорит, пренит, цеолиты, эпидот, клиноцоизит.

Третья фаза включает гранодиориты ($\gamma\delta S_2 s_3$), граносиениты ($\gamma\xi S_2 s_3$), образующие тела значительных размеров, а также граниты, слагающие дайки и небольшие штоки, не выражающиеся в масштабе карты. Гранодиориты – наиболее распространенные породы северорудничного комплекса. Они слагают отдельные тела в пределах Чистопского, Помурского, Южно-Помурского и Высотинского массивов. Это розовато-серые средне- и крупнозернистые однородные породы, нередко – порфировидные. Структура гипидиоморфнозернистая. Состав (%): плагиоклаз (олигоклаз–андезин) – 35–50, кварц – 15–20, микроклин – 17–35, роговая обманка – 5–15, биотит – до 2; отмечаются сфен, гематит. Вторичные изменения выражаются в соссюритизации и серицитизации плагиоклаза, актинолитизации роговой обманки и хлоритизации биотита, развитии прожилков пренита, кварца, цеолитов.

Граносиениты известны в пределах Высотинского массива. Это розовые среднезернистые массивные породы, состоящие (%) из плагиоклаза (An_{28-38}) – 55–62, микроклина – 17–29, кварца – 7–17, роговой обманки и биотита – 4–8. Акцессорные минералы – сфен, апатит, циркон и магнетит. Структура гипидиоморфнозернистая.

Граниты описаны в восточной части Чистопского, в составе Помурского и Высотинского массивов. Обычно это порфировидные розовые среднезернистые породы с гранофировой или гипидиоморфнозернистой структурой. В их состав входят (%): плагиоклаз (An_{22-35}) – 52–57, микроклин – 16–20, кварц – 20–23, амфибол и хлоритизированный биотит – в сумме до 8. Акцессорные минералы: сфен, апатит, магнетит, эпидот, ильменит.

С интрузиями северорудничного комплекса связаны многочисленные ореолы роговиков и скарнов, а также скарновые железорудные и медно-железорудные месторождения и проявления (Второй и Третий Северные рудники, Баяновские и др.), проявления титаномагнетитовых руд (в габбро и перидотитах).

Позднесилурийский возраст комплекса определяется исходя из соотношений с фаунистически охарактеризованными толщами: его интрузии прорывают и метаморфизуют образования именновской свиты и не встречаются в полях распространения сосьвинской свиты (S_2–D_1).

ПОЗДНЕСИЛУРИЙСКО-РАННЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Представлены сосьвинскими субвулканическими образованиями ($\varepsilon\nu S_2$–$D_1 ss$), образующими дайки и малые интрузии щелочного состава (эссекситы).

РАННЕДЕВОНСКИЕ ИНТРУЗИИ

Лыпьинский комплекс габбродолеритовый гипабиссальный ($\nu\beta D_1 l$) выделен В. Я. Алексеевым и И. Б. Поповым [216] на правобережье р. Вишера, выше устья р. Лыпья.

Интрузии картируются в северной части Кваркушско-Каменногорского антиклинория и южной части Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны; представлены небольшими дайками и силлами долеритов протяженностью в первые сотни метров при мощности в десятки метров. Более мощные и протяженные дайки габбродолеритов наблюдаются к западу от периклинального замыкания Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория на реках Пеля, Бол. Золотанка и Улс. Обычно дайки наблюдаются в виде одиночных интрузий, но иногда образуют «рои» тел, один из которых закартирован на р. Пеля, другой находится на правобережье Вишеры, выше устья р. Лыпья.

Маломощные тела сложены порфировыми долеритами, а более крупные имеют зональное строение: порфировые долериты в эндоконтактовой зоне, массивные габбродолериты и долериты с офитовой и габбро-офитовой структурой – в центральных частях тел.

Породы сложены авгитом, замещаемым роговой обманкой, актинолитом и хлоритом; и плагиоклазом ряда олигоклаз–андезин, в различной степени альбитизированным, соссюритизированным и серицитизированным. Кроме того, обычно присутствуют микропегматит и кварц, реже – хлоритизированный биотит и стильпномелан.

Акцессорные минералы представлены апатитом, ортитом и цирконом, рудные – титаномагнетитом, пиритом, реже – халькопиритом, пирротином и петландитом.

Интрузии лыпьинского комплекса имеют активные контакты с разновозрастными вмещающими отложениями (от рифея до силура) с образованием зон роговиков, ширина которых не превышает первых метров.

По химическому составу выделяются долериты, оливиновые долериты, плагиодолериты и диориты. Каждая из этих разностей либо слагает отдельные тела, либо сочетается в пределах одного тела. Наиболее распространены долериты и оливиновые долериты.

Долериты относятся к калиево-натриевой и натриевой сериям, умеренноглиноземистым (долерит) или низкоглиноземистым (оливиновый долерит), среднетитанистым разностям. Средний химический состав долерита (мас. %): SiO_2 – 47,84; TiO_2 – 1,41; Al_2O_3 – 14,79; Fe_2O_3 – 3,20; FeO – 9,03; MnO – 0,07; MgO – 6,24; CaO – 10,82; Na_2O – 2,30; K_2O – 0,57; P_2O_5 – 0,14; ппп – 3,67.

Данные по радиологическо-изотопному датированию пород отсутствуют. Возраст комплекса принимается на основании интрузивных контактов с отложениями лудловского яруса силура, что, по-видимому, определяет нижний возрастной уровень внедрения интрузий.

ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ИНТРУЗИИ

Илычский комплекс долеритовый гипабиссальный (βD_3–$C_1 i$). Комплекс выделен Г. В. Симаковым (1979). Представлен маломощньми дайками долеритов на левобережье рек Илыч, Кожим Илычский, на водоразделе рек Илыч и Подчерем и по притоку р. Щугор – Гердъю. Петротип комплекса располагается в верховьях р. Илыч. Дайки долеритов прорывают нижнекаменноугольные (турнейские) отложения.

Интрузии сложены авгитовыми долеритами, реже габбродолеритами, наиболее мелкие дайки нацело сложены плотными микродолеритами порфировой структуры. По минеральному составу и химизму преобладают нормальные долериты и габбродолериты с широким развитием в них пойкилоофитовых структур.

В структурно-формационном отношении комплекс принадлежит к Косью-Уньинскому району Михайловско-Вайгачской подзоны Бельско-Елецкой СФЗ, сформирован в геодинамических условиях отраженной активизации, относится к габбро-диабазовой формации.

Абсолютный возраст комплекса, определенный калий-аргоновым методом, составляет 380 ± 15 млн лет. Позднедевонско-раннекаменноугольный возраст комплекса принимается в соответствии с Североуральской серийной легендой.

ПОЗДНЕПЕРМСКО-РАННЕТРИАСОВЫЕ ИНТРУЗИИ

Тимаизский комплекс долеритовый гипабиссальный (βP_2–$T_1 t$). Выделен на хр. Тима-Из Г. В. Симаковым (1979). В основном здесь же и представлен, в виде субмеридионально вытянутого «роя» даек мощностью от

первых метров до 80–150 м и протяженностью от первых десятков метров до 1,75 км. Интрузии имеют вертикальное или крутое восточное падение. Контакты тел, залегающих среди кварцито-песчаников такатинской свиты, обычно прямолинейные и четкие.

В петротипическом районе, на хр. Тима-Из, комплекс представлен долеритами и габбродолеритами. Долериты характеризуются равномернозернистой и порфировой структурой. Равномернозернистые разности долеритов характеризуются офитовой и пойкилоофитовой структурами с размерностью от мелкокристаллической до средне-крупнокристаллической. Долериты с порфировой структурой имеют микрокристаллическую, мелкокристаллическую и мелко-среднекристаллическую офитовую и пойкилоофитовую структуры основной массы. Некоторые мелкозернистые разности имеют миндалекаменную текстуру.

Габбродолериты имеют равномернозернистую (средне- и крупнокристаллическую) габбро-офитовую структуру.

Долериты и габбродолериты комплекса имеют незначительные вторичные изменения и характеризуются свежим обликом, что отличает их от сходных по составу пород, представленных в других гипабиссальных комплексах Западно-Уральской мегазоны. Они имеют черный, нередко с зеленоватым оттенком, цвет и массивную текстуру. Дайки комплекса сложены мелкозернистыми, плотными долеритами. Более крупные интрузии имеют зональное строение. Для зоны эндоконтактов характерны микро- и мелкокристаллическая офитовая и пойкилоофитовая структуры. В центральных частях наиболее мощных тел отмечаются среднекрупнокристаллические офитовая и габбро-офитовая структуры. В некоторых телах, залегающих наклонно, в приконтактовой части висячего бока отмечаются долериты с миндалекаменной текстурой.

Минеральный состав всех структурных разновидностей примерно одинаков. Породы в основном сложены плагиоклазом (49–50 %) и клинопироксеном (45–50 %). В незначительном количестве присутствуют: ортопироксен, микропегматит; рудные минералы (магнетит, титаномагнетит и продукты его распада и замещения, реже – пирит) составляют 1–3 %. Вторичные минералы развиты в незначительном количестве; это – эпидот, роговая обманка, хлорит. Плагиоклаз представлен преимущественно лабрадором, с содержанием анортитовой составляющей от 55 до 70 %; редко отмечаются промежуточные разности, отвечающие лабрадор-битовниту.

В долеритах с порфировой структурой вкрапленники составляют 2–5 % объема породы и представлены преимущественно плагиоклазом, подчиненную роль играет клинопироксен.

Усредненные петрохимические параметры (%): SiO_2 – 50,5; Na_2O – 2,4; K_2O – 0,6. По классификации для плутонических пород средний состав пород комплекса отвечает нормальному габбро, а по классификации для вулканических пород – базальту; характеризуется калиево-натриевым типом щелочности (Na_2O/K_2O – 3,76), относится к умеренноглиноземистым (al' – 0,82) и умеренно-высокотитанистым (TiO_2 – 1,50 %).

Как отмечалось при петрографической характеристике пород комплекса, в них присутствует незначительное количество ортопироксена,

оливина (псевдоморфозы иддингсита и боулингита), что сближает их с другими представителями семейства базальтов – оливиновыми базальтами. В то же время, устойчивое присутствие микропегматита и калиевого полевого шпата, хотя и в небольшом количестве, и более высокое содержание калия, чем в оливиновых базальтах, позволяет отнести их к собственно базальтам (или нормальному габбро по классификации для плутонических пород). Таким образом, долериты и габбродолериты по классификации для вулканических пород относятся к железистым известковистым базальтам. На диаграмме $FeO^*/MgO - SiO_2$ породы комплекса располагаются исключительно в поле толеитовых серий. На диаграмме $MgO - FeO^* - Al_2O_3$ – в поле базальтоидов континентальных рифтов и траппов.

Для долеритов характерно обогащение крупноионными литофильными элементами (LILE) (Sr, K, Rb, Ba), Nb и легкими редкоземельными элементами (LREE), слабое обеднение высокозарядными элементами (HFSE), такими как Ti и Y, и тяжелыми редкоземельными элементами (HREE) относительно N-MORB. Содержания Hf и Ti находятся на уровне N-MORB.

Содержание редкоземельных элементов (REE) в целом характеризуется как устойчивое. Отмечаются некоторые вариации по Eu. Eu-аномалия в породах комплекса по всем имеющимся анализам характеризуется как отрицательная; величина ее меняется от резко выраженной до слабо проявленной (Eu_N/Eu_N^* – 0,10–0,96), при средней величине 0,59. По отношению HREE (7,14–19,69) породы комплекса отвечают толеитовым сериям траппов.

Долериты комплекса характеризуются повышенными по отношению к кларкам основных пород содержаниями таких элементов как: Y – 1,3; Ce – 3,8; Dy – 1,8; Tm – 1,5; Cs – 2,0; Sc – 1,7; Ni – 2,6; As – 5,2; U – 4,9; Hf – 2,5; Ta – 3,6. На околокларковых уровнях (от 0,8 до 1,0 для среднего состава) находятся содержания Rb, Eu, Gd, Ho, Er, Yb, Ba, Co, Th. Ниже кларков (от 0,3 до 0,7 для среднего состава) уровни содержаний Sr, Zr, Nb, La, Pr, Nd, Sm, Lu, Cr, Zn, Sb, Br.

Комплекс относится к базальт-долеритовой (трапповой) формации; возраст его принимается по аналогии с базальтами Коротаихинской и Косью-Роговской впадин, которые датированы K-Ar методом – 285 ± 15 млн лет [108, 317].

ПОЗДНЕДЕВОНСКО-ПЕРМСКИЕ МЕТАМОРФОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Войкаро-кемпирсайский комплекс тектонитов ($mD_3-P\nu k$) является вещественным выражением зоны Главного Уральского разлома и маркирует границу между двумя мегаблоками – окраиной Восточно-Европейского палеоконтинента и Тагильской палеоостроводужной системой. В. Н. Кошевой с соавторами [357] отнесли их к серпентинитовому полимиктовому меланжевому комплексу возрастного интервала O_1-D_1.

Комплекс имеет тектонические контакты с образованиями польинской и хомасьинской свит на западе; с пальникшорской, шемурской и выйской свитами – на востоке. В состав комплекса входят тектониче-

ские линзы: серпентинитов, метаморфизованных долеритов и габбро, углеродсодержащих серицит-кварцевых, серицит-хлоритовых, известковистых хлоритовых и других сланцев и мраморизованных известняков. Перечисленные 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 (в частности, на горе Малый Салатим) [388]. Характерной особенностью является широкое развитие бластомилонитов и милонитов, маркирующих ветвящиеся зоны разрывных нарушений. На фоне общего уровня метаморфизма фации зеленых сланцев фиксируются зоны и участки развития минералов глаукофан-сланцевого метаморфизма – глаукофана, кроссита, лавсонита, жадеита [140].

Возраст пород, слагающих тектонические блоки, по комплексу обнаруженных в них фаунистических остатков (фораминифер, конодонтов, радиолярий и др.) определяется в интервале от среднего ордовика до позднего девона [137]. Возраст эпохи глаукофан-сланцевого метаморфизма, определенный Sm-Nd методом по пробам, отобранным из магнетит-альбит-эпидот-кросситовых сланцев хомасьинской свиты в районе горы Большой Салатим (материалы Г. А. Петрова), составляет 370 ± 35 млн лет (поздний девон). По всей видимости, полученная цифра возраста метаморфизма соответствует моменту трансформации субдукции в коллизию, когда погружаемые блоки континентальной коры окраины Восточно-Европейского палеоконтинента всплывают и «заклинивают» палеосубдукционную зону [139, 140].

ТЕКТОНИКА

Территория листа включает в себя фрагменты нескольких крупных тектонических регионов: Восточно-Европейской эпикарельской платформы (Русская плита), Тимано-Печорской эпибайкальской платформы (Печорская плита) и Уральской складчатой системы. Эти регионы различаются возрастом и строением фундамента, составом и мощностью платформенного чехла. Для Русской плиты предполагается существование архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента и верхнепротерозойско-кайнозойского чехла. В пределах Печорской плиты (Тимано-Печорская платформа) складчатым основанием являются метаморфизованные породы рифея—венда, а к чехлу отнесены палеозойско-кайнозойские образования.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ЭПИКАРЕЛЬСКАЯ ПЛАТФОРМА

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА

Фундамент (карельский структурный этаж), судя по данным бурения на смежной территории (лист P-39), образован смятыми в складки гнейсами и мигматитами архея—нижнего протерозоя. По его поверхности, в основном по региональным геофизическим данным, выделены две крупные формы: Камский свод и Вычегодский прогиб, заложение которых произошло, очевидно, в позднем протерозое в результате сводово-блоковых дислокаций.

Камский свод, представленный на территории своим северо-восточным склоном, залегает на глубинах порядка 2—3 км, существуя как погребенный выступ фундамента с маломощным или полностью эродированным платформенным комплексом докембрия. Ему соответствуют положительное магнитное поле с высокоинтенсивными (горизонтальный градиент 20—30 нТл/км) аномалиями ΔT и спокойное положительное поле Δg.

Вычегодский прогиб ориентирован в северо-западном направлении и трассируется имеющими общую направленность градиентным гравитационным минимумом и слабоградиентным магнитным минимумом. Последний, вероятно, обусловлен наличием мощных терригенных рифейских толщ. Ширина прогиба составляет 25—50 км, поверхность фундамента в его пределах полого понижается к северо-востоку и вблизи границы со структурами Тимана располагается на глубине около 7 км

[90]. С Камским сводом Вычегодский прогиб, вероятно, сочленяется по зоне глубинных разломов, которая однозначно фиксируется в геофизических полях. Резкий градиент магнитного поля, гравитационная ступень, смена интенсивности полей свидетельствуют о наличии достаточно выраженной границы между блоками фундамента, которые различаются глубиной залегания и, вероятно, плотностными свойствами и насыщенностью магнитными телами [71].

СТРОЕНИЕ ЧЕХЛА

Образования чехла лежат на фундаменте с резким угловым несогласием. По структурно-формационным условиям формирования они делятся на байкальский (верхнерифейско-вендский), каледоно-герцинский (верхнедевонско-верхнепермский) и альпийский (кайнозойский) структурные этажи. Каждый этаж наследует тектонические движения предыдущего и характеризуется почти непрерывным циклом седиментации без резких изменений структурного плана.

Байкальский структурный этаж. Платформенный структурно-вещественный комплекс (СВК) байкалид Русской плиты объединяет мелководные карбонатно-терригенные формации верхнего рифея и вендские формации континентальной и лагунно-континентальной молассы краевого прогиба, нивелирующие рельеф фундамента и образующие типичные платформенные структуры с небольшой амплитудой и без ясно выраженного простирания. Эпейрогенические движения привели к обращению дорифейского структурного плана таким образом, что если нижние горизонты венда еще имеют тенденцию сравнительно крутого падения в северо-восточном направлении, то уже по его кровле это падение значительно выполаживается или наблюдается обратная картина и находят отражение современные структуры чехла. Площадь выделяемой здесь Мезенской синеклизы по отношению к площади Вычегодского прогиба резко увеличена за счет поглощения Камского свода.

Каледоно-герцинский структурный этаж объединяет все разнообразие платформенных формаций от терригенных базальных, карбонатных мелководных и карбонатно-глинистых компенсированных и некомпенсированных впадин до эвапоритовых и континентальных глинисто-песчаных.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

В пределах Восточно-Европейской платформы выделена структура первого порядка – Мезенская синеклиза, объединяющая две структуры второго порядка: Камскую моноклиналь и Кельтменско-Удорскую зону дислокаций. Последняя на территории представлена структурой III порядка – Кельтменским валом, который по отношению к поверхности фундамента располагается над Вычегодским прогибом, протягиваясь в северо-западном направлении в виде полосы шириной 25–50 км. Спокойное субгоризонтальное залегание пород в осевой части вала сменяется на пологонаклонное в его бортах. В районе

р. Дозмер вал осложнен Елмачпарминской брахиантиклиналью, занимающей наиболее высокое гипсометрическое положение в Мезенской синеклизе с амплитудой около 200 м. С северо-востока на вал надвинуты структуры Джежим-Ксенофонтовского мегавала. Слагающие Камскую моноклиналь отложения практически не дислоцированы и полого (1—3°) погружаются на юго-запад; сочленение ее с Кельтменским валом очень постепенное.

ТИМАНО-ПЕЧОРСКАЯ ЭПИБАЙКАЛЬСКАЯ ПЛАТФОРМА

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА

Печорская плита занимает бóльшую часть территории, простираясь до границы с консолидировавшимся в варисцийскую стадию тектогенеза Североуральским геоблоком [180].

Как указывалось выше, на Печорской плите к фундаменту отнесены складчатые образования рифея и венда, слагающие байкальский структурный этаж (байкалиды). Граница с Русской плитой проходит по Западно-Тиманскому надвигу; существует мнение, что этот надвиг разделяет две формационные области рифея—венда. Однако правильнее полагать, что он делит затронутые и незатронутые байкальской складчатостью области. Что же касается смены платформенных формаций на океанические, то она достаточно постепенна и латерально подчиненена зональности северо-западной ориентировки. По В. Г. Оловянишникову (1997), в позднерифейском палеотектоническом плане наблюдаются последовательные ряды структур от перикратона дорифейской платформы к внутренней области подвижного пояса. Мелководные терригенная и карбонатно-терригенная формации перикратона к северо-востоку сменяются карбостромовой формацией рифовых сооружений и далее — темносланцевыми песчано-глинистыми и флишоидными образованиями внутреннего шельфа и континентального склона, которые, в свою очередь, к востоку от Илыч-Чикшинской зоны разломов переходят в глубоководные вулканогенно-терригенные формации спрединговых и островодужных обстановок, в современной структуре перекрытые мощным палеозойским чехлом (рис. 1). Завершают формационный ряд протерозоя вендские молассовые формации орогенных прогибов, установленные на Колчимско-Полюдовском поднятии.

Смена формаций сопровождается и сменой типов метаморфизма: в перикратоне породы изменены региональным метаморфизмом до стадии начального метагенеза, в пределах же океанических структур испытали региональный термодинамометаморфизм.

Внутреннее строение фундамента практически не изучено, только по геофизическим аномалиям и отдельным выходам на Тимане установлено преобладание северо-западного простирания структур внутри выделяемых В. А. Дедеевым [70] Тимано-Канинского мегантиклинория и Ижма-Печорского синклинория. Восточной границей Ижма-Печорского синклинория является Илыч-Чикшинская зона разломов, отделяющая его от Большеземельского синклинория, занимающего северо-восточную часть платформенной территории листа.

Вещественные комплексы Тимано-Канинского мегантиклинория на территории листа обнажаются в Тиманской складчато-глыбовой структуре и Колчимско-Полюдовском поперечном поднятии. Это наиболее приподнятые области фундамента, где байкальский комплекс залегает на глубинах не более 2 км и выступает на поверхность в виде разобщенных поднятий. С байкальским тектогенезом связаны крупные высокоамплитудные складки и моноклинорные зоны с преобладанием северо-западного простирания и падением крыльев от 15—30° на юго-западе до 70—80° в северо-восточной части структуры. Вблизи Западно-Тиманского и Полюдовского надвигов зачастую, как результат герцинской складчатости, наблюдается нарушение преобладающего простирания деформаций, а элементы складок осложнены складчатостью, близкой к изометричной.

Рельеф поверхности фундамента в первую очередь определяется системой блоков, разделенных нарушениями северо-западного простирания и оперяющими их поперечными разломами. Наиболее поднятые блоки, такие как Джежимпарминский, Вадьявожский и Ксенофонтовский, по Западно-Тиманскому надвигу перемещены в плане на 15—40 км и надвинуты на эпикарельский фундамент Вычегодского прогиба, причем в поднадвиге выступают и нижние горизонты чехла [180].

Рельеф и, в большей степени, вещественный состав фундамента оказывают превалирующее влияние на геофизические поля. Тиман характеризуется региональным магнитным минимумом, обусловленным развитием немагнитных толщ, а существующие узколинейные положительные аномалии предполагают наличие на глубинах 2—5 км интрузий основного состава, связанных с разломами северо-западного простирания. Та часть Тимана, где рифейские отложения выходят на поверхность, отличается более дифференцированным характером поля; при этом здесь наблюдается резкая смена мозаичного рисунка локальных аномалий ΔT на двухмерное поле Вычегодского прогиба [428]. В районе Колчимско-Полюдовского поднятия тиманский минимум сливается с западноуральским, который протягивается над рифейскими образованиями доуралид.

Ижма-Печорский синклинорий в северной части отделяется от Тимано-Канинского мегантиклинория зоной тектонических нарушений (Восточно-Тиманский глубинный разлом), с которой связаны гранитные интрузии (Верхняя Чуть, Изкось-Гора) и Омра-Сойвинский батолит вендского возраста. Это сравнительно широкая полоса кулисообразных разломов фундамента, ориентированная вдоль северо-восточного склона Тимана и совпадающая в общих чертах с Верхнеижемским разломом. По своему внутреннему строению и составу синклинорий аналогичен фундаменту Тимана, отличаясь большими метаморфизмом и плотностью пород. Это отражается положительными аномалиями поля Δg. Гравитационные минимумы в центральной части структуры отвечают интрузиям гранитов, а слабые магнитные аномалии, возможно, обусловлены магнетитсодержащими сланцами верхнего рифея—венда.

Поверхность фундамента здесь образует крупную моноклиналь с пологим и ступенчатым погружением к северо-востоку. В Притиманской части она осложнена Западно-Тэбукским выступом и Омра-Сой-

винской ступенью, а на юге постепенно сливается с Предуральским прогибом, где имеет максимальную глубину погружения – до 6 км.

Илыч-Чикшинская зона разломов относится некоторыми геологами к палеорифту, входящему в систему Печоро-Колвинского авлакогена [372] и рассматривается как граница эвгеосинклинальной и миогеосиклинальной зон байкалид. В эпоху байкальского тектогенеза она представляла собой широкую (до 40 км) и сложную систему разрывов, залеченных интрузиями основного и ультраосновного состава. Вдоль существующей у западной границы зоны гравитационной ступени располагается полоса весьма интенсивных (до +35 мГал) максимумов, где вскрыты субщелочные эффузивы и породы габбро-диорит-плагиогранитового северосавиноборского интрузивного комплекса, характерные для островных дуг. Поверхность фундамента в Илыч-Чикшинской зоне характеризуется сложным строением, обусловленным значительной подвижностью на протяжении всего фанерозоя. Разломами субширотного и северо-западного простирания она разбита на блоки, наиболее приподнятым из которых является Савиноборское поднятие.

Большеземельский синклинорий, вещественные комплексы которого предполагаются в пределах листа на больших глубинах к северо-востоку от Илыч-Чикшинской зоны разломов, в сравнении с Ижма-Печорским характеризуется большей тектонической раздробленностью и широким развитием вулканических формаций наряду с осадочными (по материалам из более северных районов Предуральского прогиба). И. В. Запорожцева (1994) полагает, что зеленосланцевый комплекс в глубоко погруженных частях верхнепротерозойского фундамента переходит в эпидот-амфиболитовый, повышается его основность. Поверхность байкалид залегает здесь на глубинах до 8 км, отвечая наиболее погруженной части Предуральского прогиба.

СТРОЕНИЕ ЧЕХЛА

Образования чехла повсеместно лежат на фундаменте с резким угловым несогласием. По структурно-формационным условиям накопления они делятся на каледоно-герцинский (среднекембрийско-верхнетриасовый) и альпийский (среднеюрско-антропогеновый) структурные этажи. При этом каледоно-герцинский этаж разделен на среднекембрийско-силурийский и нижнедевонско-верхнетриасовый, а альпийский – на среднеюрско-нижнемеловой и кайнозойский структурные ярусы. Каждый этаж наследует тектонические движения предыдущего и характеризуется почти непрерывным циклом седиментации без резких изменений структурного плана.

Каледоно-герцинский структурный этаж. Среднекембрийско-силурийский структурный ярус развит ограниченно, занимая отчетливо выраженную впадину на северо-востоке площади и сводовую часть Колчимско-Полюдовского поднятия. Сложен лагунно-дельтовыми континентальными, мелководно-шельфовыми и, вероятно, рифтогенными базальными песчаниковыми и карбонатно-конгломератово-песчаниковыми, а также мелководными терригенно-карбонатными и эвапоритовыми формациями. Нижнедевонско-верхнетриасовый структурный ярус объе-

диняет все разнообразие платформенных формаций – от терригенных базальных, карбонатных мелководных, карбонатно-глинистых компенсированных и некомпенсированных впадин до эвапоритовых и континентальных глинисто-песчаных.

Альпийский структурный этаж. Отделен от нижележащих этажей угловым несогласием. В нижней его части выделяется среднеюрско-нижнемеловой структурный ярус, сложенный осадками посторогенных континентальной сероцветной глинисто-песчаной и мелководной песчано-глинистой формаций. Ярус занимает северо-западную часть Печорской плиты, образуя пологую мульду.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Современный структурный план региона в основном определила каледоно-герцинская складчатость, а также тектоническая активизация на границе триас–юра. В основу тектонического районирования положено структурное разделение площади в пределах каледоно-герцинского структурного этажа. При этом, как наиболее приемлемая для районирования осадочного чехла, выбрана поверхность нижнепермских карбонатов, представляющих собой формацию тектонической «паузы» как на платформе, так и в Уральской складчатой области.

Платформенная территория листа по общему характеру дислокаций и изменениям формационных закономерностей разделена на структуры первого порядка: Тиманское складчато-глыбовое сооружение (Тиман) и Печорскую синеклизу.

Тиман включает три структуры II порядка: Джежим-Ксенофонтовский и Восточно-Тиманский мегавалы и Помоздинскую депрессию. Хотя рельеф фундамента здесь в некоторой степени снивелирован толщами палеозоя, наблюдается унаследованность структурного плана чехла от поверхности основания, в том числе и северо-западное простирание дислокаций.

Джежим-Ксенофонтовский мегавал серией взбросов и оперяющих разломов разделен на ряд блоков, которые в свою очередь по Западно-Тиманскому надвигу на 15–20 км надвинуты на северо-восточный борт Кельтменского вала. В пределах блоков выделены Джежимпарминская, Вадьявожская и Ксенофонтовская антиклинали, разделенные слабо дислоцированными или залегающими субгоризонтально отложениями. Эти структуры представляют собой диапироподобные складки с ядром протыкания, где на поверхность выведены выступы рифейских пород. Осадки чехла, облекая эти выступы, образуют асимметричные антиклинали со срезанными юго-западными крыльями и высотой по подошве палеозоя до 1200 м.

Восточно-Тиманский мегавал представлен на площади Ухта-Ижемским валом, объединяющим структуры III порядка: Ухтинскую антиклиналь, Верхневольскую депрессию, Ижма-Вычегодскую и Немскую ступени. В общем плане это вытянутая антиклиналь, крылья которой имеют падение 2–5°, часто осложнены флексурообразными перегибами, с которыми сопряжены структурные ступени и пологие депрессии. В восточной части вала вдоль Верхнеижемского сброса протягивается

цепочка более мелких, хорошо выраженных удлиненных антиклиналей, в ядрах которых, как и в ядре Ухтинской антиклинали, выходят отложения девона.

Помоздинская депрессия представляет собой достаточно отчетливо выраженную отрицательную структуру, разделяющую мегавалы. Ядро ее является наиболее пониженной частью Тимана.

Печорская синеклиза

Представлена фрагментом Омра-Лыжской седловины, входящей в состав Ижма-Печорской мегавпадины. Седловина занимает пространство между Тиманом и Верхнепечорской впадиной. Характерная ее черта – наличие крупных ступеней (Омра-Сойвинская, Тэбукская, Лемьюская), имеющих нечеткие очертания и выделяющихся довольно условно. Ступени разделены пологими флексурами, связанными, вероятно, с разломами в фундаменте. В пределах самих структур породы залегают субгоризонтально при общем незначительном погружении на северо-восток.

Омра-Сойвинская ступень примыкает к Ухта-Ижемскому валу, отделяясь от него Верхнеижемским сбросом. В ее цоколе везде вскрыты однотипные граниты и можно предположить, что это – единый крупный гранитный батолит, поднятый на высоту до 600 м по отношению к прилегающим участкам фундамента. Границами этого блока, вероятно, служат погребенные разломы, отображающиеся полосовыми гравитационными градиентами. Тэбукская ступень располагается ниже Омра-Сойвинской и на 400–500 м выше Лемьюской. В ее составе выделяются Тэбукское, Западно-Тэбукское, Ваньюское и другие локальные поднятия с амплитудой до 120 м.

В южной части Омра-Лыжской седловины располагается Джебольская моноклиналь. Здесь на фоне общего восточного и северо-восточного погружения всех слоев (на севере более крутого, чем на юге) наблюдаются узкие, линейно-вытянутые в субмеридиональном направлении «террасы», вдоль которых в восточной части структуры прослеживается цепочка малоамплитудных поднятий. Моноклиналь отделяется от Тимана относительно крутым перегибом и раскрыта в сторону Верхнепечорской впадины, граница с которой устанавливается в основном по появлению формаций, характерных для зон краевых прогибов.

Наиболее контрастной структурой седловины является Мичаю-Пашнинский вал, расположенный к востоку от Тэбукской и Лемьюской ступеней. Ширина вала порядка 20 км, длина в пределах листа 100 км, амплитуда изменяется от 70 до 400 м. В его границах выявлены четыре брахиантиклинальные структуры: Мичаюская, Северо- и Восточносавиноборская и Пашнинская. Наиболее крупная из них Пашнинская имеет размеры 20 км на 4–5 км и амплитуду по подошве доманикового горизонта 290 м. Вал, связанный пространственно с Илыч-Чикшинской зоной дислокаций, как поднятие сформировался в раннем карбоне и в дальнейшем развивался конседиментационно в генетической связи с инверсионным движением крупных приразломных блоков. В целом, в пре-

делах Омра-Лыжской седловины разрывы фундамента в чехле затрагивают отложения не моложе нижнего франа, выше же трассируются серией флексур и локальных структур.

УРАЛЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В строении Уральской складчатой системы, в пределах рассматриваемой территории выделяются три структурных этажа: байкальский (рифейско-вендский), каледоно-герцинский (палеозойский) и альпийский (мезозойско-кайнозойский).

Байкальский структурный этаж слагает основание Уральской складчатой системы и представлен среднерифейско-раннекембрийскими вулканогенно-осадочными структурно-вещественными комплексами (СВК), сформированными в условиях эпиконтинентально-рифтового режима или на шельфе пассивной окраины. Каледоно-герцинский структурный этаж представлен верхнекембрийско-триасовыми СВК, соответствующими полному циклу развития Уральского подвижного пояса.

Альпийский (мезозойско-кайнозойский) структурный этаж представлен континентальными и морскими отложениями юрского—голоценового возраста, формировавшимися в условиях платформенной стабилизации и эпиплатформенной тектонической активизации, в том числе — эпиплатформенного орогенеза, сформировавшего Уральское горное сооружение.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Тектоническое районирование территории произведено с учетом того обстоятельства, что структура Уральской складчатой системы сформирована главным образом в каледоно-герцинский этап и моделирована активизационными процессами в верхнем мелу—палеогене (эпиплатформенный орогенез) и в раннем неоплейстоцене. В границах территории листа P-40 на современном эрозионном срезе выделяются следующие структуры I порядка (с запада на восток): Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральская складчато-надвиговая мегазона (СНМЗ), Центрально-Уральское поднятие (ЦУП), Тагильская складчато-надвиговая мегазона. При этом, Центрально-Уральское поднятие, как и ядра антиформ в Колчимско-Полюдовском поднятии Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны, представляют собой выступы вещественных комплексов байкальского структурного этажа среди образований палеозойского.

Предуральский краевой прогиб

Отнесен к Уральскому складчатому поясу с известной долей условности на том основании, что выполняющие его отложения характеризуют орогенный (коллизионный) этап развития пояса и формировались за счет денудации его доорогенных комплексов. Однако в структурном отношении орогенные формации принадлежат и платформе, т. к. запад-

ная часть краевого прогиба заложена на краю последней. На территории листа прогиб представлен Верхнепечорской впадиной, входящей в состав Большесынинско-Верхнепечорской мегавпадины, и северной частью Соликамской впадины Уфимско-Соликамской мегавпадины. Разделены они Колчимско-Полюдовским поперечным поднятием и юго-восточной оконечностью Тимана.

По морфологии и генезису впадины являются одним целым, представляя собой компенсационное понижение в системе Предуральского прогиба. Раннему этапу формирования этой части территории отвечало перикратонное опускание с образованием формаций и структур, близких к платформенным. Последовавшее в перми—триасе интенсивное прогибание обусловило накопление мощных моласс, а наложение в ранней юре складчатых деформаций с широким развитием надвигов предопределило формирование структур специфической морфологии.

Впадины представляют собой фрагменты крупной синклинали, в большей своей части не затронутые надвиговыми дислокациями. В современном плане это отрицательные структуры общей протяженностью 450 км при ширине 50—80 км, линейно-вытянутые вдоль западного склона Урала и заполненные пермско-триасовой молассой. Они входят в состав регионального гравитационного минимума; при этом, понижение напряженности поля прямо пропорционально мощности молассового комплекса, обладающего аномально низкой плотностью. Западная граница с Печорской синеклизой зачастую совпадает с флексурой, которой отвечает гравитационная ступень. Восточная граница проведена по Главному Западно-Уральскому надвигу, в передовых складках которого на поверхность выведены доорогенные карбонатные формации. Максимальная глубина погружения ложа впадины по кровле карбонатов перми составляет 4400 м в районе Вуктыльского вала.

Если по нижним горизонтам осадочного чехла впадины представляют собой единую моноклиналь, погружающуюся под структуры Урала (2—5°), то по верхним горизонтам по степени дислоцированности каждая из них делится на Внешнюю и Внутреннюю структурные зоны, разграниченные системой Вуктыльско-Полюдовских надвигов [198].

Во Внешней зоне падение пород орогенных формаций к осевой части впадин заметно выполаживается, а при приближении к Вуктыльско-Полюдовскому надвигу меняется на обратное, часто достаточно крутое (вблизи надвига — до 30°). В целом спокойное залегание слоев редко нарушается малоамплитудными флексурами и локальными структурами, такими как включающие газоконденсат Большелягская и Юрвожская антиклинали, приуроченные к Илыч-Чикшинской зоне разломов. Территория Внутренней зоны представляет собой частично перекрытую структурами Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны систему аллохтонов, которые, в свою очередь, по Вуктыльско-Полюдовскому надвигу приподняты над Внешней зоной и надвинуты на нее. Для аллохтонов характерно сочетание крупных линейных асимметричных складок с разрывами взбросо-надвигового типа. Генетическое единство их со структурами Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны несомненно, но существует значительное отличие, выраженное в широ-

ком развитии в их составе орогенных формаций. На основании этого Внутренняя зона и отнесена к Предуральскому прогибу.

Аллохтоны Внутренней зоны простираются в субмеридиональном направлении, имея протяженность до 100 км при ширине 5—10 км, мощность их по данным бурения и сейсморазведки достигает 3—6 км. Складки аллохтонов представляют собой бескорневые линейные фронтальные антиклинали с восточным падением осевой поверхности, нормальным или опрокинутым западным крылом или дизпликаты почти без осложняющих складок. Они характеризуются амплитудами 0,1—1,5 км и уменьшением степени дислоцированности с глубиной [198], восточные их крылья зачастую сорваны или перекрыты.

Наименее дислоцирована северная часть Верхнепечорской впадины. Здесь выделена единственная структура — Вуктыльский вал, входящий в состав крупного дизпликата. Вал вытянут в меридиональном направлении на 65 км, имеет ширину 3—5 км и амплитуду западного крыла до 1500 м. Фронтальный взброс дизпликата с глубиной постепенно переходит в надвиг, затрагивая каменноугольные отложения, в то время как более древние образования имеют ненарушенное залегание. На поверхности разрывное нарушение прослеживается дугообразной полосой узких линейных аномалий магнитного поля.

Южнее, в поле развития сероцветной молассы, располагается Пачгинско-Лунвожпальская полоса складчатости, состоящая из ряда мелких, меридионального простирания, антиклиналей. Южная часть этой полосы перекрыта выдвинутым на 25 км к западу Патраковским аллохтоном, включающим Патраковскую антиклиналь. Длина последней около 30 км, ширина 5 км. Западнее этих структур выделяется Курьинская полоса складчатости в составе Анельской, Курьинской и Рассохинской антиклиналей, имеющих размеры 12—24 км на 2,5 км и амплитуду 200—300 м. Они кулисообразно расположены по отношению друг к другу и приурочены к Анельско-Курьинскому надвигу, ответвляющемуся от Вуктыльско-Полюдовского.

Западно-Уральская складчато-надвиговая мегазона

В пределах рассматриваемой площади представлена четырьмя структурами II порядка (с запада на восток): Колчимско-Полюдовским поперечным поднятием, Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоной, Малопечорским и Присалатимским аллохтонами. Все эти структуры сложены структурно-вещественными комплексами (СВК) каледоно-герцинского структурного этажа, при этом первые две представлены СВК, сформированными в Бельско-Елецкой СФЗ, а Малопечорский аллохтон — образованиями, типоморфными для Зилаиро-Лемвинской СФЗ. В Колчимско-Полюдовском поперечном поднятии в ядрах антиклиналей обнажаются образования байкальского структурного этажа, в формационном отношении относящиеся к Западно-Тиманской СФЗ.

Колчимско-Полюдовское поднятие расположено на стыке структур уральского и тиманского направлений; формирование его связывается с раннеюрскими глыбовыми дислокациями блоков допозднекем-

брийской консолидации, когда в результате разнонаправленных движений сформировались различно ориентированные куполовидные и брахиформные асимметричные антиклинали, разделенные корытообразными синклиналями. Наиболее крупные антиклинали: Верхнеухтымская, Полюдовская, Колчимская и Тулымпарминская, в ядрах которых обнажены рифейские отложения, приурочены к фронтальной части Вуктыльско-Полюдовского надвига, дугообразно окаймляющего поднятие с запада.

Косью-Вишерская складчато-надвиговая зона (СНЗ) является одной из наиболее крупных структур III порядка, имеет меридиональное (уральское) простирание; на западе по Главному Западно-Уральскому надвигу (ГЗУН) граничит с Предуральским краевым прогибом, на востоке, по Осевому надвигу – с Центрально-Уральским поднятием (ЦУП). Там же, на востоке, Косью-Вишерская СНЗ частично перекрыта пластиной Малопечорского аллохтона. На юге структура по ГЗУН граничит с Колчимско-Полюдовским поднятием и Кваркушско-Каменногорским антиклинорием ЦУП. Граница с последним проводится условно, по смене протерозойских образований, слагающих антиклинорий, палеозойскими образованиями Косью-Вишерской зоны.

Косью-Вишерская СНЗ сложена структурно-вещественным комплексом каледоно-герцинского структурного этажа, сформированным в условиях зоны шельфа (Бельско-Елецкая СФЗ). Вертикальный ряд стратифицированных формаций в геодинамическом отношении делится на две части: нижний цикл представлен терригенными отложениями, залегающими на рифейско-вендских образованиях с размывом и угловым несогласием и формировавшимися в континентально-рифтовую стадию эволюции региона; верхний – преимущественно глинисто-карбонатными отложениями, накапливавшимися в условиях шельфа пассивной окраины. Следует отметить, что рифтогенная терригенно-глинистая формация, включающая пласты базальтов ($РК Є_3–О_2$), имеет региональное распространение в пределах территории Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны. Выше нее в Бельско-Елецкой СФЗ Косью-Вишерской СНЗ выделяются: песчано-глинисто-известняковая и доломитовая формации среднеордовикско-раннедевонского возраста ($ШО_2–D_1$), песчано-глинисто-известняковая ($ШD_3–С_1$), терригенно-карбонатная и кремнисто-глинисто-известняковая ($ШС_1–Р_1$). В восточной, Иргизлинско-Карской, подзоне Бельско-Елецкой СФЗ, на границе шельф–склон, параллельно приведенному выше ряду формаций развивалась рифовая известняковая формация ($БРО_2–D_1$). Интрузивные образования в этой зоне относятся к габбро-долеритовой формации, характеризующей стадию отраженной активизации территории ($ОАD_1$; $ОАD_3–С_1$).

В пределах территории листа северная часть Косью-Вишерской зоны относится к Тимаизскому поперечному поднятию, а южная – к Верхнепечорскому поперечному опусканию, границей между которыми является граница между силурийскими и девонскими отложениями, пересекающая зону в северо-западном направлении у северного окончания Малопечорского аллохтона.

Тимаизское поперечное поднятие представлено двумя крупными складками – Верхнеилычской (Тимаизской) антиклиналью и

Щугоро-Подчеремской синклиналью. Верхнеилычская антиклиналь — вытянутая в меридиональном направлении складка размером 140 × 25 км, в ядре которой выходят известняки щугорской свиты среднего—верхнего ордовика. К северо-востоку от Верхнеилычской антиклинали, имея с ней общее крыло, находится Щугоро-Подчеремская синклиналь, ядро которой в пределах характеризуемой территории выполнено карбонатными отложениями нижней перми. Складка размером 70 × 30 км вытянута в меридиональном направлении и открывается на севере, за пределами площади, в Предуральский прогиб.

Для Верхнепечорского поперечного опускания характерны сильно сжатые линейные, асимметричные складки со слабой ундуляцией шарниров. Они обычно опрокинуты на запад и осложнены надвигами и сдвиго-надвигами. Шарниры как крупных, так и мелких складок имеют субмеридиональное простирание. Углы наклона шарниров складок обычно не превышают 20°, крутые падения (более 30°) редки и локально приурочены к зонам сдвигов.

Внутреннее строение Косью-Вишерской зоны в пределах Верхнепечорского опускания представляет собой чередование полос антиклинальных и синклинальных структур. В крайней западной части, вдоль ГЗУНа, протягивается серия сильно нарушенных антиклинальных складок, сложенных нижнекаменноугольными отложениями (западноуральская свита, ладейнинская и бражкинская толщи). Восточнее этой серии антиклиналей расположена полоса синклинальных структур, в ядрах которых выходят артинские известняки. Еще далее к востоку расположена вторая полоса антиклинальных структур, в ядрах которых обнажаются турнейские, верхне- и среднедевонские отложения.

Западная часть Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны сложена двумя типами структур: чешуи, во фронтальной принадвиговой части которых выходят визейские известняки; и складки, нередко изоклинальные [198]. В центральной части зоны (перед Малопечорским аллохтоном) картируется крупная (5—10 × 120 км) структура — Косью-Уньинская синклиналь, западное крыло которой сорвано высокоамплитудным надвигом. В основании аллохтона залегают доломиты и известняки щугорской серии среднего—верхнего ордовика и таборотинской серии верхнего ордовика—нижнего силура, что говорит о наличии здесь регионального послойного срыва по некомпетентным толщам хыдейской свиты среднего ордовика.

Малопечорский аллохтон пространственно приурочен к восточной части Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны, перекрывая ее в районе Косью-Уньинской синклинали. На востоке по Осевому надвигу Малопечорский аллохтон частично перекрывается рифейскими вулканогенно-осадочными образованиями Выдерьинско-Ниолсовского антиклинория. Аллохтон ориентирован в меридиональном направлении, имеет линейную, прихотливой конфигурации, форму и усредненные размеры 170 × 10—35 км.

Малопечорский аллохтон сложен фрагментами СВК каледоно-герцинского структурного этажа, сформированного на континентальном склоне и у его подножия (Зилаиро-Лемвинская СФЗ). Стратифицированный СВК представлен следующими формациями (снизу вверх): выше

вещественных комплексов рифтогенной терригенно-глинистой формации ($PK\text{Є}_3-O_3$) залегают отложения девонской песчано-глинистой и глинисто-известняково-кремнистой (CD_{1-3}) формаций, объединенные по причине пространственной сближенности и мелкого масштаба карты; а также образования песчано-глинистой формации каменноугольного возраста (CC_{1-2}).

Малопечорский аллохтон состоит из целого ряда пластин и чешуй шириной до 25 км, протяженностью 40–70 км. Границей аллохтона является высокоамплитудный надвиг, сопровождаемый сложными дислокациями, характерными для фронтальных зон крупных шарьяжей (Кисуньинские и Верхнешежимские клиппы, Большешежимское и Малошежимское тектонические окна).

Поверхность надвига сопровождается зоной милонитизации мощностью 10–30 м. Для пород, слагающих чешуи аллохтона, характерно наличие интенсивного кливажа. Крупные нормальные складки практически отсутствуют или имеют изоклинальный характер, что создает впечатление моноклинального падения пород на восток.

Присалатимский аллохтон был выделен при составлении Легенды Североуральской серии [317]. Он включает сильно перемятые и метаморфизованные на уровне фации зеленых сланцев терригенные и вулканогенные породы саранхапнерской, хомасьинской и польинской свит верхнего кембрия–ордовика, относящиеся к рифтогенной формации смешанного состава – терригенной галечно-песчано-глинистой и базальтовой ($PK\text{Є}_3-O_3$). Стратифицируемые образования прорываются субвулканическими и гипабиссальными интрузиями малиновского комплекса монцодиорит-сиенитовой формации (PKO_{1-2}). Указанные комплексы формировались в условиях внутриконтинентальной рифтовой системы Восточно-Европейского палеоконтинента. В современной структуре они слагают аллохтонную пластину субмеридиональной ориентировки, ограниченную Присалатимским и Главным Уральским разломами. Характеристика этих тектонических нарушений приводится ниже. Характер деформационных структур Присалатимского аллохтона определяется наличием сжатой асимметричной многопорядковой складчатости с восточным падением осевых поверхностей и большого количества субпараллельных им взбросо-надвиговых сместителей. Напряженный характер складчатости и наличие большого количества разрывных нарушений, сопровождающихся развитием бластомилонитов, позволяют интерпретировать описываемую структуру как региональную зону смятия.

Центрально-Уральское поднятие

В пределах территории листа P-40 Центрально-Уральское поднятие (ЦУП) представлено фрагментами Ляпинско-Кутимского и Кваркушско-Каменногорского мегантиклинориев и разделяющей их узкой полоской Улсовско-Тыпыльской мегасинклинали, относящейся к Улсовско-Висимскому мегасинклинорию. Следует отметить, что присутствие в названиях терминов «мегантиклинорий» и «мегасинклинорий» не отражает истинного характера и генезиса структур, а скорее является

данью традиции. Эти структуры (так же, как и слагающие их синклинории и антиклинории), сложенные главным образом допозднекембрийскими образованиями, хотя и являются частью единого каледоно-герцинского складчатого пояса, по сути представляют собой блоки «доуральского» структурного плана.

Ляпинско-Кутимский мегантиклинорий в пределах рассматриваемой территории представлен своей южной частью и включает (с севера на юг): Маньхамбовский, Выдерьинско-Ниолсовский и Вишерско-Кутимский антиклинории. Граница мегантиклинория с Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоной проводится по Осевому надвигу; с востока он почти на всем протяжении по поверхности крупного надвига частично перекрывается вулканогенно-терригенными образованиями Присалатимского аллохтона. В строении антиклинория участвуют образования байкальского и каледоно-герцинского структурных этажей. Байкальский структурный этаж представлен СВК, сформированными в двух одновозрастных структурно-формационных зонах — Ляпинской и Ишеримской. Каледоно-герцинский этаж сложен вещественными комплексами Бельско-Елецкой СФЗ.

Маньхамбовский антиклинорий. Слагающие его образования байкальского структурного этажа относятся к Хобеизско-Маньхамбовской подзоне Ляпинской СФЗ. Вертикальный формационный ряд включает (снизу вверх): песчано-глинистую (включая аспидную) формацию с пластами базальтов (CR_2), формировавшуюся, вероятно, в условиях континентального склона пассивной окраины; шельфовую глинисто-песчаную (олигомиктовую и кварцевую) ($ШR_3$); карбонатно-песчано-глинистую и базальтовую (PKR_3), связанную с началом формирования рифтогенных трогов; базальт-риолитовую рифтогенную (PKR_3—V_1); орогенную молассовую, формировавшуюся в межгорных прогибах ($ПМV_2$). В строении этажа участвуют также и крупнейшие в составе байкалид Урала Маньхамбовский и Ильяизский гранитные массивы, представленные гранит-лейкогранитовой формацией (OKV—$Є$) коллизионной стадии развития коры.

Образования каледоно-герцинского структурного этажа имеют в Маньхамбовском антиклинории резко подчиненное развитие, преимущественно — на западном его крыле. Они представлены фрагментами рифтогенной галечно-песчано-глинистой формации ($PKЄ_3$—O_3), формировавшейся в условиях континентально-рифтового геодинамического режима на шельфе пассивной окраины.

Выдерьинско-Ниолсовский антиклинорий, находящийся к югу от Маньхамбовского, на современном эрозионном срезе представлен образованиями байкальского структурно-тектонического этажа. Слагающий его СВК представлен нерасчлененной вулканогенно-осадочной толщей, по-видимому включающей образования, формировавшиеся в различных геодинамических обстановках: континентально-рифтовые, склоновые, возможно — шельфовые. С большой долей условности, по преобладанию характерных пород, на тектонической схеме нерасчлененные позднерифейские образования отнесены к континентально-рифтовой карбонатно-песчано-глинистой и базальтовой формации (PKR_3).

Форма антиклинория в плане – удлиненная клинообразная, с неровной западной границей, соответствующей конфигурации Осевого надвига; протяженность по длинной оси, ориентированной в меридиональном направлении – около 120 км, ширина – до 40 км.

Вишерско-Кутимский антиклинорий (ВКА). Расположен к югу от Выдерьинско-Николсовского, вытянут в меридиональном направлении и ограничен надвигами: с запада – Осевым, с востока – Присалатимским; в структурно-формационном отношении соответствует Ишеримской СФЗ.

Вещественные комплексы, слагающие антиклинорий, относятся к байкальскому и каледоно-герцинскому структурным этажам. Структурно-вещественный комплекс байкальского этажа представлен двумя ярусами – среднерифейским и верхнерифейским. В составе нижнего яруса на современном эрозионном срезе выделяются следующие формации (снизу вверх): песчано-глинистая (CR_2), формировавшаяся в относительно глубоководных условиях континентального склона, и карбонатно-глинистая шельфовая ($ШR_2$). Второй ярус представлен глинисто-песчаной шельфовой ($ШR_3$) формацией и перекрывающей ее смешанной – карбонатно-песчано-глинистой и базальтовой (PKR_3), предположительно относящейся к рифтогенному позднерифейско-вендскому этапу эволюции.

Образования каледоно-герцинского этажа развиты незначительно в северо-восточной части антиклинория и вдоль его западной границы. Они представлены вещественными комплексами позднекембрийско-ордовикского возраста, сформированными в условиях геодинамического режима внутриконтинентального рифта (рифтогенная формация смешанного состава – галечно-песчано-глинистая и базальтовая). В современной структуре эти образования представлены фрагментами разрезов, находящимися в аллохтонном залегании; в соответствии с чем выделяются два изолированных района без установленной принадлежности к какой-либо определенной подзоне Зилаиро-Лемвинской СФЗ – Тылайско-Чувальский и Присалатимский. В пределах характеризуемой территории ВКА представлен своей северной частью с размерами 150 × 15–35 км; разбит субмеридиональными надвигами на серию узких (6–12 × 2–5 км) чешуй с восточным падением разделяющих их поверхностей.

Кваркушско-Каменногорский мегантиклинорий (ККМА) представлен на территории листа своим северным окончанием. На востоке он ограничен надвигом субмеридионального простирания, по которому на него надвинута Улсовско-Тыпыльская мегасинклиналь Улсовско-Висимского мегасинклинория. Северо-восточная граница условна и проходит по смене рифейско-вендских образований нижнепалеозойскими, отчасти – по второстепенным тектоническим нарушениям. В строении ККМА принимает участие байкальский структурно-тектонический этаж, представленный двумя ярусами: верхнерифейским и нижневендским. Нижний ярус представлен верхней частью СВК, сформированного в геодинамических условиях шельфа континентальной окраины в Западной подзоне Кваркушско-Каменногорской СФЗ и сложенного шельфовой известняково-песчано-глинистой формацией ($ШR_3$). Верхний (нижневендский) ярус представлен смешанной – терригенной тиллоидной и базальтовой (трахибазальтовой) формацией, относимой нами к рифтогенным (PKV_1).

В структуре Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория выделяются: Язьвинско-Косьвинский моноклинорий, Кваркушско-Басегский антиклинорий и Цепельско-Молмысская синклинорная зона.

Улсовско-Висимский мегасинклинорий на территории листа представлен своим северным окончанием – узкой (до 5 км) Улсовско-Тыпыльской мегасинклиналью, представляющей собой сильно сжатую моноклиналь с восточным падением. Характер структуры определяется нахождением между двумя жесткими блоками: Ляпинско-Кутимским и Кваркушско-Каменногорским мегантиклинориями; обе ее границы – надвиговые. В пределах рассматриваемой территории Улсовско-Тыпыльская мегасинклиналь имеет размеры 45 × 5 км. Она сложена образованиями каледоно-герцинского структурно-тектонического этажа, сформированными на шельфе пассивной континентальной окраины и относящимися к глинисто-известняковой формации.

Тагильская складчато-надвиговая мегазона сложена СВК палеозойского (каледоно-герцинского) структурного этажа, представленного формациями позднеордовикско-девонского возраста, формировавшимися в условиях палеоостроводужной системы, и фрагментами вещественных комплексов срединно-океанического хребта. Главными структурными элементами являются: Салатимская сутурная зона и Тагильский мегаблок, представленный в основном своей западной частью.

Салатимская сутурная зона является крупной шовной структурой, разделяющей мегаблоки, различные по возрасту и условиям формирования геологических комплексов – Восточно-Европейский кратон и аккретированную к нему Тагильскую палеоостроводужную систему. Салатимская сутурная зона слагается войкаро-кемпирсайским комплексом тектонитов (AKD_3–P) с тектоническими линзами и пластинами ультрамафитов салатимского комплекса (OO_2). Характерной особенностью структурного рисунка Салатимской зоны является наличие большого количества пластин и тектонических линз различного размера, слагаемых углеродистыми сланцами, смятыми в сжатые асимметричные и дисгармоничные складки; метаморфизованными ультрамафитами, реже – габбродолеритами и родингитами. В тектонических блоках присутствуют минералы-индикаторы высокобарического метаморфизма – глаукофан, лавсонит, жадеит. Предполагается начало формирования комплекса тектонитов в аккреционной призме палеозоны субдукции и окончательное оформление его современного облика в процессе коллизии, а дунит-гарцбургитового салатимского комплекса – в условиях океанского центра растяжения. Наиболее крупные массивы, слагаемые салатимским комплексом на территории листа – Няйсский и Салатимский.

Няйсский массив располагается между реками Толья и Нахор; длина его около 70 км, ширина до 3 км [356]. Массив представляет собой круто падающую на восток пластину, сложенную серпентинитами, образованными преимущественно по ортопироксеновым дунитам и гарцбургитам. Все контакты массива тектонические.

Салатимский массив находится между р. Большая Тошемка и верховьями р. Анчуг; длина его 35 км, ширина до 2,5 км. Он представляет собой пластину с тектоническими контактами, падающими на восток

под углами 50—70°, с постепенным выполаживанием на глубине [388]. Массив слагается шлирово-такситовым дунит-гарцбургитовым комплексом, почти нацело превращенным в серпентиниты. В районах, где массив имеет наибольшую мощность, сохраняются тела слабо серпентинизированных дунитов и гарцбургитов (гора Большой Салатим).

Сутурная зона ограничена с запада Салатимским разломом, относящимся к зоне Главного Уральского надвига, с востока — серией разрывных нарушений с субвертикальным и крутым восточным, реже — западным падением. Наиболее крупным из них является Западно-Кумбинский разлом, отделяющий динамометаморфические сланцы зоны Главного Уральского надвига от вулканитов Тагильского мегаблока. Разлом сопровождается зоной интенсивного рассланцевания.

Западно-Тагильский блок (моноклинорий), являющийся частью Тагильского мегаблока, слагается вулканогенно-осадочными комплексами ордовикско-девонского возраста, прорываемыми многочисленными интрузивными массивами и разбитыми сетью ортогональных малоамплитудных разломов.

Слабая тектоническая нарушенность разрезов обусловила сохранение реликтов нескольких вулкано-тектонических депрессий в центральной и южной частях характеризуемого фрагмента Тагильской мегазоны. Наиболее крупными из них являются Саумская, Тарньерско-Шемурская и Тонгинско-Ваниловская, приуроченные к промежуткам между крупными ультрамафит-габбровыми массивами Платиноносной ассоциации.

Саумская вулкано-тектоническая депрессия располагается между Чистопским и Помурским массивами и слагается колчеданоносными вулканитами шемурской и павдинской свит (базальт-риолитовая и базальт-андезит-дацитовая формации верхнего ордовика—нижнего силура). Депрессия имеет треугольную форму, длина ее составляет около 35 км, ширина до 10 км. Вулкано-тектоническая структура врезана в ордовикское основание, представленное комплексом параллельных долеритовых даек и офиолитовыми габбро (мариинский комплекс и пальникшорские субвулканические образования) и перекрыта силурийскими вулканитами. Вблизи границ с депрессией офиолитовые разрезы насыщены дайками и штоками гранитоидов и риолитов. Дуговые разломы, ограничивающие вулкано-тектоническую структуру, прослеживаются узкими цепочками отрицательных аномалий силы тяжести, обусловленных зонами дезинтеграции, или положительными магнитными аномалиями, связанными с телами субвулканических долеритов [323]. По результатам интерпретации сейсмических профилей мощность образований колчеданоносных дифференцированных формаций достигает 1000—3000 м. Устанавливается падение толщ на восток под углами 40—50° с выполаживанием на глубине до 10—20° [349, 388]. В пределах Саумской вулкано-тектонической депрессии располагаются Саумское, Яхтельинское, Владимирское, Медвежинское и другие проявления медноколчеданных руд.

Тарньерско-Шемурская вулкано-тектоническая депрессия является наиболее крупной на территории листа P-40; ее длина около 40 км, ширина до 12—13 км. Депрессия располагается между Помурским мас-

сивом и массивом Денежкин Камень, северный ее фрагмент отделен от основной части Южно-Помурским гранодиоритовым массивом и выделяется некоторыми авторами в качестве самостоятельной Помской вулкано-тектонической структуры [388]. Так же как и Саумская, Тарньерско-Шемурская вулкано-тектоническая депрессия с севера и юга ограничена серией диагональных и субкольцевых сбросов и с востока перекрыта силурийской базальт-андезитовой формацией. С запада структура граничит с образованиями войкаро-кемпирсайского комплекса тектонитов, и прилегающая к Главному Уральскому надвигу часть базальт-риолитового разреза превращена в зеленосланцевые бластомилониты. В пределах вулкано-тектонической депрессии картируется несколько эродированных вулканических построек, к которым приурочены месторождения медноколчеданных руд – Тарньерское, Шемурское и Ново-Шемурское.

Тонгинско-Ваниловская вулкано-тектоническая депрессия располагается между массивами Кумбинский и Денежкин Камень. Депрессия имеет седловидную форму и размер 10 × 12 км. Она выполнена главным образом вулканитами павдинской свиты (S_1); образования контрастно-дифференцированной базальт-риолитовой формации распространены в виде узкой полосы в ее западной части. В пределах Тонгинско-Ваниловской депрессии известно несколько рудопроявлений меди.

В пределах Западно-Тагильского блока присутствует большое количество интрузивных массивов, наиболее крупные из которых показаны на Тектонической схеме. Большинство массивов являются полиформационными и состоят из нескольких интрузивных комплексов.

Самый северный на территории листа P-40 Хорасюрский массив представлен своей юго-западной частью, выделяемой некоторыми исследователями в качестве отдельного Вольинского массива. Массив имеет вытянутую линзообразную форму и располагается между реками Сертынья (севернее листа P-40) и Керасынья. Длина массива около 100 км, ширина до 15 км; он представляет собой мегабудину, имеющую тектонические ограничения. Восточный контакт на большом протяжении перекрыт мезозойскими осадками. На территории листа P-40 массив состоит из пород нескольких интрузивных комплексов: метагаббро мариинского комплекса, плагиогранитов кривинского комплекса, оливиновых габбро качканарского комплекса, габбро тагило-кытлымского комплекса, плагиогранитов петропавловского комплекса. Тела различных комплексов имеют, как правило, тектонические границы, что создает мозаичную картину строения массива. По мнению В. Р. Шмелева (1994), в пределах Хорасюрского массива мы наблюдаем мегабрекчию, слагаемую разноуровневыми среднекоровыми интрузивными комплексами основания Тагильской мегазоны. С габброидами и пироксенитами качканарского комплекса связаны месторождения титаномагнетитовых руд, проявления медных руд и платиноидов Волковского типа, проявления скарновых медно-магнетитовых руд и золота в метасоматически измененных блоках вмещающих вулканитов – провесах кровли массива (за восточной рамкой листа P-40).

Расположенный южнее (между реками Лопсия и Малая Сосьва) Ялпинг-Ньерский массив слагается габброидами тагило-кытлым-

ского комплекса и в восточной части – небольшими телами гранитоидов петропавловского и северорудничного комплексов. Форма массива линзовидная, длина его около 65 км, ширина до 10 км. Западные контакты повсеместно тектонические, восточные – как правило, интрузивные, с образованием роговиков.

Северорудничный массив примыкает к Ялпинг-Ньерскому с юго-востока и слагается габбро, диоритами и гранодиоритами одноименного интрузивного комплекса. Длина массива 35 км, ширина до 4 км; все контакты активные, с образованием роговиков и скарнов. В контактовом ореоле массива присутствуют месторождения и проявления скарново-магнетитовых руд, проявления золота; с габброидами массива связаны проявления титаномагнетитовых руд качканарского типа.

Петропавловский массив расположен западнее и южнее Северорудничного (между реками Лозьва и Ушма), имеет полосовидную форму (длина 40 км, ширина до 6 км) и слагается габбро, кварцевыми диоритами и плагиогранитами одноименного комплекса, в южной части прорываемыми штоками и дайками гранодиоритов северорудничного комплекса. Западный контакт массива на большом протяжении сорван разломом, восточный – интрузивный.

Основная часть Чистопского массива расположена между реками Ушма и Сев. Тошемка; узкий клиновидный блок прослеживается еще на 10 км южнее, на горах Вапс-Сос и Хапья-Сур. Длина массива около 50 км при максимальной ширине 20 км. В состав массива входят оливиновые габбро качканарского комплекса и габбро тагило-кытлымского комплекса, прорываемые в юго-восточной части штоками плагиогранитов петропавловского комплекса. Контакты массива тектонические, но вблизи них наблюдаются блоки роговиков и ореолы контактовых амфиболитов. В составе массива присутствуют блоки габброидов, формировавшихся на разных уровнях глубинности, что заставляет предполагать их тектоническое совмещение [192].

Помурский массив располагается между реками Вижай и Ивдель. Массив имеет неправильную полосовидную форму; длина его 37 км, ширина 3–7 км. В его состав входят габбронориты тагило-кытлымского комплекса, слагающие округлое тело в верховьях р. Тошемка, шток плагиогранитов петропавловского комплекса в долине р. Пома и несколько штоков диоритов и монцодиоритов северорудничного комплекса. Интрузивные породы не деформированы, магматические тела имеют активные контакты с вмещающими породами. В контактово-термальном ореоле Помурского массива локализуются проявления скарново-магнетитовых и медно-скарновых руд.

Южно-Помурский массив находится в бассейне р. Тальтия, имеет неправильную изометричную форму и размеры 12×12 км. Массив слагается породами трех интрузивных комплексов – габброноритами тагило-кытлымского комплекса (юго-западная часть тела), плагиогранитами третьей фазы петропавловского комплекса и гранодиоритами северорудничного комплекса (восточная часть массива). С последними связаны проявления и месторождения медно-железо-скарновых руд.

Массив Денежкин Камень располагается между реками Шегультан и Сосьва и также является полиформационным. Массив состоит

из двух округлых тел: это собственно Денежкин Камень (диаметром 21–23 км) и Журавлев Камень, соприкасающийся с основным массивом в его северной части и имеющий диаметр 9–10 км. Массив имеет сложное строение; наибольшим распространением пользуется качканарский комплекс, представленный телом дунитов в крайней западной части массива (Желтая Сопка) и тремя телами, сложенными оливиновыми габбро и клинопироксенитами. В южной и северной частях массива известны тела габброидов тагило-кытлымского комплекса, имеющие неправильную форму. А. А. Ефимов (1977, 1984) считает, что блоки габброидов и ультрамафитов тагило-кытлымского и качканарского комплексов образуют «горячий меланж» – агломерат блоков глубинных пород, претерпевших высокотемпературный метаморфизм и пластические деформации. По его мнению, эти блоки были тектонически объединены в пределах массива, и различные типы габброидов не имеют интрузивных контактов друг с другом. Другие исследователи [143, 156, 201] считают, что массивы Платиноносного пояса представляют собой многофазные плутоны, структурно-текстурные особенности пород и границы тел в которых претерпели изменения в связи с высокотемпературными деформациями. Юго-восточная часть массива слагается субизометричным штоком массивных кварцевых диоритов и плагиогранитов петропавловского комплекса, имеющим активные контакты с габброидами.

Высотинский массив располагается в верховьях рек Калья и Колонга и имеет линзовидную форму; длина его около 15 км, ширина до 5 км. Массив целиком слагается породами северорудничного комплекса – массивными и трахитоидными габбро, диоритами, монцодиоритами, гранодиоритами и граносиенитами. В экзоконтакте его располагаются многочисленные месторождения и проявления скарново-магнетитовых руд.

Кумбинский массив находится между реками Колонга и Вагран и орографически выражен в виде полукруглой горной цепи (горы Кумба, Золотой Камень, Брусковая и др.). Массив имеет форму двух слепленных окружностей («восьмерки»), система которых имеет северо-восточное простирание. Диаметр южной окружности 11–12 км, северной – 13–15 км, общая длина массива составляет 24 км. Кумбинский массив слагается преимущественно габброноритами и амфиболовыми габбро тагило-кытлымского комплекса, в северной его части присутствуют также два серповидных тела меланократовых оливиновых габбро, в западной – линза дунитов качканарского комплекса (Гладкая Сопка). Габброиды Кумбинского массива почти не деформированы. Массив окружен ореолом роговиков.

Ивдельский блок, слагающий центральную часть Тагильского мегаблока, представлен на территории листа P-40 незначительными (вне масштаба тектонической схемы) фрагментами, сложенными полого падающими на восток (до 20°) почти не метаморфизованными вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными толщами позднесилурийско-среднедевонского возраста.

В северной части листа с востока к Тагильской складчато-надвиговой мегазоне примыкают незначительные по площади обнажения мезозойско-кайнозойских отложений, формировавшихся в Зауральской структурно-формационной мегазоне. На характеризуемой территории они

представлены фрагментом Вольинской впадины, относящейся к Саранпаульскому моноклинорию Западно-Сибирской плиты. Впадина слагается континентальными и мелководными морскими позднетриасовыми, юрскими и меловыми осадками. Мезозойские осадки залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на породах палеозойского фундамента и принадлежат к двум структурным ярусам, отражающим основные тектонические этапы развития Западно-Сибирской плиты. Первый структурный ярус (до 500 м) представлен позднетриасовыми—раннеюрскими отложениями семьинской и ятринской свит (внутриконтинентальная молассоидная бокситоносно-угленосная формация). Породы яруса выполняют асимметричную грабенообразную депрессию в палеозойском фундаменте — Тольинский грабен, юго-западной частью которого и является Вольинская впадина.

Ко второму структурному ярусу, образования которого широко распространены восточнее листа P-40, на характеризуемой территории относятся паралические и прибрежно-морские песчано-глинистые угленосные отложения юрско-раннемелового возраста (галечно-песчано-глинистая формация внутриконтинентального бассейна). Тектоническая нарушенность вещественных комплексов незначительна; характерны пологие складки с углами падения пород, не превышающими 10—15°.

Современный Уральский ороген является в значительной мере неотектонической структурой. На основании результатов работ А. П. Сигова [164] и В. А. Сигова [163], для разных регионов Урала предполагается различная величина эрозионного (денудационного) среза и разная амплитуда неотектонических (N—Q) поднятий, определяющие в конечном итоге россыпеобразующие возможности территории. Амплитуды новейших тектонических поднятий в восточной части листа P-40, влияющие на сохранность россыпей, оцениваются в 200—400 м.

Анализ характера дизъюнктивных дислокаций территории позволяет сделать вывод о главенствующей роли горизонтальных перемещений коры в формировании современной структуры; особенно это относится к уральской части листа. В настоящее время все выделяемые в границах листа P-40 разрывные нарушения первого порядка (главные) относятся к категории надвигов.

В платформенной части территории все выходящие на поверхность разломы пространственно связаны с Тиманом. Относящийся к главным Западно-Тиманский надвиг представляет собой региональную зону нарушений, разграничивающую Русскую и Печорскую плиты. Положение его определено косвенными геологическими наблюдениями, а на ряде участков — по узкой полосе положительных остаточных аномалий и горизонтальным градиентам гравитационного и магнитного полей. Надвиговая природа нарушения установлена по данным МОГТ, свидетельствующим, что в приповерхностной части сместитель его падает весьма круто (до 85°), но существенно выполаживается с глубиной [344, 423]. Максимальная вертикальная амплитуда достигает 1500 м в районе выхода рифейских толщ, а горизонтальная оценивается в 15—20 км [225]. Во фронтальной части надвига, на небольшом удалении от него, картируется серия обратных сколов, параллельных надвигов и оперяющих разломов, сопряженных с основным нарушением.

Из прочих дизъюнктивов платформы наиболее значимым является Верхнеижемский разлом, разделяющий Тиман и Печорскую синеклизу. Амплитуда его в северной части площади составляет 300 м, постепенно затухая к югу, где разлом в верхней части чехла не отражается, а затрагивает образования фундамента и, возможно, нижнюю часть палеозоя, трассируясь аномалией типа «гравитационная ступень».

Внешняя и Внутренняя зоны Предуральского краевого прогиба граничат по Вуктыльско-Полюдовскому надвигу [198], представляющему собой систему сближенных кулисообразно расположенных разрывов с горизонтальной амплитудой 2—10 км и вертикальной — до 1,8 км. В плане он трассируется узкими линейными вторичными максимумами в магнитном поле, совпадающими с областью полной потери прослеживаемости сейсмических горизонтов в верхней части осадочного чехла. Если в приповерхностной части надвиг погружается под углами до 45°, то далее он выполаживается и становится почти горизонтальным, переходя в послойный срыв. Это подтверждено многочисленными скважинами, перебурившими аллохтоны на Вуктыльской и Патраковской площадях. Многочисленные надвиги южной части Внутренней зоны прогиба, картируемые восточнее Вутыльско-Полюдовского нарушения, по кинематическим особенностям мало чем отличаются от последнего, но имеют меньшие протяженность и амплитуду.

Сочленение Уральского складчатого пояса с платформенной территорией происходит по зоне Главного Западно-Уральского надвига, представленного сложной системой кулисообразно расположенных надвигов субмеридиональной ориентировки, протягивающихся вдоль Урала на десятки и сотни километров. Тектонические пластины, нарезанные этими надвигами, являются основным структурным элементом, определяющим стиль пликативных дислокаций в регионе [196]. Положение фронтальной части этого регионального надвига фиксируется по комплексу геолого-геофизических методов, а также по результатам дешифрирования дистанционных материалов. Амплитуда горизонтальных перемещений определяется в интервале от первых километров до первых десятков километров. Вследствие большой суммарной амплитуды надвига (от 10—20 км по геологическим данным до 70 км — по геофизическим) значительная часть внутренней зоны Предуральского краевого прогиба перекрыта аллохтонными пластинами Западно-Уральской складчато-надвиговой зоны, а в принадвиговой части у поверхности отмечаются фрагменты крупных складок, частично скрытых под аллохтоном.

Осевой надвиг является в современной структуре границей Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны и Центрально-Уральского поднятия. В южной части листа фронтальная зона надвига отвечает подножию хребтов, обрамляющих с востока Вишерскую депрессию, где поверхность надвига отделяет комплекс образований Вишерско-Кутимского антиклинория от палеозойских отложений Косью-Вишерской складчато-надвиговой зоны; в северной — надвиг проводится в подошве базальных горизонтов палеозоя. По имеющимся наблюдениям, разлом имеет выдержанное восточное падение (40—45°); сопровождается зонами милонитизации и брекчирования.

Присалатимский надвиг, по сейсмическим и геологическим данным, имеет восточное падение под углом 35–45° и прослеживается на восток, под массивами Платиноносной ассоциации [388 и др.]. По этому надвигу породы саранхапнерской свиты надвинуты на рифейские образования. Присалатимский надвиг фиксируется метаморфической ступенью пород лежачего и висячего бортов: метавулканиты и алевросланцы рифея метаморфизованы на уровне серицит-хлоритовой, саранхапнерской свиты – на уровне актинолитовой субфации фации зеленых сланцев. Зона сместителя проявлена в виде интенсивного рассланцевания и дробления пород.

Главный Уральский надвиг, фиксируемый в современной структуре Урала охарактеризованной выше Салатимской сутурной зоной, представлен сложной системой нарушений, имеющих восточное падение под углами 60–75° у поверхности с выполаживанием до 15–20° на глубине, где зона дислокаций, по данным геолого-геофизического моделирования, смыкается с Присалатимским надвигом. Фиксируется волнистое залегание сместителей, с образованием небольших шарьяжей [137, 388]; сместители маркируются тектоническими брекчиями мощностью в несколько метров. Главный Западно-Уральский надвиг отделяет вулканогенно-осадочные комплексы Присалатимского аллохтона от надвинутого на них войкаро-кемпирсайского комплекса тектонитов.

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ

В пределах площади листа P-40 выполнен значительный объем геофизических исследований, однако глубинное строение столь сложной по своей тектонической структуре территории нуждается в дальнейшем изучении геофизическими методами. Лист P-40 пересекает Красноленинский профиль глубинного сейсмического зондирования ГСЗ [83]. Два глубинных сейсмических профиля МОВЗ (метод изучения обменных волн от землетрясений): Ухта–Нижний Одес и Ухта–Троицко-Печорск [32] заходят в северные районы листа. Несколько сейсмических профилей МОВ в варианте рудной сейсморазведки [97, 159, 168 и др.] заканчиваются в юго-восточной части площади. Большой объем сейсмических работ МОВ (в разных модификациях) выполнен при изучении строения осадочных отложений платформ. Вся территория листа покрыта гравиметрической съемкой масштаба 1 : 200 000; на большей части площади выполнены аэромагнитные или наземные магнитные съемки крупного масштаба. Обобщение и комплексная интерпретация сейсмо-гравимагнитных данных позволили внести весомый вклад в познание глубинного строения восточных районов Восточно-Европейской платформы (Зандер и др.,1967; Наливкин и др., 1974; Белоконь и др., 2001; и др.), Тимано-Печорской платформы (Гафаров и др., 1967, 1982; Дедеев и др., 1982, 1985; Запорожцева и др., 1985, 1991 и Урала (Ананьева и др., 1963, 1971, 1987; Огаринов, 1973, 1974; Рыбалка, 1976; Берлянд, 1976, 1993, 1997; и др.). Полученные материалы послужили базой при составлении карты глубинного строения земной коры Урала масштаба 1 : 1 000 000 [103], созданной на основе комплексной интерпрета-

ции геолого-геофизических данных по Уралу и сопредельным территориям.

По особенностям структуры физических полей и характеру глубинного строения земной коры территория листа может быть разделена на две области: большую часть площади занимает Западная область; с востока в его пределы заходит узкой полосой Центральная область.

ЗАПАДНАЯ ГЛУБИННАЯ ОБЛАСТЬ

Западная область (в пределах листа P-40) объединяет разнородные тектонические элементы: юго-восточную часть Тимано-Печорской платформы, северо-восточную часть Восточно-Европейской платформы, значительную часть территории Предуральского краевого прогиба, Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны и Центрально-Уральского поднятия в пределах Северного и южной половины Приполярного Урала. Однако и гравитационное, и магнитное поле, и земная кора области обладают общими чертами строения. Поле силы тяжести характеризуется близким к нулевому средним уровнем и присутствием в поле крупных региональных аномалий (разделение поля на региональные $\Delta g_{рег.R=25км}$ и локальные $\Delta g_{лок.R=25км}$ составляющие выполнено по методу осреднения с переменным радиусом 25—50 км) сравнительно небольшой амплитуды. Магнитное поле отличается общим пониженным уровнем, на фоне которого выделяются отдельные положительные аномалии. Тепловой поток в Западной области в пределах листа P-40 обладает общим повышенным уровнем (до 70—80 мВт/м^2), свойственным Тимано-Печорской платформе. Он понижается по направлению к Восточно-Европейской платформе и западным структурам Урала до величины 35—45 мВт/м^2, типичной для кратонов. Земная кора Западной области характеризуется повсеместным присутствием на глубине архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Породы фундамента слагают верхнюю кору и распространяются до Главного Глубинного шва Урала. Консолидированная кора состоит из развитых верхней и нижней коры, в среднем близких по мощности. Земная кора Западной области является типично континентальной. По особенностям строения земной коры область разделяется на ряд глубинных мегазон.

Камско-Башкирская глубинная мегазона

Юго-западная часть листа P-40 относится к Камской глубинной зоне, которой соответствует положительная региональная гравитационная аномалия (средний уровень поля близок к 15 мГал); магнитное поле зоны также имеет общий повышенный уровень. Магнитные и слабые по интенсивности локальные гравитационные аномалии являются крупными по размерам и имеют дугообразную, изометричную или причудливо-овальную форму, в редких случаях являются слаболинейными. Многие гравитационные и магнитные аномалии близки между

собой по форме, размерам и положению в пространстве, что указывает на единство их природы. Северо-восточная граница Камской зоны выражена в физических полях высокоградиентными ступенями и изменением уровня полей (с положительного на отрицательный), их структуры и простирания аномалий. Данными ГСЗ по Красноленинскому профилю в шовной зоне устанавливается погружение поверхностей верхней коры (архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента), нижней коры и верхней мантии; в разрезе появляются мощные рифейско-вендские толщи и прослеживается взбросо-надвиг с северо-восточным падением сместителя под углом около 55°, по которому рифейско-вендские образования надвинуты на кору Камской зоны. Остальные границы зоны находятся за пределами листа P-40.

Камской глубинной зоне соответствует одноименное сводовое поднятие архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента, выявленное сейсморазведкой и бурением (глубокая скв. 18-Усть-Черная, скважины 7-Низовская и 1-Старцево — за рамкой листа P-40). В центральной, наиболее приподнятой, части поднятия кристаллический фундамент залегает на глубине 1,6—2,0 км, постепенно погружаясь в северо-восточном и восточном направлениях до 4—6 км. В пределах Камского свода фундамента на современном эрозионном срезе располагаются: одноименная платформенная моноклиналь, сложенная верхнепермскими отложениями, и Соликамская впадина Предуральского краевого прогиба, выполненная нижне-верхнепермскими молассоидными осадками с залежами каменной соли. Средняя плотность осадочных отложений в Камской зоне 2,57—2,59 г/см^3; породы практически немагнитны; средние скорости возрастают при движении на восток от 4,4 км/с (Камский свод) до 4,8—4,9 км/с (Соликамская впадина). Мощность пермских отложений в Соликамской впадине существенно меньше, чем в других впадинах Предуральского прогиба, и залегают они на осадочных отложениях, близких по составу и мощности к платформенным образованиям Камского свода Волго-Уральской антеклизы. По-видимому, на Среднем Урале вырождающийся краевой прогиб наложен на платформенную антеклизу.

В теле древнего кристаллического фундамента к Камскому своду приурочено архейское гранулитовое ядро, выявленное В.Н. Зандером (1967) на основе комплексного анализа гравитационного и магнитного полей и затем подтвержденное бурением. Слагающие это ядро породы отличаются повышенными значениями средней плотности (2,90 г/см^3) и намагниченности ($2500—4200 \times 10^{-6}$ ед. СГС), чем обусловливается общий повышенный уровень обоих полей Камской глубинной зоны. В то же время породы фундамента разнообразны по своим физическим параметрам: плотность меняется от 2,70 до 3,25 г/см^3, магнитная восприимчивость — от 0 до $5000—6000 \times 10^{-6}$ ед. СГС. Гравитационные и магнитные аномалии зоны создаются изменением состава пород древнего кристаллического фундамента.

Консолидированная кора Камской зоны средней мощностью 39 км состоит из верхней и нижней коры, близких по мощности, то есть является равновесной. К зоне приурочена северная половина крупного сводового поднятия в рельефе поверхности нижней коры, находящегося на

глубине 17—20 км. Поверхность Мохоровичича в зоне залегает на глубине 42—44 км и является четкой преломляющей границей. Она наиболее приподнята под Камским сводом и постепенно погружается на восток.

Таким образом, кора Камской зоны по своим параметрам, приподнятому залеганию поверхности верхней коры, равновесному строению, наиболее простой и стабильной структуре является типичной корой кратонов. Кроме того, в зоне имеет место конформное строение границ раздела в земной коре и соответствие между рельефом поверхности древнего кристаллического фундамента и его внутренним строением: архейский гранулитовый массив приурочен к сводовому поднятию поверхности фундамента. Это свидетельствует о том, что кора зоны была сформирована в архее и не претерпела в дальнейшем существенной перестройки.

Притиманско-Южнотиманская глубинная мегазона

Мегазона в пределах листа P-40 имеет западно-северо-западное простирание. За пределами листа она приобретает северо-западное, тиманское, простирание и протягивается на сотни километров. По особенностям структуры гравитационного поля и глубинного строения земной коры мегазона разделяется на две зоны: южную — Притиманскую и северную — Южнотиманскую.

В поле силы тяжести мегазоне соответствует отрицательная региональная аномалия, осложненная в Притиманской зоне интенсивными локальными минимумами преимущественно западно-северо-западных простираний. В Южнотиманской зоне уровень поля силы тяжести является слабоотрицательным; локальные аномалии в основном северо-западные, тиманские. Магнитное поле мегазоны отрицательное, осложненное положительной региональной аномалией северо-западного простирания длиной более 1000 км, интенсивной за пределами листа P-40, но при движении на юго-восток ее интенсивность понижается и она приобретает западно-северо-западное простирание.

В плане Притиманско-Южнотиманская мегазона объединяет такие разнородные тектонические структуры, как Кельтменско-Удорская зона дислокаций Мезенской синеклизы и Джежим-Ксенофонтовский мегавал (Притиманская зона), Помоздинскую депрессию и Немскую ступень Восточно-Тиманского мегавала (Южно-Тиманская зона). На востоке и юго-востоке глубинная мегазона перекрывается образованиями Предуральского краевого прогиба. Северо-северо-восточная граница мегазоны приурочена к высокоамплитудной гравитационной ступени и к низкоамплитудной зоне высоких градиентов в магнитном поле. Восточная граница Притиманско-Южнотиманской мегазоны с Приуральской мегазоной проведена достаточно условно по системе надвигов северо-северо-восточного простирания, фиксируемых в поле силы тяжести цепочкой положительных локальных аномалий. Невозможность четкого проведения границы связана с тем, что особенности структуры физических полей, свойственные рассматриваемой мегазоне, продолжаются далее на восток в пределы Приуральской мегазоны, где на них накладываются аномалии уральских простираний.

Верхнепротерозойские образования Притиманской глубинной зоны существенно отличаются от одновозрастных образований остальной территории, включая Южнотиманскую зону. Изученные бурением за пределами листа P-40 верхнерифейские комплексы имеют переходный тип разреза от осадочных отложений Мезенской синеклизы к сланцевым толщам Тимана (Л. С. Коссовой, 1976). По значениям средней плотности (2,70 г/см^3) они приближаются к одновозрастным породам Тимана. Другой особенностью зоны является присутствие в разрезе мощных вендских образований. В Притиманскую зону попадают локальные антиклинальные структуры, сложенные в ядрах рифейскими образованиями Тимана. Они не находят отображения в гравитационном и магнитном полях, что указывает на их аллохтонное залегание (об этом же свидетельствуют и геологические данные) в чужеродной зоне на мощных (до 5—7 км) вендско-палеозойских осадочных отложениях, в значительном отрыве от Тиманского поднятия.

Мощность палеозойско-кайнозойских отложений Южнотиманской глубинной зоны — 1—2 км. Средняя плотность пород осадочного чехла в мегазоне в пределах листа P-40 2,55—2,65 г/см^3; средняя скорость продольных волн в слое по данным ГСЗ [86] 3,7—4,0 км/с. Образования осадочного чехла практически немагнитны. Средне-верхнерифейские толщи в Южнотиманской зоне залегают сравнительно неглубоко (от 1,0 до 3—3,5 км). Основными в рельефе кровли рифейских образований Притиманской зоны являются отрицательные структуры, из которых самая глубокая — Вычегодская впадина; в Южнотиманской зоне фиксируются погруженные положительные структуры Тиманского горстообразного поднятия. Мощность рифейских комплексов максимальна под южной оконечностью Тимана, где по расчетам по полю силы тяжести (Н. Г. Берлянд, И. В. Запорожцева, 1982) она оценивается в 12—14 км.

Многие исследователи [37, 72, 90 и др.] полагают, что верхнерифейские осадочные отложения к юго-западу от Тимана залегают непосредственно на архейско-нижнепротерозойском фундаменте Русской плиты, находящемся на глубине 4—6 км. В то же время сейсмические материалы ГСЗ (по профилям Мурманск—Кызыл и др.), КМПВ [191], МОВЗ [32] и результаты количественной интерпретации гравитационного поля свидетельствуют о глубоком погружении в Притиманской зоне древнего фундамента (до 12—14 км) и о развитии мощных среднерифейских толщ. За кровлю предполагаемых на глубине среднерифейских образований принимается опорная сейсмическая граница Φ_O (K_O) с граничной скоростью $V_Г$ = 5,9—6,2 км/с, прослеженная по данным КМПВ и ГСЗ и часто продолжающаяся в Притиманскую зону с территории Тимана. По результатам количественной интерпретации магнитного поля в пределах Притиманской глубинной зоны среди предполагаемых рифейских образований выделено выдержанное по простиранию на сотни километров сильно намагниченное пластообразное тело мощностью около 4 км и шириной в среднем 70 км, залегающее на широте Среднего Тимана на глубине порядка 4—6 км. Его можно интерпретировать как вулкано-плутонические породы основного (ультраосновного?) состава, возможные комагматы алмазоносных щелочных пород лампроитоидного ряда, входящих в состав выделяемых на листе P-40 (на юго-

восточном окончании характеризуемой аномалии) «флюидизатно-эксплозивных образований».

За поверхность верхней коры в Притиманско-Южнотиманской мегазоне по данным ГСЗ принята сейсмическая граница Ф (K_{01}) с $V_Г$ = 6,0–6,6 км/с. Граница Ф прослежена под Тиманом и продолжается далее на юго-восток в Притиманскую зону, где характеризуется значениями $V_Г$ = 6,2–6,4 км/с. В теле верхней коры, залегающей в мегазоне на глубине 8–16 км, вырисовывается единый глубокий вытянутый в западно-северо-западном направлении прогиб. Этот прогиб объединяет Притиманскую и Южнотиманскую зоны, различающиеся между собой по строению верхних структурных этажей. Средняя мощность верхней коры в мегазоне 12–14 км.

Нижняя кора (средняя скорость 6,75–6,8 км/с, средняя мощность 8–9 км) по данным ГСЗ и расчетам по полю силы тяжести в мегазоне залегает в среднем на глубине 25 км (19–28 м). «Коро-мантийный» слой отсутствует. Поверхность Мохоровичича достаточно уверенно прослежена по данным ГСЗ и МОВЗ в среднем на глубине 33–34 км.

Таким образом, земная кора Притиманско-Южнотиманской мегазоны характеризуется преобладанием в разрезе верхней коры над нижней и, соответственно, пониженной основностью, высокой дифференцированностью строения, сокращенной мощностью коры в целом при увеличенной мощности рифейско-палеозойских образований, и может быть сопоставлена с корой перикратонных и внутрикратонных прогибов. Это в полной мере относится к коре Притиманской зоны, кора Южнотиманской зоны носит переходный характер между корой Притиманской зоны и Тиманской мегазоны.

Тиманская глубинная мегазона

Мегазона в пределах листа P-40 включает большую северо-восточную часть Восточно-Тиманского мегавала а также Омра-Сойвинскую ступень, Джебольскую моноклиналь и западную часть Тэбукской ступени Ижма-Печорской мегавпадины. Тиманская мегазона продолжается далеко на северо-восток за пределы листа P-40, где она пересечена тремя профилями ГСЗ: Чешская губа–Пай-Хой, Белое море–Воркута, Мурманск–Кызыл [86 и др.], а в пределах листа – двумя профилями МОВЗ и рядом профилей КМПВ [191].

Юго-западная и северо-восточная границы мегазоны проявляются в гравитационном поле региональными ступенями, которым по данным ГСЗ соответствуют крутопадающие глубинные разломы, уходящие в верхнюю мантию. Характер глубинного строения при движении на юго-восток меняется постепенно, поэтому юго-восточная граница мегазоны проведена условно, а наиболее глубоко погруженная юго-восточная часть Тимана по геофизическим данным включена в состав Южно-Тиманской переходной зоны. В то же время гравитационные и особенно магнитные аномалии, свойственные Тиманской мегазоне, прослежены в пределах Западного склона Урала вплоть до зоны Главного Уральского глубинного разлома. По-видимому, в прошлом Тиманская структура земной коры простиралась далеко на юго-восток.

В гравитационном поле листа P-40 Тиманская мегазона и Илыч-Чикшинская зона (охарактеризована ниже) объединяются единым обширным региональным максимумом. В то же время оба подразделения четко выделяются линейными максимумами $\Delta g_{лок.R=25км}$. Соответствующий Восточно-Тиманскому мегавалу интесивный максимум имеет северо-западное простирание и осложнен слабыми, преимущественно положительными, локальными аномалиями более высокого ранга того же простирания. В поле силы тяжести Омра-Сойвинской ступени соответствует близкий к изометричному максимум $\Delta g_{лок.R=25км}$. Линейные локальные аномалии северо-западных, тиманских, простираний тесно связаны с рельефом поверхности рифейских образований. Региональное поле силы тяжести, возрастающее в Тиманской мегазоне с юга на север, обусловлено воздействием глубинных источников, в первую очередь – строением верхней коры и рельефом поверхности нижней коры. В магнитном поле Тиманской и Ижемской (характеризуется ниже) мегазонам соответствует единый региональный минимум. На фоне этого минимума в Тиманской мегазоне присутствуют отдельные узкие, линейные, слабые по интенсивности аномалии северо-западных простираний, связанные с приповерхностными локальными источниками: с магнетитсодержащими сланцами кислоручейской свиты, дайками габброидов и сиенитов. Магнитные и гравитационные аномалии Тиманской мегазоны сходны по доминирующим простираниям, но различаются по знаку, размерам, положению в плане и природе источников.

Мощность платформенных палеозойско-мезозойских терригенно-карбонатных отложений Тиманской мегазоны средней плотностью 2,45–2,50 г/см^3 в силу приподнятого залегания рифейского фундамента резко сокращена. Рифейский фундамент в мегазоне в пределах листа P-40 залегает на небольшой глубине (от 0,5 до 2,0 км). Его поверхность является четкой преломляющей границей с $V_г$ = 5,8–6,2 км/с; она является также региональной гравитирующей границей с перепадом плотности 0,15–0,35 г/см^3. В строении фундамента главенствующая роль принадлежит не складчатости, а ступенчато-блоковым и надвиговым структурам. Восточно-Тиманскому мегавалу на глубине, в рельефе рифейского фундамента, соответствует крупное горстообразное поднятие северо-западного простирания, ограниченное крутыми разломами и разбитое, судя по геофизическим данным, разломами преимущественно северо-восточных простираний. Под Омро-Сойвинской ступенью на глубине находится близкое к изометричному поднятие рифейского фундамента, разбитое разнонаправленными разломами на линейные горсты и грабены второго порядка. Этим горстам и грабенам соответствуют локальные аномалии силы тяжести разного знака.

Средне-позднерифейские сланцевые толщи Тимана (четласская, кислоручейская и другие серии) имеют среднюю плотность пород 2,72–2,76 г/см^3, практически немагнитны, за исключением прослоев и линз высокомагнитных кварц-серицит-карбонатных сланцев в кислоручейской серии и небольших тел пикритов, пироксенитов, габброидов, сиенитов – в четласской. Общая мощность рифейских образований на Среднем Тимане в районе Четласского Камня по сейсмогравитационным данным 6–8 км. Она сокращается в северо-западном направлении

и возрастает в южном и юго-восточном, достигая 8–11 км. Мощность рифейских образований сокращается до 4,5–5,0 км в пределах Омра-Сойвинского поднятия, характерной особенностью которого является широкое распространение среди рифейских комплексов гранитоидов, которые при низкой плотности (в среднем 2,55 г/см^3) не проявляются в поле силы тяжести, что заставляет предполагать их малую мощность.

Средняя мощность земной коры Тиманской глубинной мегазоны 38–40 км. Поскольку верхняя кора (древний кристаллический фундамент) залегает в мегазоне под мощной толщей рифейских пород, положение ее кровли не всегда удается достоверно определить сейсмическими методами; в силу чего ее положение прослежено по комплексу сейсмогравитационных данных [32 и др.]. Эта поверхность постепенно воздымается от 7–8 км на Среднем Тимане по направлению на север и погружается до 10–11 км в южном направлении. По результатам количественной интерпретации гравитационного поля можно предполагать, что под Омра-Сойвинской ступенью на глубине 4–6 км находится изометричное поднятие кристаллического фундамента, создающее гравитационный максимум. Приподнятым залеганием архейско-нижнепротерозойского фундамента можно объяснить широкое развитие гранитоидов среди рифейских образований Омра-Сойвинского поднятия. Между рельефом поверхностей древнего кристаллического и рифейского фундаментов отсутствует связь. В то время как кровля рифейских комплексов приподнята во всей мегазоне, поверхность древних кристаллических пород погружается с северо-запада на юго-восток и образует под Южным Тиманом достаточно глубокую впадину, осложненную Омра-Сойвинским поднятием. Средняя мощность верхней коры 13 км. Пониженные значения (по данным ГСЗ) средних скоростей (6,2–6,25 км/с) в верхней коре и отсутствие в магнитном поле Тиманской мегазоны крупных магнитных аномалий, указывающее на отсутствие намагниченных пород в верхней коре, – все это вместе свидетельствует о том, что верхняя кора мегазоны представлена породами архейского гранито-гнейсового мегакомплекса.

Поверхность нижней коры ($V_г$ = 6,6 км/с), прослеженная по данным МОВЗ и ГСЗ, в Тиманской мегазоне в пределах листа P-40 залегает на глубине 19–20 км. В разрезе консолидированной коры нижняя кора (средней мощностью 18–20 км) доминирует над верхней (средней мощностью 10–12 км). Кора имеет повышенную основность, сильно дифференцирована по своему строению. Граница Мохоровичича ($V_г$ = 8,3–8,4 км/с) залегает на глубине 38–43 км. Тиманская мегазона характеризуется наличием волновода в верхней мантии на глубине 50–60 км (Н. А. Беляевский и др., 1976, 1979).

Земная кора Тиманской мегазоны по особенностям своего строения, таким как: повышенные основность, дифференцированность и расслоенность; резко нарушенное, блоковое строение поверхностей рифейского и древнего кристаллического фундаментов; наличие достаточно мощных волноводов, – сопоставима с корой современных рифтов. Полученные данные позволяют рассматривать кору мегазоны как сохранившийся фрагмент коры Тиманского среднерифейского континентального рифта, простиравшегося далеко на северо-запад и на юго-восток, на территорию современного Урала.

Ижемская глубинная мегазона

В целом мегазона соответствует в современной структуре Ижма-Печорской мегавпадине Печорской синеклизы без Джебольской и Омра-Сойвинской ступеней; т. е. на территории листа P-40 находится только южное окончание Ижемской глубинной мегазоны. За пределами листа мегазона пересечена тремя профилями ГСЗ. Границы ее проведены по зонам высоких градиентов в поле силы тяжести, которым, по-видимому, соответствуют глубинные разломы, не нарушающие строения осадочного чехла и уходящие от рифейского фундамента в глубь земной коры. Региональное гравитационное поле Ижемской мегазоны является слабопониженным, очень спокойным. Поле локальных аномалий также спокойное, недифференцированное; преобладают отрицательные аномалии небольшой амплитуды, расплывчатые по форме, слаболинейные, большинство из которых связаны с рельефом рифейского фундамента. В отрицательном магнитном поле мегазоны на территории листа практически отсутствуют аномалии. Хотя оба физических поля в мегазоне отрицательны, между ними нет никакой связи.

Земная кора Ижемской мегазоны имеет пониженную мощность (в среднем 38 км). Палеозойско-мезозойский осадочный чехол в пределах листа средней мощностью 3 км характеризуется изменением средней плотности при движении на юг и юго-восток мегазоны от 2,5 до 2,60—2,65 г/см^3. Образования чехла практически немагнитны.

Строение рифейского фундамента мегазоны достаточно хорошо изучено бурением и сейсморазведкой. В рельефе его поверхности выделяется Ижма-Печорская пологая впадина, соответствующая Ижемской мегазоне (максимальная глубина в ее центральной части 3,5 км). В пределы листа P-40 заходит самая южная, наиболее приподнятая (до глубины 2,5—3,0 км) часть впадины. Фундамент сложен средне-позднерифейскими терригенными комплексами Тимана, имеющими в мегазоне среднюю мощность 8—9 км и среднюю плотность 2,75 г/см^3.

Консолидированная кора мегазоны характеризуется по данным ГСЗ средней мощностью 26—30 км и средней скоростью продольных волн 6,55—6,60 км/с. «Коро-мантийный» слой в составе коры не выявлен. Верхняя кора, представленная комплексами архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента, имеет среднюю мощностью 16—17 км. Ее верхняя часть сложена низкоскоростными (пластовая скорость 6,0—6,1 км/с) породами, что, в полном соответствии с пониженным уровнем и практической безаномальностью магнитного поля, позволяет относить эти породы к гранито-гнейсовому мегакомплексу. В рельефе поверхности верхней коры Ижемская мегазона представляет собой пологий прогиб средней глубиной 9 км, осложненный отдельными крупными впадинами. Предположительно, одна из таких впадин заходит в пределы листа P-40. По весьма приближенным расчетам по полю силы тяжести глубина залегания кристаллического фундамента в этой впадине оценивается в 10—11 км. Поверхность нижней коры в Ижемской мегазоне по данным ГСЗ относительно погружена и залегает в среднем на глубине 25—26 км; поверхность Мохоровичича ($V_г$ = 8,0—8,5 км/с) — на глубине 36—41 км. В разрезе консолидированной коры мегазоны преоб-

ладает верхняя кора, в силу чего она обладает пониженной основностью; кора умеренно дифференцирована и расслоена.

Пониженная основность коры и пониженные значения средних скоростей упругих волн в консолидированной коре, ее сокращенная мощность, умеренная степень дифференцированности и расслоенности — все это позволяет рассматривать кору Ижемской мегазоны как типичную для обширных перикратонных и внутрикратонных прогибов. Значительные мощности (до 10—13 км) позднерифейских образований свидетельствуют о том, что формирование земной коры мегазоны происходило во внутрикратонном прогибе.

Печоро-Колвинская глубинная мегазона

Илыч-Чикшинская глубинная зона

Положение Илыч-Чикшинской глубинной зоны дискуссионно. Ее рассматривают и как самостоятельную зону глубинных разломов, и как глубинную структуру земной коры, ответвляющуюся от Печоро-Колвинской системы мегавалов и впадин и объединяемую с ними в единую глубинную зону. Последняя точка зрения отражена на карте глубинного строения земной коры Урала [103] и в настоящей работе. Илыч-Чикшинская зона в плане занимает пограничные районы Ижма-Печорской мегавпадины Печорской синеклизы и Верхнепечорской впадины Предуральского краевого прогиба. В пределах листа P-40 зона пересечена профилем МОВЗ Ухта—Троицко-Печорск. С запада и востока зона ограничена глубинными разломами, уходящими в мантию и фиксируемыми интенсивными гравитационными ступенями. К восточной ступени в поле Δg, соответствующей границе зоны с Приуральской мегазоной, приурочена ось крупнейшей Илыч-Чикшинской положительной магнитной аномалии с осложняющими ее локальными максимумами. Такое соотношение аномалий обусловлено тем, что гравитационная ступень связана с глубинным разломом на границе зоны; магнитная аномалия — с приуроченными к этому разлому вулканогенно-интрузивными комплексами рифея, а осложняющие ее изометричные максимумы — с отдельными интрузиями основного состава. Расчетная глубина залегания источников локальных магнитных аномалий 3,5—5,0 км, т. е. они могут залегать среди пород девонского возраста.

Илыч-Чикшинской глубинной зоне соответствует интенсивный линейный максимум $\Delta g_{лок.R=25км}$, вытянутый субмеридионально и осложненный высокоамплитудными локальными максимумами более высоких порядков. Аномалии силы тяжести в первую очередь создаются резко расчлененным рельефом поверхности рифейского фундамента. В магнитном поле зона относится к западной ступени Илыч-Чикшинской региональной аномалии субмеридионального простирания, создаваемой, как отмечено выше, присутствующими на глубине рифейскими магматическими породами.

Средняя мощность земной коры в Илыч-Чикшинской зоне 41—42 км. В разрезе осадочного чехла зоны преобладают палеозойские карбонатно-терригенные отложения средней плотностью 2,63 г/см^3, практиче-

ски немагнитные. В структуре осадочного чехла бурением прослежено антиклинальное поднятие, ограниченное крутопадающими глубинными разломами; на глубине 3,5—6,5 км ему соответствует поднятие поверхности рифейского фундамента. Сейсмические материалы и результаты комплексной интерпретации физических полей позволяют предполагать, что мощность рифейских комплексов в Илыч-Чикшинской зоне сокращена, а поднятию кровли рифейских образований соответствует поднятие древнего кристаллического фундамента. Весьма ориентировочная средняя глубина его залегания в зоне 8 км. О составе пород верхней коры какие-либо сведения отсутствуют. Поверхность нижней коры в зоне залегает в среднем на глубине 20 км. Поверхность Мохоровичича погружена на глубину 41—44 км.

Таким образом, земная кора Илыч-Чикшинской зоны отличается повышенной основностью и значительной деструкцией, что объединяет ее с другими глубинными структурами Печоро-Колвинской мегазоны. В то же время, в отличие от остальных структур глубинной мегазоны, где имела место инверсия развития и мегавалы закладывались на месте палеовпадин, в Илыч-Чикшинской зоне поднятие прослеживается по всем горизонтам осадочного чехла, по поверхностям рифейского и древнего кристаллического фундамента, а возможно, и по поверхности нижней коры. Это положительная глубинная структура земной коры, прослеженная от глубоких поверхностей раздела в коре до горизонтов осадочного чехла. Она ограничена глубинными разломами, уходящими в верхнюю мантию.

Приуральская глубинная мегазона

Мегазона простирается вдоль всего Урала, прерываясь только на Среднем Урале. На всем своем протяжении она пересечена четырьмя глубинными профилями МОГТ и девятью профилями ГСЗ, из которых в пределы листа P-40 попадает только Красноленинский профиль. На современном эрозионном срезе территории листа Приуральская глубинная мегазона включает: Верхнепечорскую впадину Предуральского краевого прогиба, Западно-Уральскую складчато-надвиговую мегазону, за исключением Верхнеилычской антиклинальной зоны, Вишерско-Кутимский антиклинорий, западную половину Выдерьинско-Ниолсовского антиклинория и самую северную часть Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория Центрально-Уральского поднятия.

Такие разнородные тектонические структуры объединяются в гравитационном поле единым интенсивным региональным минимумом субмеридионального простирания шириной от 40 до 120—130 км. Региональный минимум осложнен минимумами $\Delta g_{лок.R=25км}$, также линейными и субмеридиональными, а те в свою очередь — локальными аномалиями более высоких порядков. Границы мегазоны прекрасно трассируются в поле силы тяжести высокоамплитудными и высокоградиентными ступенями, которым по данным ГСЗ соответствуют зоны крутопадающих глубинных разломов, рассекающих консолидированную кору и уходящих в верхнюю мантию. Исключение представляет собой участок западной границы с Притиманско-Южнотиманской мегазоной, на котором граница проведена, как

уже отмечалось выше, в достаточной мере условно. Магнитное поле Приуральской мегазоны составляет единое целое с полем Тимано-Печорской платформы, откуда в пределы Приуральской мегазоны заходят региональные магнитные аномалии; интенсивность этих аномалий постепенно понижается при движении на восток. Только в восточных районах мегазоны на эти региональные аномалии накладываются узкие линейные локальные аномалии уральских простираний, создаваемые в основном позднерифейско-вендскими щелочными вулканитами и интрузивными телами преимущественно основного состава. Границы Приуральской мегазоны в магнитном поле не выражены, за исключением участка границы с Илыч-Чикшинской зоной, на котором к гравитационной ступени приурочена цепочка интенсивных локальных магнитных аномалий. Между гравитационными и магнитными аномалиями Приуральской мегазоны отсутствует корреляционная связь, что свидетельствует о различной природе источников, создающих аномалии.

Земная кора мегазоны имеет среднюю мощность 41—42 км. Слагающие ее рифейско-палеозойские комплексы имеют здесь максимальную мощность в регионе (10—16 км). Среднерифейско-вендский структурный этаж представлен вулканогенно-осадочными комплексами Центрально-Уральского поднятия со средней плотностью 2,65—2,67 г/см^3 в Вишерско-Кутимском антиклинории и 2,58—2,60 г/см^3 в Кваркушско-Каменногорском мегантиклинории, где преобладают комплексы низкоплотностных пород: существенно сланцевая басегская серия верхнего рифея и грубообломочные серебрянская и сылвицкая серии венда, общей мощностью по геофизическим данным от 4 до 8 км.

Палеозойские карбонатно-терригенные комплексы характеризуются значениями плотности 2,64—2,69 г/см^3 и средней скоростью продольных волн 5,25 км/с.

Таким образом, рифейско-палеозойские образования Приуральской мегазоны, характеризующиеся невысокими (в среднем 2,65 г/см^3), а в некоторых случаях и чрезвычайно низкими (менее 2,60 г/см^3) значениями плотности, вносят существенный вклад в создание регионального минимума силы тяжести. В целом породы немагнитны. В Вишерско-Кутимском антиклинории повышенной намагниченностью обладают некоторые прослои аповулканогенных сланцев; в Кваркушско-Каменногорском мегантиклинории — прослои трахибазальтов в ассоциации с мелкими телами габброидов и пикритов среди пород вендского возраста. Этими породами создаются узкие линейные магнитные аномалии. Среди выявленных сейсморазведкой отражающих границ наиболее сильной является кровля карбонатного комплекса (артинские и кунгурские отложения перми) с перепадом скоростей в среднем 0,9 км/с. Она же является основной гравитирующей границей (перепад в значениях плотности 0,02—0,22 г/см^3), с рельефом которой связано большинство локальных аномалий высокого ранга.

Дискуссионным является вопрос о западной границе распространения под палеозойскими отложениями рифейско-вендских уральских комплексов и об их соотношении на глубине с тиманскими средневерхнерифейскими толщами. Судя по результатам количественной интерпретации геофизических данных и анализа структуры физических

полей, в южной половине Верхнепечорской впадины имеет место надвигание верхней части разреза уральских комплексов на тиманские, которые прослеживаются в полях под образованиями Западного склона Урала вплоть до Главного Глубинного шва.

Консолидированная кора Приуральской глубинной мегазоны имеет сокращенную мощность, минимальную (28 км) в пределах Верхнепечорской впадины. За поверхность верхней коры принимается сейсмическая поверхность Ф или K_{01}. В рельефе поверхности верхней коры Приуральская мегазона в пределах листа представляет собой единый прогиб, осложненный отдельными наиболее глубокими впадинами, в которых верхняя кора залегает на глубине 12—15 км. По данным ГСЗ мощность верхней коры в мегазоне 17—18 км. Поверхность нижней коры, по результатам комплексной количественной интерпретации гравитационного поля и данным ГСЗ, глубоко погружена и залегает в среднем на глубине 28 км. В рельефе поверхности нижней коры Приуральской мегазоне (в пределах листа P-40) соответствует серия прогибов амплитудой 5—15 км, вытянутых по простиранию мегазоны и близких в плане к прогибам в кровле верхней коры. Мощность нижней коры мегазоны сокращена до 13—14 км. Верхняя мантия в Приуральской мегазоне в границах листа по данным ГСЗ по Красноленинскому профилю залегает на глубинах, близких к 39—42 км.

В разрезе Приуральской глубинной мегазоны доминирует верхняя кора, в силу чего консолидированная кора характеризуется пониженной основностью. Отмечается сильная дифференцированность и расслоенность коры, для нее характерна резко увеличенная мощность рифейско-палеозойских, преимущественно карбонатно-терригенных, образований. По комплексу признаков кора Приуральской мегазоны обладает всеми чертами строения, характерными для коры перикратонных и внутрикратонных компенсированных прогибов.

Центрально-Уральская глубинная мегазона

Мегазона прослежена только в северной половине Уральского складчатого сооружения. На листе P-40 она соответствует в современной структуре Ляпинско-Кутимскому мегантиклинорию Центрально-Уральского поднятия без Вишерско-Кутимского антиклинория. В ее пределы попадает также Верхнеилычская антиклиналь Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны. В строении земной коры Центрально-Уральской глубинной мегазоны проявлена продольная и поперечная зональность. На листе мегазона разделяется на две поперечные зоны: Ляпинскую, включающую Маньхамбовский антиклинорий, и узкую Каменногорскую, соответствующую в плане сужающемуся к югу окончанию Ляпинско-Кутимского мегантиклинория. Вкрест простирания мегазона подразделяется на Внешнюю и Внутреннюю зоны, которые на листе выделяются только в Ляпинской поперечной зоне (Илычская и Маньхамбовская подзоны), в Каменногорской зоне присутствует только Внутренняя подзона. Мегазона пересечена семью профилями ГСЗ, на листе P-40 — Красноленинским профилем. Западная и восточная границы мегазоны выражены интенсив-

ными региональными гравитационными ступенями, особенно восточная граница с Центральной областью, приуроченная к Главному Уральскому глубинному разлому (ГУГР).

В гравитационном поле на характеризуемой территории Центрально-Уральской глубинной мегазоне соответствует положительная региональная аномалия невысокой амплитуды, расширяющаяся в районе Маньхамбовского антиклинория и сужающаяся к югу. Локальные аномалии имеют сложную конфигурацию; преобладают изометричные, кольцевые (или их фрагменты) и слаболинейные аномалии преимущественно уральских простираний. Магнитное поле отрицательное, на фоне его прослеживаются узкие линейные локальные аномалии уральских простираний и отдельные изометричные аномалии, а также фрагменты кольцевых аномалий. В западные районы мегазоны заходит Илыч-Чикшинская региональная аномалия.

Земная кора Центрально-Уральской мегазоны имеет повышенную мощность 47—48 км, возрастание мощности происходит с запада на восток. Палеозойские образования мегазоны представлены маломощными (менее 2—2,5 км) отложениями ордовикско-девонского возраста, слагающими Верхнеилычскую антиклиналь. Верхнепротерозойские комплексы во Внутренней зоне представлены рифейскими вулканогенно-осадочными, практически немагнитными, образованиями средней плотностью 2,71 г/см^3 (2,68—2,75) и скоростью продольных волн (по данным ГСЗ) 5,4—5,75 км/с. Во Внешней зоне верхнерифейско-вендские комплексы представлены преимущественно вулканогенными субщелочными породами основного—среднего состава, характеризующимися повышенными значениями физических параметров: пластовая скорость по данным ГСЗ — 6,0—6,4 км/с, средняя плотность 2,75—2,77 г/см^3, намагниченность — до $15\,000 \times 10^{-6}$ ед. СГС. По геофизическим данным максимальную мощность (4—8 км) рифейско-палеозойские образования имеют во Внешней зоне, значительно меньшую (2—5 км) — во Внутренней.

Строение верхнепротерозойских комплексов во Внешней и Внутренней зонах, судя по геофизическим данным, совершенно разное. Во Внутренней зоне рифейские образования облекают своды кристаллического фундамента и заполняют впадины между ними. Характерно широкое развитие гранитоидов. В Маньхамбовской подзоне многим массивам гранитоидов соответствуют локальные гравитационные максимумы, а не минимумы, как можно было бы ожидать. Это указывает на небольшую мощность массивов и на наличие под ними габброидных массивов. Наиболее крупные гранитоидные комплексы выявлены на глубине в Каменногорской зоне по отрицательным локальным аномалиям силы тяжести. Они имеют линейную форму, субмеридиональное простирание и занимают большую часть площади зоны. Во Внешней зоне рифейско-вендские комплексы заполняют узкие глубокие палеограбены в теле кристаллического фундамента, которым в силу повышенной плотности и намагниченности вулканогенных пород соответствуют интенсивные локальные гравитационные и магнитные максимумы. Палеограбены прослежены во всей Внешней зоне Центрально-Уральской мегазоны как на листе P-40, так и за его пределами.

Консолидированная кора мегазоны по данным ГСЗ обладает повышенной мощностью (в среднем 41 км). Поверхность верхней коры (древнего кристаллического фундамента) – сейсмическая граница K_{01} по материалам ГСЗ прослежена в пределах Центрально-Уральской мегазоны повсеместно. Она залегает в пределах листа на глубине от 2 до 8 км: 2–6 км во Внутренней зоне, погружаясь с севера на юг, и 4–8 км в Илычской подзоне Внешней зоны. Судя по результатам комплексной интерпретации гравитационного и магнитного полей, кристаллический фундамент практически во всей мегазоне на характеризуемой территории сложен породами гранито-гнейсового мегакомплекса. Косвенным доказательством этого является почти «прозрачный» сейсмический разрез коры Каменногорской зоны в интервале от 8–10 до 22–23 км по профилю «ESRU» [207], пересекающему эту зону южнее территории листа P-40. Именно составом фундамента мы объясняем широкое развитие на глубине среди рифейских образований Каменногорской зоны крупных гранитоидных массивов.

В целом Внутренняя зона может рассматриваться как зона долгоживущих линейных горстов уральских простираний, осложненных близкими к изометричным куполовидными сводовыми поднятиями диаметром от 40 до 90 км. Сводам соответствуют кольцевые (или дугообразные) гравитационные и магнитные аномалии. На листе P-40 сводовые поднятия погружены на глубину от 2 до 6 км под рифейско-вендскими образованиями и выделены по характерной структуре физических полей. Приуроченность практически ко всем сводовым поднятиям гранитоидных массивов, выделенных как по геологическим, так и по геофизическим данным, позволяет, с некоторой долей условности, рассматривать их как гранито-гнейсовые купола архейско-раннепротерозойского возраста (В. П. Водолазская и др., 1997).

Во Внешней зоне, на фоне общего погружения поверхности верхней коры с востока на запад, в теле кристаллического фундамента, наряду с узкими линейными грабенами, заполненными мощными рифейско-вендскими комплексами, выделяются фрагменты сильно разрушенных сводовых поднятий фундамента, как, например, Илычское в одноименной подзоне. Внешняя и Внутренняя зоны разделены субмеридиональным разломом, имеющим сложную конфигурацию и фиксируемым в поле $\Delta g_{лок.R=25км}$ высокоградиентной ступенью.

Среди поперечных зон Центрально-Уральской мегазоны Ляпинская зона является самой развитой и характеризуется наиболее контрастным строением. Каменногорская зона представлена только горстовой подзоной, кристаллический фундамент которой погружен на значительную глубину. Судя по данным ГСЗ, мощность верхней коры максимальна (в среднем 15–16 км) во Внутренней горстовой зоне, во Внешней зоне грабенов она значительно меньше (в среднем 10–11 км). Нижняя кора отличается повышенной мощностью 17–32 км. Характерной чертой глубинной Центрально-Уральской мегазоны является присутствие в составе нижней коры мощного «коро-мантийного» слоя (средняя мощность 13 км); он прослежен практически на всех профилях ГСЗ. Поверхность Мохоровичича в пределах мегазоны погружается с запада на восток от 40 до 56 км (средняя глубина 47–48 км) и характеризуется повышенными значениями $V_Г$ = 8,4–8,6 км/с [83].

По комплексу выявленных особенностей кора Центрально-Уральской глубинной мегазоны является типичной для континентальных рифтов [27, 103]. Для нее характерно: увеличенная мощность (как в целом, так и нижней коры); присутствие достаточно мощного «коро-мантийного» слоя; преобладание в разрезе нижней коры над верхней и, соответственно, повышенная основность; контрастное строение верхней части коры – сочленение линейных систем грабенов и горстов; интенсивная дислоцированность и дифференцированность строения. Кора Центрально-Уральской мегазоны была сформирована в позднем рифее–венде в процессе континентального рифтогенеза. Внешняя продольная зона глубинной мегазоны представляет собой систему рифтовых палеограбенов, претерпевших инверсию в конце палеозоя–начале мезозоя; Внутренняя – систему горстовых поднятий дорифейского кристаллического фундамента.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ ГЛУБИННАЯ ОБЛАСТЬ (ТАГИЛО-МАГНИТОГОРСКАЯ ГЕОЗОНА)

Тагильская глубинная мегазона

Западно-Тагильская глубинная зона

Центральная область представляет собой гигантскую Тагило-Магнитогорскую геозону средней шириной 100 км, вытянутую в субмеридиональном направлении более чем на 2 тыс. км. Геозона с некоторой долей условности может быть разделена на две мегазоны: Тагильскую и Магнитогорскую, различия в глубинном строении которых значительно меньше, чем в геологическом. Мегазоны в свою очередь разделяются вкрест простирания на западную, центральную и восточную зоны [103]. Геозону пересекают 14 профилей ГСЗ (через лист P-40 проходит Красноленинский профиль); оба профиля МОГТ (метод общей глубинной точки): Уралсейс и ESRU; в геозоне сосредоточены все профили рудной сейсморазведки МОВ (на лист P-40 заходят 7 профилей; в непосредственной близости от листа находится Волчанский профиль).

Разделяет Западную и Центральную области Главный глубинный шов Урала (ГГШ), прослеженный по интенсивнейшей региональной гравитационной ступени. По данным ГСЗ [83], ГГШ представляет собой мощную зону нарушений, захватывающую нижнюю кору и уходящую в верхнюю мантию. В зоне ГГШ происходит полная перестройка литосферы, распространяющаяся в мантию не на одну сотню километров. На большей части своего простирания ГГШ перекрыт системой падающих на восток надвигов, по которым палеозойские комплексы Тагило-Магнитогорской геозоны обдуцированы на древнюю континентальную кору [99, 132 и др.]. Самым западным является Главный Уральский надвиг, в зоне которого к дневной поверхности выведены гипербазит-габбровые комплексы, рассматриваемые как образования верхней мантии и нижней коры. Зона Главного Уральского надвига характеризуется высокой степенью расслоенности сейсмического разреза и наличием падающих на восток (под углом от 20 до 50°) протяженных, отражаю-

щих площадок, интерпретируемых как поверхности надвигов. По данным рудной сейсморазведки пологое падение многих надвигов нарушено более молодыми крутыми взбросо-надвигами. Пространственное соотношение Главных уральских надвига и шва свидетельствует, что, несмотря на доказанность горизонтальных перемещений, палеозойские комплексы Тагило-Магнитогорской геозоны сохраняют пространственную связь с местом своего формирования.

Уникальной особенностью гравитационного поля Тагило-Магнитогорской глубинной геозоны является приуроченность к ней интенсивной положительной региональной аномалии — Уральского супермаксимума. Он вытянут вдоль всего Урала с юга на север. Поле $\Delta g_{лок.R=25км}$ имеет трехчленное строение и представлено интенсивными линейными аномалиями: положительные — по краям, отрицательные — в центре. Подобная же зональность, но более расплывчатая, проявляется и в магнитном поле. Оба поля характеризуются чрезвычайно высокой амплитудой аномалий и господством уральских простираний. Самые интенсивные гравитационные и магнитные максимумы приурочены к Западно-Тагильской зоне, что прекрасно видно в физических полях территории листа P-40. Волновое поле геозоны отличается дискретностью прослеживания сейсмических границ и наиболее высокой насыщенностью отражающими элементами [207 и др.]. Тепловой поток через геозону в 2 раза ниже, чем в соседних регионах (И. В. Голованова, 1993).

Особенности физических полей Тагило-Магнитогорской геозоны связаны с принципиальными особенностями глубинного строения ее литосферы. Для верхней мантии характерно отсутствие астеносферного слоя до глубин 400—600 км [85 и др.], пониженная теплогенерация и повышенные значения средних плотности и скоростей упругих волн; все эти данные вкупе однозначно свидетельствуют об истощении верхней мантии. Земная кора геозоны отличается прогибанием поверхности Мохоровичича, значительным увеличением мощности и средних величин плотности и скоростей упругих волн; присутствием мощного «коро-мантийного» слоя; резким возрастанием мощности нижней коры и существенным сокращением мощности верхней коры, преобладании в ее составе комплексов меланократового фундамента. В силу этих особенностей резко увеличена основность коры. Земная кора геозоны характеризуется также высокой степенью расслоенности и раздробленности, интенсивно дифференцированным, контрастным строением. Она резко отличается от коры континентального типа и по своим параметрам (за исключением повышенной мощности) сопоставима с корой островных дуг [27, 103].

Палеозойский разрез Западно-Тагильской глубинной зоны представлен ордовикско-силурийскими осадочно-вулканогенными породами преимущественно основного состава, сформированными в одноименной структурно-формационной зоне. Базальтоиды характеризуются повышенной плотностью (в среднем 2,77—2,80 г/см^3). Породы, слагающие палеозойский разрез, дифференцированы по плотности (от 2,65 до 2,85 г/см^3) и магнитной восприимчивости (от 0 до 4700×10^{-6} ед. СГС). С этими породами связано присутствие в зоне локальных гравитационных аномалий высокого ранга и отдельных узких положительных магнитных аномалий. Однако в основном как гравитационное, так и магнитное поле Западно-Тагильской

зоны создается не вулканогенными породами, а габбро-гипербазитовыми комплексами, рассматриваемыми нами вслед за А. В. Пейве (1969, 1977, 1991) как породы меланократового фундамента, на котором формировались палеозойские образования Тагило-Магнитогорской структуры на океаническом и островодужном этапах развития.

По геофизическим данным, комплексы меланократового фундамента преобладают в разрезе верхней коры Западно-Тагильской зоны. В пределах листа меланократовый фундамент представлен породами платиноносной дунит-пироксенит-габбровой формации, комплексы которой характеризуются повышенными средними значениями плотности (2,85—2,95 г/см^3) и намагниченности. Интенсивный максимум $\Delta g_{лок.R=25км}$, приуроченный к Западно-Тагильской зоне, обусловлен подъемом поверхности меланократового фундамента и развитием на дневной проверхности крупных платиноносных массивов. Интенсивные аномалии силы тяжести более высоких порядков, а также магнитные аномалии связаны с неоднородностями состава пород меланократового фундамента. В разрезе платиноносных массивов преобладают комплексы, характеризующиеся наличием протяженных «сильных» отражающих границ и расчетной средней плотностью 2,88—2,89 г/см^3. Они рассматриваются как расслоенные образования меланократового фундамента. На сейсмическом разрезе выделяются также зоны почти полного исчезновения отражающих площадок, так называемые «зоны молчания», к которым обычно приурочены локальные максимумы Δg высокого ранга и интенсивные положительные магнитные аномалии, а расчетная плотность слагающих эти зоны пород 2,96—3,0 г/см^3. Эти зоны интерпретируются как более молодые массивные интрузивные габброиды. По результатам комплексной интерпретации геофизических данных платиноносные массивы могут быть достаточно уверенно расчленены на образования меланократового фундамента и на интрузивные габброиды, прорывающие фундамент.

Таким образом, Западно-Тагильская зона выражена в строении палеозойских осадочно-вулканогенных образований и верхней коры, сложенной комплексами меланократового фундамента. Особенности строения верхней коры зоны распространяются на глубину до поверхности нижней коры. Однако в строении нижней коры и верхней мантии продольная зональность Тагило-Магнитогорской геозоны не выражена. Поднятие кровли нижней коры, прогиб поверхности верхней мантии и другие перечисленные выше особенности глубинного строения литосферы соответствуют геозоне в целом.

Тектонические структуры, представленные на прилагаемой к листу P-40 тектонической схеме, отражают строение только самой верхней части коры; между ними и глубинными структурами связь устанавливается далеко не всегда. Ниже кратко излагаются соотношения некоторых элементов современной структуры, отраженных на тектонической схеме, с глубинным строением территории.

Мезенская синеклиза. На листе P-40 территория Мезенской синеклизы попадает в пределы двух глубинных мегазон: Камско-Башкирской и Притиманско-Южнотиманской. Камская моноклиналь соответствует в плане западной половине Камской глубинной зоны Кам-

ско-Башкирской мегазоны. Под Камской моноклиналью на всю глубину осадочного чехла, начиная от поверхности кунгурских отложений, прослежено пологое сводовое поднятие. Это поднятие находит продолжение на глубине, под ним с некоторым смещением располагается Камский свод поверхности архейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента, залегающий в своей центральной наиболее приподнятой части на глубине 1,6—2,0 км. Положительные формы рельефа границ раздела в коре сохраняются на всю ее глубину до кровли верхней мантии. Таким образом, под Камской моноклиналью находится Камский свод — крупная стабильная положительная структура, прослеженная в строении всех границ раздела в земной коре и включаемая всеми исследователями в состав Волго-Уральской антеклизы, а не Мезенской синеклизы, что является вполне обоснованным.

Кельтменско-Удорская зона дислокаций на листе P-40 занимает большую южную часть Притиманской зоны Притиманско-Южнотиманской глубинной мегазоны, и лишь в своей восточной части зона разворачивается на юг и узкой полосой проходит по Камской глубинной зоне. Как отмечено при характеристике Притиманской глубинной зоны, в ее разрезе, в отличие от других зон, присутствуют мощные вендские образования, а достаточно мощные верхнерифейские комплексы отличаются переходным типом разреза от осадочных отложений Мезенской синеклизы к сланцевым толщам Тимана. Геофизические данные свидетельствуют о глубоком погружении (до 12—14 км) в зоне древнего кристаллического фундамента и о развитии мощных среднерифейских толщ, возможных аналогов четласской серии Тимана. Все это указывает на существование глубокого Притиманского прогиба как по поверхности рифейских комплексов, так и в теле древнего кристаллического фундамента, что вполне согласуется с перикратонным подтипом коры мегазоны. Таким образом, Кельтменско-Удорская зона дислокаций в своей основной части, вытянутой в западно-северо-западном направлении, приурочена к глубокому Притиманскому прогибу; в своей же отходящей на юг субмеридиональной части зона располагается на склоне Камского свода.

Тиманское складчато-глыбовое сооружение в пределах листа находится на площади Притиманско-Южнотиманской и Тиманской глубинных мегазон.

Джежим-Ксенофонтовский мегавал приурочен к пограничной части Притиманской зоны и не имеет самостоятельного выражения в физических полях и в глубинном строении земной коры. По-видимому, это не положительная структура верхней части земной коры, а система надвигов, не уходящих на большую глубину и перекрывающих глубинный шов, который разделяет Притиманский прогиб и Тиманское складчато-глыбовое сооружение.

Помоздинская депрессия приурочена к западной половине Южно-Тиманской глубинной зоны, переходной по строению коры от Притиманской зоны к Тиманской глубинной мегазоне. Депрессии приближенно соответствует меньшая по площади неглубокая Вольская депрессия (от 1 до 2 км) в рельефе поверхности рифейского фундамента. В строении древнего кристаллического фундамента депрессия приуро-

чена к северо-восточному склону глубокого и обширного прогиба, соответствующего в плане Притиманско-Южнотиманской глубинной мегазоне.

Восточно-Тиманский мегавал почти полностью, за исключением Немской ступени, находится в пределах Тиманской глубинной мегазоны с корой, характерной для континентальных рифтов, что свидетельствует о геологической природе Тимана и указывает на время формирования земной коры, совпадающее со временем образования мощных толщ средне-позднерифейского возраста. Процессы инверсии, сформировавшие современный расчлененный рельеф поверхности рифейского фундамента, не изменили основных особенностей глубинного строения коры. Немская ступень попадает в восточную половину Южно-Тиманской зоны. В этой части зоны преобладают тиманские черты глубинного строения и по геофизическим данным прекрасно прослеживается на глубине погружающееся под палеозойские отложения увеличивающейся мощности юго-восточное продолжение Тимана.

Ижма-Печорская мегавпадина. С точки зрения глубинного строения южное окончание мегавпадины на листе P-40 можно разделить на две части. Тэбукская и Лемьюская ступени попадают в пределы Ижемской глубинной мегазоны с корой, характерной для обширных перикратонных и внутрикратонных прогибов. В этой части мегавпадина, выполненная вблизи дневной поверхности мезозойскими отложениями, находит отражение на глубине, где ей соответствует постепенно выполаживающийся к югу прогиб поверхности рифейского фундамента. В то же время Омра-Сойвинская ступень и Джебольская моноклиналь находятся в Тиманской глубинной мегазоне. Под ними на глубине прослежены Тиманские положительные структуры: выделенное по геофизическим данным Омра-Сойвинское сводовое поднятие, которое на глубине причленяется к Восточно-Тиманскому мегавалу, и погружающееся на глубину южное окончание Восточно-Тиманского мегавала.

Предуральский краевой прогиб по своему глубинному строению неоднороден. На листе P-40 он находится в пределах четырех глубинных мегазон. Большая восточная часть Верхнепечорской впадины краевого прогиба располагается в Приуральской мегазоне на коре, типичной для глубоких перикратонных и внутрикратонных прогибов. В этой части впадины краевой прогиб в своем развитии наследует перикратонный, формировавшийся в течение палеозоя, включая раннюю пермь, и заполненный мощными толщами палеозойских терригенно-карбонатных пород — аналогов пород Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны. Северо-западная часть впадины располагается на коре Илыч-Чикшинской зоны, в результате краевой прогиб накладывается на одноименное поднятие и значительно сокращен по мощности. Юго-западная часть Верхнепечорской впадины находится в пределах Притиманско-Южнотиманской мегазоны и накладывается на глубокий прогиб западно-северо-западного простирания, заполненный мощными верхнепротерозойскими терригенно-карбонатными образованиями, сформировавшимися во внутрикратонном прогибе в рифее—венде. Наконец, Соликамская впадина, мощность молассы в которой существенно сокращена, полностью находится в Камско-Башкирской мегазоне с ко-

рой, свойственной кратонам, и располагается на платформенных образованиях склона Камского свода. Под Соликамской впадиной отсутствует палеозойский перикратонный прогиб, а вырожденный краевой прогиб наложен на платформенную антеклизу.

Таким образом, краевой прогиб накладывается на различные глубинные структуры и не играет определяющей роли в формировании земной коры. Наоборот, история развития и тип строения коры под впадинами краевого прогиба оказывает существенное влияние на формирование этих впадин. Так, в восточной части Верхнепечорской впадины, наследующей развитие палеозойского перикратонного прогиба, в поздней перми продолжается процесс интенсивного прогибания и формируются мощные орогенные толщи. В северо-западной части впадины сокращение мощности отложений краевого прогиба связано с существованием длительно развивавшегося (от рифея до девона) Илыч-Чикшинского поднятия. При наложении южной части Верхнепечорской впадины на мощные рифейско-вендские толщи Притиманско-Южнотиманского прогиба и на резко сокращенные по мощности образования Приуральского перикратонного прогиба краевой прогиб также сокращается по глубине и мощности молассы. При наложении Соликамской впадины на кору кратона и на образования платформенной антеклизы краевой прогиб вырождается.

Западно-Уральская складчато-надвиговая мегазона, за исключением Верхнеилычской антиклинали, располагается в Приуральской глубинной мегазоне с корой, свойственной перикратонным прогибам. Для мегазоны в пределах листа характерны большие мощности палеозойских терригенно-карбонатных образований, накапливавшихся в условиях длительного компенсированного прогибания. В этот же период была сформирована и земная кора мегазоны. Таким образом, в пределах листа Западно-Уральская мегазона находит прямое отражение в глубинном строении земной коры, а ее развитие неотделимо от формирования коры. Только Верхнеилычская антиклиналь, сложенная в основном образованиями ордовика, попадает в Центрально-Уральскую глубинную мегазону. Это означает, что палеозойские отложения имеют весьма малую мощность, а особенности строения коры определяют мощные рифейско-вендские комплексы.

Ляпинско-Кутимский мегантиклинорий, за исключением Вишерско-Кутимского антиклинория, находится на листе в пределах Центрально-Уральской глубинной мегазоны с корой, характерной для континентальных рифтов. Четкая связь позднерифейско-вендского щелочного вулканизма, рассматриваемого большинством исследователей как рифтогенный [149 и др.], с глубинным строением земной коры указывает на то, что формирование земной коры Центрально-Уральского поднятия происходило в позднем рифее—венде в условиях континентального рифтогенеза; и хотя кора претерпела достаточно много преобразований в последующую фанерозойскую эпоху, основные особенности ее первичного состава сохранились.

Вишерско-Кутимский антиклинорий и северная часть Кваркушско-Каменногорского мегантиклинория находятся в Приуральской глубинной мегазоне, из чего следует, что преиму-

щественно терригенно-карбонатные комплексы, слагающие эти структуры, формировались в рифее—венде в глубоком внутрикратонном прогибе.

Большая часть Тагильской мегазоны располагается в пределах одноименной глубинной мегазоны, несоответствия границ связаны в основном с горизонтальными перемещениями масс. Тагильская мегазона, объединяемая с Магнитогорской в Тагило-Магнитогорскую надпорядковую тектоническую структуру, имеет очень глубокое заложение. Связанные с ней неоднородности строения литосферы распространяются не только на всю земную кору, но и в верхнюю мантию, по крайней мере, до глубин 300—400 км. Земная кора Тагило-Магнитогорской структуры резко отличается от коры континентального типа и относится к островодужному типу. Поэтому Предуральский краевой прогиб и западные структуры Урала (Западно-Уральская мегазона и Центрально-Уральское поднятие) по своему глубинному строению и особенностям формирования земной коры гораздо ближе к тектоническим структурам Восточно-Европейской и Тимано-Печорской платформ, чем к Тагило-Магнитогорской структуре Урала. Литосфера Тагило-Магнитогорской надпорядковой структуры, частью которой является Тагильская мегазона, развивалась в соответствии с направленностью цикла Уилсона и остановилась в своем развитии на островодужном этапе. В настоящее время это глобальная шовная зона, разделяющая две литосферные плиты.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Доступная геологическому изучению история развития территории начинается с архея, когда сформировались метаморфические комплексы Камского срединного протомассива (выступа архейского основания).

В карельскую эпоху (ранний протерозой) почти на всей территории располагалась восточная ветвь Мезенской океанической структуры, а на юго-западе – край Камской ветви. Разделены они Камским протомассивом [61]. Во второй половине раннего протерозоя стабилизация земной коры привела к образованию огромной единой области завершенной складчатости. Территория листа в течение остальной части раннего протерозоя и в раннем рифее оставалась приподнятой.

В среднем рифее произошло заложение Тимано-Уральской океанической структуры, которая, раскрываясь, охватила обширную территорию, включающую современные площади Тимана, Печорской синеклизы и Урала. Определилось положение северо-восточной границы Восточно-Европейской платформы (вероятно, соответствующее современному), к которой примыкала широкая полоса погруженных материковых склонов, включавшая шельф и континентальный склон. На самой платформе западнее территории листа началось развитие авлакогенов, контролировавшихся зонами повышенной проницаемости и глубинными разломами дорифейского заложения [61]. Более подробно охарактеризовать этот этап развития не представляется возможным, так как отложения среднего рифея на западе территории листа не вскрыты.

К востоку, в пределах современного Центрально-Уральского поднятия, в среднем рифее господствовали условия шельфа и континентального склона. Первым соответствуют терригенные и терригенно-карбонатные осадки расьинской и мойвинской свит, вторым – более глубоководные, существенно глинистые, муравьинская и пуйвинская свиты.

В начале позднерифейского этапа, после общего непродолжительного поднятия и стабилизации, тектонические процессы существенно активизируются. Интенсивное опускание Тимано-Уральской структуры захватывает и краевую часть платформы, где стал формироваться перикратонный прогиб, отделенный от выступавшего Камского свода глубинным разломом. Границы этого понижения приблизительно соответствовали современным границам Вычегодского прогиба. В прибрежной мелководной зоне внешнего шельфа из материала, сносимого с близлежащей суши, формируется толща олигомиктовых и аркозовых песчаников, отражающая начало позднерифейского трансгрессивного цикла. Позднее на границе перикратона образуется мощная карбостромовая

формация быстринской серии. Рифовые сооружения – вероятные аналоги современных барьерных рифов, прослеживаются от Колчимско-Полюдовского поднятия вдоль всего Тимана.

Ижма-Печорская мегавпадина вместе с восточной зоной Тимана в позднем рифее представляли собой внутренний шельф и континентальный склон окраинного бассейна и характеризовались активным прогибанием и накоплением зарифовых глинисто-песчаных флишоидных, карбонатно-песчано-глинистых и углеродисто-терригенных формаций. В пределах заложившейся Илыч-Чикшинской зоны разломов и к востоку от нее, во внутренней области подвижного пояса, участки с развитием коры субокеанического типа испытывали растяжение, вызвавшее образование системы рифтовых прогибов и внедрение даек габброидов. Над зонами поглощения литосферы формировались островные дуги с цепями вулканических островов, являвшиеся местными источниками сноса. Здесь накапливались глубоководные черносланцевые и вулканогенно-терригенные формации.

В районе нынешнего Центрально-Уральского поднятия после кратковременной паузы, в результате наступившей трансгрессии, отлагаются прибрежно-морские осадки шельфа (хобеинская и ишеримская свиты). В пределах Ляпинского антиклинория на границе шельфа в позднем рифее формируются рифогенные образования низов мороинской свиты, а затем более глубоководные черносланцевые разрезы верхней части той же свиты. В конце позднего рифея в результате продолжающегося растяжения продолжили свое развитие заложившиеся в мороинское время рифтовые прогибы с формированием в их пределах вулканитов базальт-риолитовой формации (саблегорская свита).

В раннем венде на фоне начавшегося общего подъема территории, по-видимому, продолжали функционировать рифтовые структуры, заложившиеся в позднем рифее. Об этом свидетельствует широкое распространение в пределах Кваркушско-Каменногорской СФЗ щелочных базальтоидов в ассоциации с груботерригенными отложениями. В позднем венде вся Тимано-Уральская система перешла в орогенную стадию. Произошел подъем территории, и образовавшиеся обширные области сноса чередовались с сохранившимися рифтовыми зонами и орогенными прогибами, в которых аккумулировались терригенные и вулканогенные молассы. По мере нарастания орогенеза к западу от Илыч-Чикшинской зоны разломов происходило внедрение небольших интрузий диоритов, гранодиоритов и плагиогранитов, а затем – крупных батолитов нижнеомринского комплекса, одновременных со сводовыми поднятиями. Кислые интрузии этапа стабилизации локализовались в основном вдоль западного борта Ижма-Печорской впадины и в ее центральной части.

На Русской плите во второй половине венда начинается относительное прогибание Камского свода, где в континентальных и лагунно-континентальных условиях накапливаются молассы краевого прогиба.

На рубеже венда и кембрия (в пределах Центрально-Уральского поднятия, возможно – в раннем–среднем кембрии) завершилась эпоха байкальской складчатости, и в результате коллизии новообразованная Печорская плита была причленена к Восточно-Европейской платфор-

ме. Единый Восточно-Европейский континент оказался приподнятым, и уже к концу раннего кембрия (в пределах ЦУП – в среднем–позднем кембрии) вся территория листа представляла собой пенепленизированную сушу.

В среднем кембрии возобновились движения по заложенным в протерозое разломам северо-западного простирания. На западе современной Омра-Лыжской седловины в узкой зоне между Палеотиманом и Печоро-Илычским палеосводом, пространственно тяготеющим к Илыч-Чикшинской зоне разломов [180], образовался мелководный рифтогенный бассейн, в котором началось накопление мощной толщи прибрежных песчаников седиольской свиты. В районе Колчимско-Полюдовского поднятия образуются крупные дельты, в которых откладываются грубообломочные породы полюдовской свиты.

Поздний кембрий–ордовик – это континентально-рифтовый этап развития территории, обусловивший заложение Уральского палеоокеана. Начиная с этого периода, вся дальнейшая геологическая история платформ диктовалась двумя основными факторами: унаследованностью развития в зависимости от внутреннего строения фундамента и эволюцией Уральского палеоокеана. На территории современного западного склона Урала, в рифтовых долинах, за счет деструкции пенеплена и размыва кор выветривания формируются осадки терригенной галечно-песчано-глинистой формации с пластами базальтоидов (тельпосская, погурейская, таборная, саранхапнерская и др.) свиты. Начиная со второй половины ордовика в результате продолжающегося спрединга Восточно-Европейского континента (ВЕК) и Западно-Сибирской плиты и раскрытия Уральской палеокеанической структуры, перикратонная часть ВЕК вовлекается в погружение с формированием континентального склона и шельфа, формации которых нашли свое отображение в разрезах палеозоя Уральской складчатой системы.

С конца среднего ордовика в погружение была втянута и более западная часть континента. При этом, во второй половине раннего–первой половине позднего ордовика в пределах шельфа (Западно-Уральская СФЗ) накапливаются песчано-глинистые толщи хыдейской (саледской), а в пределах континентального склона (Малопечорский аллохтон) – глинистые осадки грубеинской и баской свит.

В восточной части территории листа, в пределах океанической структуры, ордовикско-нижнедевонский этап соответствует периоду существования Тагильской энсиматической островной дуги. Фундамент островной дуги доступен для наблюдения в ее западной части, где представлен метаморфизованными породами офиолитовой ассоциации, низкостронциевыми габброидами и прорывающими их дайками долеритов мариинского комплекса. Геохимические параметры габбро и долеритов являются промежуточными между составами островодужных и океанических вулканитов [137], часть же из них имеет чисто «островодужные» черты, что является характерным для офиолитов, формировавшихся над зоной субдукции. Возможно, в составе офиолитового разреза присутствуют фрагменты досубдукционных, океанических пород. В верхах долеритового разреза среди сближенных даек начинают появляться блоки-скрины базальтов, еще выше, в нижних частях шемурской и паль-

никшорской(?) свит, базальты начинают преобладать. Составы офиолитовых габбро, долеритов комплекса «дайка в дайке» и базальтов шемурской свиты образуют единые поля на петрохимических диаграммах.

Тагильская островодужная система развивалась по обычному для энсиматических островных дуг сценарию [29, 40, 113, 184]. Используя классификацию О. А. Богатикова (1988), эволюцию Тагильской островной дуги можно разделить на две стадии – юной и развитой островной дуги. К первой стадии отнесены габбро-долеритовая и долерит-базальтовая (офиолитовая ассоциация), базальт-риолитовая и базальт-андезит-дацитовая формации (мариинский комплекс, выйская, пальникшорская, шемурская и павдинская свиты). Они характеризуются нормальной щелочностью и дифференциацией составов от базальтовых до плагиориолитовых и дацитовых. Интрузивные образования стадии юной островной дуги, за некоторыми исключениями, комплементарны перечисленным вулканическим формациям. Выделяются плагиогранитовая (комагматичная базальт-риолитовой), дунит-клинопироксенит-габбровая, габброноритовая (комагматичная базальт-андезитовой), габбро-диорит-плагиогранитовая (комагматичная базальт-андезит-дацитовой) формации. Дунит-клинопироксенит-габбровая формация не имеет эффузивных аналогов [88 и др.], и ее происхождение до сих пор остается предметом дискуссий. Наиболее обоснованной является модель формирования перидотитов и оливиновых габбро Платиноносного пояса в обстановке субдукции зоны активного спрединга; она объясняет локализацию массивов в пределах преддуговой призмы и смешанные мантийно-коровые геохимические характеристики пород [201].

В стадию развитой островной дуги возникают субщелочные магматические серии. К этой стадии отнесены вулканические базальт-андезитовая и абсарокит-шошонитовая формации и комагматичные им габбро-норитовая и калий-катриевая габбро-диорит-плагиогранитовая интрузивные формации. В это время типы извержений и условия осадконакопления были весьма разнообразными. Намечается определенная фациальная зональность, описанная Р. И. Ерошевской (1991): западные разрезы слагаются преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, восточные – карбонатными. Завершение эволюции магматической системы Тагильской палеоостровной дуги маркируется внедрением субщелочных расплавов, продуцировавших вулканиты верхней части именновской и сосьвинской свит. Геохимические и минералогические особенности этих вулканитов позволяют предполагать их формирование в условиях подтока фертильной астеносферной мантии при «застопоривании» субдукции и частичном разрушении погружающейся океанической пластины [122].

Образовавшийся на месте современного Урала бассейн через узкий пролив, располагавшийся, вероятно, севернее Колчимско-Полюдовского поднятия, соединился с бассейном Омра-Лыжской седловины. В среднем ордовике здесь, в континентальной межгорной долине, формировались мощные красноцветные толщи нибельской свиты. Примерно до этого времени продолжалось формирование сводовых структур и связанных с ними интрузий гранитного состава.

В самом конце среднего ордовика на западной территории листа сушей оставался Тиман, с которого и происходил снос материала. Осад-

ки накапливались в мелководных условиях в субаэральной среде, что выразилось в обогащении пород кыкаельской и ваньюской свит окисными формами железа. К середине ваньюского времени нормальный режим сменяется засолонением бассейна и в лагунах формируются седиментационные доломиты и сульфаты.

Трансгрессия достигает максимума в раннесилурийскую эпоху, а в позднем силуре начинается сокращение и обмеление бассейна со смещением западной его границы к востоку. На этом фоне проявляются периодические изменения солености бассейна и интенсивности поступления в него терригенного материала.

Восточнее, в пределах континентального шельфа (Михайловско-Вайгачская подзона Бельско-Елецкой зоны), начиная со второй половины среднего ордовика накапливаются мелководные глинисто-карбонатные осадки с прикрепленной фауной. По периферии континентального шельфа, на границе шельф—склон (Иргизлинско-Карская подзона Бельско-Елецкой СФЗ) в это время формируются барьерные рифы (шежимская, большекосьюнская свиты, риф Косью и Косью-Илычский рифовый массив, карбонатная, сланцевая и карстовая толщи).

В раннедевонскую эпоху западная часть территории наследует продолжающееся сокращение силурийского бассейна и на всей территории возникают континентальные условия, длительность которых для различных районов была неодинаковой. Наиболее древние девонские образования платформы известны на Полюдовом поднятии. В такатинское время здесь накапливались дельтовые и прибрежно-морские осадки. Во второй половине эмсского века трансгрессирующее Уральское море занимает северо-восточную часть территории, где установлены локально развитые отложения вязовского времени и занимающие обширные площади песчаники койвенского горизонта.

В пределах восточной части платформы в раннедевонское время (лохковский и пражский века) продолжается накопление мелководных карбонатных осадков на континентальном шельфе, барьерных рифов и предрифовых карбонатно-терригенных осадков в зоне сочленения шельфа и склона. На самом континентальном склоне в этот период отлагаются более глубоководные глинисто-карбонатные (петельчатые известняки) и терригенные осадки кушшорской, малошежимской и горевской свит. В дальнейшем регрессия, возможно, как следствие начавшейся субдукции ВЕК и Западно-Сибирской плиты, охватывает и зону континентального шельфа, где также на крайне непродолжительное время (самые низы эмса, местами и верхняя часть пражского века) устанавливаются континентальные условия осадконакопления. Последующая трансгрессия в такатинское время приводит к повсеместному образованию в пределах шельфа и бывшей границы шельф—склон кварцево-песчаниковой, а в фациях континентального склона — сланцево-песчаниковой толщ. Однако в отдельных прогибах (Верхнеуньинско-Верхнеилычский район) раннедевонская регрессия не находит своего отражения и здесь, в районе окраины континентального шельфа, продолжалось сквозное развитие барьерных рифов вплоть до позднего эмса.

В среднем девоне происходили довольно интенсивные дифференцированные тектонические движения, контролировавшие распределе-

ние мощностей и стратиграфический объем отложений. В пределах платформы бассейн осадконакопления представлял собой внутреннее море, отделенное от основной акватории мелководной зоной, простиравшейся вдоль современного западного склона Урала. Находившийся выше уровня моря Тиман интенсивно разрушался, что предопределялось жарким гумидным климатом. В морской бассейн поступали огромные массы пресной воды, неся с собой большое количество плохосортированного терригенного материала, а затем тонкозернистые осадки и карбонатные илы, быстро компенсировавшие области прогибания. Одна из таких областей – Мичаю-Пашнинский палеопрогиб, располагалась вдоль Илыч-Чикшинской системы разломов, протягиваясь от северного края листа до устья р. Унья. Восточнее ее, напротив, образуется локальное Западно-Вуктыльское палеоподнятие с резко сокращенной мощностью осадков. К середине эйфеля и на Тимане образовались заполнявшиеся грубыми отложениями наложенные грабенообразные впадины, наиболее крупная из которых располагалась за пределами площади, вблизи западной ее границы; более мелкая депрессия известна в районе Джежимпарминской структуры. В живетском веке морской бассейн на юге площади несколько сокращается, а направленность в процессе осадконакопления сменяется на трансгрессивную. Происходит накопление преимущественно песчаных и, в меньшей мере, алевритовых и глинистых отложений.

В пределах восточной части территории в среднем девоне, в эйфельский век, вследствие наступающей трансгрессии на континентальном шельфе отложения береговой линии сменяются карбонатным накоплением, на границе шельф–склон – более глубоководными терригенно-карбонатными осадками, а в пределах континентального склона отлагались песчано-сланцевые толщи.

К концу среднего девона в палеоокеаническом секторе Уральской структуры в результате продолжавшейся субдукции и поглощения океанической коры сформировалась Тагильская энсиматическая островная дуга, отчленившая часть Уральского палеоокеана, что привело, вместе с развитием задугового спрединга, к воздыманию территории ВЕК как в пределах шельфа, так отчасти и склона. В пражское–франское время область накопления вулканитов и осадков уменьшилась. Западная часть Тагильской палеодуги превратилась в сушу (цепочку островов?), разделяющую морские бассейны, существовавшие в Зилаиро-Лемвинской зоне и к востоку от нее. Характерной особенностью этого периода является широкое развитие латеритных кор выветривания, впоследствии частично смытых и перемещенных в близлежащие бассейны, где произошло формирование залежей бокситов. Шельф восточной окраины этой (Западно-Тагильской) суши на Северном Урале располагался в основном на силурийских известняках (ранее выделявшиеся петропавловская и колонгинская свиты). Восточнее, на силурийском вулканогенно-осадочном основании, возникла серия вулканических центров и бассейнов между ними, образовывавших прерывистые цепочки, что послужило для Р. И. Ерошевской (1991) основанием для выделения нескольких структурно-формационных подзон.

В девонской истории Тагильской структуры отмечается несколько континентальных перерывов, наиболее крупные из которых были в эмс-

ское время (в подошве и кровле карпинского горизонта) и сопровождались формированием латеритных кор выветривания и бокситов. Континентальный перерыв в позднеэмсское время является региональным, он проявляется во всех структурах Среднего и Северного Урала (предтакатинский перерыв в Западно-Уральской и предтальтийский в Тагильской мегазонах); по всей вероятности, он является проявлением каледонской коллизии, спаявшей в это время Лаврентию и Балтику и сформировавшей мощный ороген на противоположной стороне Восточно-Европейской платформы [138, 139]. На территории листа P-40 располагаются преимущественно карбонатные последовательности нижне-среднедевонского шельфа Западно-Тагильской суши или преддугового прогиба новообразованной островной дуги (перевозская, вагранская и тальтийская свиты) и небольшой тектонический фрагмент вулканогенных островодужных образований (лопсийская свита). Вулканиты имеют островодужные или активно-окраинно-континентальные геохимические характеристики; содержания РЗЭ и другие параметры свидетельствуют, что они образовались из новообразованной магматической системы, не наследующей параметры ранее существовавшей силурийской [31, 199 и др.].

На рубеже франского и фаменского веков происходит новая перестройка структурного плана территории: замыкание палеобассейна, существовавшего между Тагильским террейном и окраиной Восточно-Европейского палеоматерика, сопровождаемое высокобарическим метаморфизмом; прекращение существования девонской островной дуги; начало формирования расположенной восточнее изучаемой территории Северо-Сосьвинской депрессии, заполняемой фаменской грубообломочной молассоидной толщей и раннекаменноугольными угленосными карбонатно-терригенными осадками с потоками трапповых базальтов и субвулканическими интрузиями габбродолеритов. В обстановке коллизии в позднем палеозое происходят процессы складкообразования и формирование надвигов в зоне Главного Уральского разлома; начинается образование войкаро-кемпирсайского комплекса тектонитов.

На западе начало регрессивного цикла соответствует второй половине чусовского времени; в чеславское время на всей территории бывшего шельфа устанавливаются континентальные условия осадконакопления с формированием кор выветривания.

Высокий подъем платформенной части территории в предфранское время обусловил глубокий и неравномерный размыв образованных ранее пород. В пашийское время постепенно, с востока на запад, возобновляется процесс трансгрессивного накопления пород, а в области суши остается лишь юго-западная часть площади. Продолжающиеся активные тектонические движения предопределили очень резкие изменения мощностей осадков этого периода. Очень важной особенностью этапа была фаза активного проявления вулканизма на Тимане, где по глубоким расколам произошли излияния базальтов, а образовавшиеся вулканы послужили источником значительного объема пеплового материала. Начиная с тиманского времени режим пассивной окраины становится более выраженным, регион испытывает почти непрерывное устойчивое прогибание и море покрывает всю площадь. По мере расширения транс-

грессии соленость бассейна нормализуется, в составе осадков начинают преобладать глинистые илы, появляются известковые образования. Глубоководность бассейна восточной части платформы в саргаевское время подчеркивают впервые появляющиеся в разрезе породы доманикоидных фаций. В пределах континентального шельфа в данный период формируются в основном карбонатные осадки с резко подчиненным количеством глинистых известняков и сланцев.

К концу девона океаническая кора ВЕК была поглощена, и к зоне конвергенции поддвинулась переходная кора, что обусловило вовлечение в более глубоководные условия всей перикратонной части континента. При вхождении в глубоководную зону желоба формаций континентального склона и подножия на них образовывались наиболее глубоководные кремнистые и кремнисто-глинистые отложения, шарьированные впоследствии на запад в составе Малопечорского аллохтона (евтропинская свита). В пределах границы шельф—склон, в условиях начала формирования прогибов и сводов, накапливались осадки переходных фаций; на поднятиях — терригенно-карбонатный тип разреза; в депрессиях — карбонатно-терригенный, с присутствием окремненных карбонатов, кремнистых илов и алевритов. Шельфовой части отвечает появление в доманиковом горизонте среди карбонатных осадков углистых их разностей и прослоев углистых глин. На западе в доманиковое время максимуму трансгрессии отвечает значительное увеличение в размерах существовавшего с эйфельского века Мичаю-Пашнинского палеопрогиба. Происходит выравнивание условий осадконакопления, и на большей части платформы устанавливается режим некомпенсированного прогибания. Вдоль западного борта обширной впадины, а также на отдельных отмелях в ее пределах (таких, как Западно-Вуктыльское палеоподнятие) началось формирование мощных рифогенных построек, подчеркивающих положение границы с мелководным шельфом. Рифы протягивались меридионально вдоль склона Камского свода и далее на северо-запад вдоль Ухтинской антиклинали. Впоследствии происходило выполнение краевых частей впадины глинистыми и глинисто-карбонатными осадками (толщи заполнения), вследствие чего в северной части площади граница ее, как и зона рифообразования, смещались к востоку. В евлановско-ливенское время впадина ограничивалась уже юго-восточным склоном Тимана и северо-западной частью Омра-Сойвинской и Тэбукской ступеней. Западнее полосы рифов в лагунах формировались сульфатсодержащие образования ухтинской свиты.

На рубеже франа и фамена начинается воздымание платформенной части ВЕК, слабо затрагивающее и запад шельфовой зоны, в пределах которой отмечается смена более глубоководных карбонатных осадков на мелководные их разности в мендымско-аскынское время. На платформе, вследствие регрессии бассейна, и в юго-западной части площади осадконакопление прекращается, а к концу раннего фамена море отступает и за пределы Тимана. Граница некомпенсированного прогиба смещается до юго-восточного склона Омра-Сойвинской ступени и Вуктыльского вала. В располагавшемся западнее относительно глубоководном бассейне формируются мощные известняково-глинистые отложения ижемской свиты. К концу раннего фамена этот бассейн полностью заполняется и на выровненной поверхности накапливаются отложения открытого шельфа и осолоненных

лагун. В позднем фамене граница суши подходит к современному Мичаю-Пашнинскому валу, но море остается на Омра-Сойвинской ступени и Джебольской моноклинали. В позднезеленецкое время некомпенсированное осадконакопление на востоке платформы сменилось компенсированным, которое сохранялось до конца турнейского века, пока рельеф морского дна не был полностью снивелирован.

Максимума регрессия достигла в начале визейского века, когда континентальный режим господствовал не только на всей платформе, но и в пределах бывших континентального шельфа и границы шельф—склон, где в раннекосьвинское время отмечался перерыв в осадконакоплении.

В турнейско-визейское время закончилась субдукция океанической коры и началась коллизия Тагильской дуги с краем ВЕК. Палеозона стала блокироваться легкой переходной корой с быстрым подъемом аккреционной призмы, образованием к западу от вулканической невулканической островной дуги и формированием комплекса орогенных формаций, представителем которых являются визейско-башкирские глубоководные дистальные турбидиты малопечорской свиты одноименного аллохтона. В осадконакоплении последних принимали участие кремнистые илы и обломочный материал, представленный обломками основных эффузивов вулканической дуги, силицитов и терригенных образований. Наличие пелагической фауны свидетельствует о накоплении отложений на глубинах 2—3 км [198].

Если начальному этапу коллизии соответствовало некоторое воздымание континентального склона, шельфа и платформы, то в результате поддвига с погружением в зону смятия континентального склона началась очередная трансгрессия. Последняя уже в позднекосьвинское время восстановила условия осадконакопления на границе шельф—склон, а в дружининское — и на самом шельфе, аналогичные таковым в турнейское время и просуществовавшие вплоть до второй половины башкирского века. Ранней стадии трансгрессии (ранний визе) на континентальном шельфе соответствовали мелководные прибрежно-морские условия осадконакопления с формированием глинисто-песчаной угленосной толщи, содержащей и железистые конкреции.

На платформе, в восточной части, осадконакопление продолжилось в бобриковское время, а в дальнейшем трансгрессия охватила уже всю территорию и вслед за тектонически активным девонским периодом наступила эпоха относительного равновесия без каких-либо существенных противопоставлений в тектоническом развитии отдельных участков. В тульско-алексинское время небольшая глубина бассейна на западе платформы явилась причиной кратковременных перерывов и связанных с этим образованием и переотложением континентальных красноцветов. Восточнее, на мелководном шельфе, накапливалась терригенная угленосная формация, сглаживающая палеорельеф конца турнейского века. Серпуховский век ознаменовался максимумом раннекаменноугольной трансгрессии. На большей части площади платформы (в пределах территории листа) связь бассейна с открытым морем была затруднена и в нем формировались доломиты с линзами гипса и ангидрита. В это же время на фоне общего прогибания обозначился ряд участков с тенденцией к воздыманию. Тектоническая инверсия наиболее отчетливо проявилась на востоке Тэбукской ступени, где на месте

палеопрогиба начал формироваться Мичаю-Пашнинский вал, более рельефно выделилась Омра-Сойвинская ступень, а Западно-Вуктыльское палеоподнятие перестало существовать как положительная структура. В конце раннего карбона бóльшая часть территории платформенной части листа вновь была приподнята, и море отступило далеко на восток.

Во второй половине башкирского века регрессия достигла пределов континентального шельфа ВЕК, и перед накоплением осадков московского яруса башкирские отложения были выведены из-под уровня моря и подверглись местами частичному или полному размыву. На бывшей границе шельф–склон в Иргизлинско-Карской подзоне этому времени соответствуют мелководные условия с накоплением известняковых брекчий.

Последовавшие за начавшейся в башкирском веке на платформенной части территории новой крупной трансгрессией фазы седиментации связаны с мелководным теплым бассейном с нормальной соленостью. Вплоть до артинского века на всей платформе накапливался схожий, преимущественно карбонатный, литокомплекс и только в районе Мичаю-Пашнинского вала весь этот период существовали остров и зона островного мелководья.

Начавшаяся на западе в башкирское время очередная трансгрессия достигла шельфа в раннемосковский век, где в верейское время вновь устанавливается морской режим осадконакопления с формированием преимущественно карбонатных осадков с прослоями и желваками кремней и, в резко подчиненном количестве – глин. Аналогичный режим осадконакопления распространяется и на зону сочленения шельф–склон. Накопление органогенных, детритовых и рифогенных водорослевых карбонатов продолжается на указанных территориях до конца карбона.

В ранней перми в зону конвергенции последовательно поддвигался, сминался и тектонически послойно расслаивался перекрытый шельфовыми формациями край ВЕК. Поддвиг легких сиалических масс привел к ускоренному росту коллизионного орогена с одновременным формированием остаточного желоба (по сути краевого прогиба), интенсивному размыву аккреционной призмы, сложенной батиальными формациями, и формированию орогенного комплекса.

В ассельский и сакмарский века эта нешироkая зона активного опускания располагалась намного восточнее современного Предуральского прогиба. В пределах же вырождающегося шельфа в этот период, как и в позднем карбоне, продолжалось накопление мелководных органогенно-детритовых известняков, а на перегибе шельф–склон прогиба (сегодня – передовые складки Урала) формировался рифогенный тип разреза. Западнее продолжались тектонические движения умеренной амплитуды, не отличавшиеся от таковых каменноугольной эпохи.

Артинский век ознаменовался началом крупной перестройки структурного плана ВЕК, связанной с продолжающимся сжатием и замыканием Уральской океанической структуры. На северо-западе площади это сказалось сокращением морского бассейна, на востоке – перемещением Предуральского прогиба в область перикратона. В начале века вдоль Палеоурала образуется узкая меридиональная компенсационная структура, которая в результате развития коллизионных процессов и мигра-

ции в западном направлении к концу его полностью охватывает современные Верхнепечорскую и Соликамскую впадины, став собственно краевым прогибом. Начальному этапу накопления орогенной формации в пределах сегодняшних передовых складок Урала соответствует значительное погружение области ассельско-сакмарских органогенных построек с накоплением в раннебурцевское время глинисто-карбонатного материала. Активно погружающийся прогиб, в краевых частях которого простирались зоны мелководья, а центр занимала зона умеренных глубин, выполняется мощной сероцветной молассой, формирующейся из обломочного материала, сносимого с аккреционной призмы. Западнее располагалась занятая мелководным шельфом область, продолжающая развиваться как типичная платформа, но и здесь карбонатные формации частично сменяются на карбонатно-терригенные, а отрицательные движения создают наклоненную к востоку моноклиналь.

В кунгурский век, возможно, почти вся восточная часть бывшего континентального шельфа оказывается перекрытой шарьированными с востока отложениями континентального склона и подножия, с образованием сложнопостроенной чешуйчато-надвиговой структуры. Примерно в конце ранней перми зарождаются пологие своды на месте будущих высокоамплитудных поперечных поднятий. Бассейн прогиба обособляется от открытого моря, и морская моласса сменяется лагунной. В условиях аридного климата и быстрого погружения дна накапливаются мощные сульфатные и песчано-глинистые осадки, являющиеся верхним членом нижней молассы. В иренское время на юге Верхнепечорской впадины создались благоприятные условия для формирования каменных и калиево-магниевых солей (курьинская свита). На платформе в это время также осаждались лагунные карбонаты, глины и сульфаты.

В позднепермское время в складчатость были вовлечены еще более западные районы бывшего шельфа и прилегающего прогиба. Мощная аккреционная призма, сложенная скученными батиальными формациями, была размыта. На эрозионный срез высокогорного коллизионного орогена в новообразованных поперечных поднятиях вышли шельфовые комплексы, а местами и породы фундамента.

В уфимский век начинается регрессия морского бассейна. На большей части площади образуется обширная аккумулятивная равнина с лагунами, заливами и озерами, заполненными пресными и солоноватыми водами. На фоне нового поднятия Урала и сопряженного с ним опускания Предуральского прогиба речные потоки выносят в предгорные заливы огромную массу обломочного материала. Увеличивается приток пресных вод, что приводит к резкой смене эвапоритовых формаций сероцветными терригенными или карбонатно-терригенными. Начиная со второй половины века в пределах приморской аккумулятивной равнины в условиях продолжавшихся опусканий формируется верхняя (красноцветная) моласса. Режим осадконакопления в это время неоднократно испытывал колебания, на что указывает быстрая смена грубообломочных пород глинами, а плохая сортировка материала свидетельствует о переносе его на очень небольшое расстояние. В конце казанского века—начале татарского Верхнепечорская впадина вновь была занята мелководными лагунами и озерами.

Пермский период завершился общим поднятием территории и частичным размывом отложений в раннем триасе. Море отступило далеко на север, а на суше в условиях продолжающегося опускания передового прогиба в окислительной обстановке жаркого и засушливого климата накапливались фации аллювиальных и озерно-аллювиальных равнин. Материал в большом количестве поставлялся с Урала, а начиная с конца раннего триаса – и с Тимана. Увеличивающееся вверх по разрезу количество грубых обломков свидетельствует о все возрастающей высоте горных хребтов. В позднем триасе укрупнились пресноводные озерные бассейны, где уже в восстановительной среде откладывались сероцветные осадки. В триасе в складчатость были вовлечены более западные районы Внутренней зоны краевого прогиба. На границе триаса и юры образуется Колчимско-Полюдовское поперечное поднятие, разделившее прогиб на Верхнепечорскую и Соликамскую впадины.

С окончательным замыканием Уральской структуры по времени и, возможно, геодинамически, связано перемещение в юго-западной части Тимана отдельных блоков по надвигам в результате проявившихся сил сжатия. При этом, как отмечает Богацкий (1977), надвиговые структуры локализовались вдоль недостаточно консолидированных глубинных разломов на границе Русской и Печорской плит. Перемещение приграничных с Мезенской синеклизой блоков сопровождалось менее амплитудным поднятием северо-восточной части Тимана, в результате чего обособилась Омра-Лыжская седловина. В восточной части территории листа в позднетриасовое время грабенообразные межгорные впадины заполнялись грубообломочными, а затем – тонкотерригенными угленосными и бокситоносными осадками (молассоидная бокситоносно-угленосная формация Вольинской впадины).

Таким образом, в предсреднеюрское время произошло полное завершение коллизии и формирования Уральского коллизионного орогена, заложились основы современного структурного плана территории; начались процессы интенсивной эрозии горного сооружения. В ранней юре продолжается накопление угленосных континентальных отложений (яны-маньинская и тольинская свиты). Начало среднеюрского этапа ознаменовалось региональным наклоном центральной части Печорской плиты в северном направлении и образованием собственно Печорской синеклизы. После этого на северо-западе территории образовались пологие изометричные структуры небольшой амплитуды, выполненные мелководными песчано-глинистыми формациями.

Со средней юры и до конца мелового периода на фоне активной пенепленизации Палеоуральского коллизионного орогена интенсивно формировались продукты корообразования каолинит-гидрослюдистого профиля. В результате позднегерцинское горное сооружение было почти полностью нивелировано и сформирована поверхность предельного выравнивания (цокольный пенеплен), фиксированная корами выветривания.

За пределами Урала среднеюрско-меловой этап фиксируется морскими терригенными комплексами (галечно-песчано-глинистая формация).

В раннем палеогене (возможно – в позднемеловое время) в результате значительной неотектонической активизации региона начинается

возрождение Урала (эпиплатформенный орогенез) – формирование зоны Уральского кряжа и сопряженных депрессий современного плана, что проявилось в заложении системы грабенов и горстов субмеридиональной ориентировки. В раннем–среднем палеогене (на первом этапе возрождения Урала) амплитуда горстов-грабенов была незначительной и, что особенно важно, неравномерной, местами – отрицательной (для эоценового времени – ниже уровня Западной-Сибирского морского палеобассейна). В результате «разнознаковой» неотектонической перестройки в пределы зарождающегося слабо дифференцированного горного сооружения проникли воды Западно-Сибирского эоценового морского бассейна, зафиксированные сегодня в уральских палеодепрессиях западного склона [380], и даже в седловинах низкогорных хребтов осевой части Северного Урала на абс. отм. 400–450 м [216]. Благоприятые климатические условия, на фоне понижения регионального базиса эрозии, способствовали активному проявлению процессов комплексной денудации при формировании поверхностей педиплена.

К олигоцену горное сооружение Урала было расчленено по субмеридиональным направлениям малдинской гидросетью, а в широких уральских палеодепрессиях образовались обширные озерные бассейны. Впоследствии осадки палеодолин малдинского этапа были переработаны процессами корообразования. В миоцене эрозионное расчленение гор достигает максимума.

В плиоцен-эоплейстоценовое время происходило поступление вод Арктического бассейна в пределы Предуралья и Зауралья. По палеофиордам морские воды проникали в горную часть и, судя по находкам морской микрофауны, уровень бассейна в межгорных депрессиях Приполярного (и, вероятно, Северного) Урала достигал современных абс. отм. 450 м и более. Следствием трансгрессии явилось значительное захоронение переуглублений. Вне гор был сформирован обширный континентально-морской молассоидный чехол.

Воздымание региона и вторая (после продолжительной верхнемел-палеогеновой) неотектоническая активизация в начале неоплейстоцена привели к регрессии вод Арктического бассейна и к активному развитию современной гидросети. Серия оледенений Урала – от обширного горно-покровного (на северо-востоке листа) в среднем неоплейстоцене, до рудиментарного карового в голоцене, завершает геологическую историю развития характеризуемой территории.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Территория листа охватывает морфоструктуры Уральского горного сооружения, юга Тиманского кряжа, серии возвышенностей и сопряженных с ними депрессий Предуралья. Современный рельеф исследуемого района образовался под влиянием следующих основных факторов морфогенеза:

– предельное выравнивание (пенепленизация) герцинского коллизионного орогена в юрско-меловое время;

– постплатформенный орогенез в позднемезозойское(?)–раннекайнозойское (позднемеловое(?)–миоценовое) время, который сформировал основные черты современного морфоструктурного плана территории;

– относительные колебательные движения в плиоценовое и раннечетвертичное время, зафиксированные этапами активизации аккумулятивных процессов на фоне продолжавшегося обособления возрожденной Уральской морфоструктуры;

– периоды значительного похолодания в позднем кайнозое, сопровождавшиеся оледенениями на севере территории листа.

Выделяются три основные генетические категории рельефа: денудационный, денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный.

Денудационный рельеф для площади Уральского горного сооружения представлен фрагментами цокольного пенеплена, фрагментами педиплена, денудационными склонами горных хребтов, а также структурно-денудационным рельефом предгорий. В пределах Тимана и Предуралья денудационный рельеф представлен эрозионными и абразионно-эрозионными склонами.

В современном рельефе на вершинах горных хребтов и массивов Урала сохранились уплощенные фрагменты древних уровней выравнивания, созданные процессами комплексной денудации – фрагменты цокольного пенеплена. Они наблюдаются на высотах с абс. отм. от 600–800 до 1617 м (гора Тельпос-Из). Время формирования единой поверхности цокольного пенеплена определяется как юрско-меловое (J–K). Его отдельные сохранившиеся площадки характеризуются значительной сглаженностью (углы наклона до 10°), сравнительно небольшими относительными превышениями и осложнены литоморфными уступами, останцами. Распределение высотных отметок фрагментов пенеплена во многих случаях подчиняется структурно-морфологическому плану горного сооружения – минимальные (600–800 м) высоты имеют площадки, развитые в краевой части, а максимальные (до 1000–1500 м) характерны для площадок в приосевой части горной системы. На севере

листа выположенная поверхность Уральского пенеплена часто интенсивно переработана экзарацией плейстоценовых оледенений (хребет Тельпос-Из и др.).

Фрагменты некомпенсированной поверхности выравнивания — педиплена в пределах современных предгорий Урала выработаны процессами комплексной денудации при параллельном отступании склонов в породах различной устойчивости. Формирование педиплена происходило на раннеорогенном этапе в условиях неотектонической активизации и обособления современной морфоструктуры Урала в раннем—среднем палеогене. Соответствующие этой поверхности площадки в единичных случаях наблюдаются на абс. отм. 400—600 м. На севере листа их пологонаклонные (до 5—10°) поверхности в ряде случаев несут следы воздействия процессов морозного и снежного выветривания, солифлюкции в виде глыбовых россыпей и перистых шлейфов вокруг гряд и мелких останцов (высотой в первые десятки метров). Коррелятные аккумулятивные образования — морские осадки торговской свиты эоцена. Время формирования — палеоцен—эоцен ($Р_{1-2}$).

Денудационные склоны горных хребтов обрамляют сохранившиеся фрагменты цокольного пенеплена в горной части Урала. Изначально (в палеогене) их образование связано с активизацией комплекса денудационных процессов в ходе формирования низкой относительно пенеплена поверхности педиплена. В последующем прерывистое воздымание горного сооружения предопределило интенсивность денудации на «растущих» склонах. Активизация денудации на склонах горных хребтов сопровождала все этапы эрозионного углубления и перестройки межгорных долин в миоцене, плиоцене и четвертичном периоде. Склоны почти всех северных хребтов значительно переработаны в среднечетвертичное и верхнечетвертичное время экзарацией вангерьюских и ханмейских ледников. Денудационная переработка склонов продолжается и сегодня. В целом, для них характерен вогнутый профиль; при этом, как правило, в верхней своей части склоны наиболее крутые — до обвально-осыпных (>45°), ниже — преимущественно средней крутизны (от 10 до 30°). Время формирования склонов определяется как палеоген-четвертичное (Р—Q).

Структурно-денудационный рельеф предгорий Урала. К этой категории относятся крупнохолмистые, увалистые поверхности выравнивания, выработанные в неравномерно-устойчивых к проявлению денудации породах палеозоя. Кроме вещественного состава пород, на формирование этого типа рельефа оказали влияние и складчатые структуры уралид. Они предопределяют очертания и ориентировку конкретных увалов, вытянутых в субмеридиональном направлении. Характерны удлиненные, с выположенными вершинами увалы, повторяющие форму геологических структур более высокого порядка. В большинстве случаев увалы осложнены отдельными пологими холмами с относительным превышением порядка 50 м. Склоны увалов расчленены речными долинами и осложнены мелкими формами рельефа гравитационного и карстового происхождения (кар-

стовые воронки, каменные осыпи и др.). Встречаются симметричные и асимметричные увалы; образование асимметричных, как правило, связано с дизъюнктивами, контролирующими более прямолинейный и крутой склон. Асимметричные увалы имеют плоские вершины, переходящие в относительно пологие склоны на их ненарушенной стороне. Симметричные увалы имеют правильное строение со сходными, одинаково пологими, склонами. Коррелятными осадками для структурно-денудационного рельефа увалистых поверхностей выравнивания предгорий Урала являются верхние части разрезов здесь же расположенных захороненных палеодепрессий — отложения кипиевской свиты и гореловской толщи. С учетом того, что рельеф предгорий и сегодня подрабатывается процессами плоскостного смыва и другими агентами комплексной денудации, время его формирования определяется как плиоцен-четвертичное (N_2—Q).

Абразионно-эрозионные склоны Тимана и Предуралья созданы в эоплейстоцене на этапе регрессии вод кипиевского бассейна. Для верхней части бортов ряда отдельных обширных долин Предуралья характерны узкие, протяженные на одном гипсометрическом уровне, пологие (менее 10°) склоны, часто с четко выраженной в рельефе бровкой и подножием. Время формирования таких абразионно-эрозионных склонов, обрамляющих поверхности выравнивания возвышенностей Приуралья и Тимана, — поздний эоплейстоцен (E_{II}). Коррелятные осадки выполняют аккумулятивную часть шестого (лопьюского) регионального террасовидного уровня, получившего развитие у подножия этих склонов.

Эрозионные склоны возвышенностей наблюдаются в Предуралье и на границе с предгорьями Урала. Они созданы на разных этапах формирования современной гидросети, имеют крутизну от 10 до 20°, вогнутый или, реже — выпуклый профиль с характерным струйчатым рисунком русел мелких и временных водотоков. Коррелятные осадки для ранненеоплейстоценовых эрозионных склонов — пески и супеси мылвинского лимноаллювия. Для средненеоплейстоцен-голоценовых — пески, алевриты и суглинки виллеского аллювия и лимноаллювия. Время формирования отраженных на геоморфологической схеме эрозионных склонов — ранний неоплейстоцен (Q_I) и средний неоплейстоцен—голоцен (Q_{II-H}).

Денудационно-аккумулятивный рельеф Приуральских возвышенностей и Южного Тимана представлен обширными фрагментами некогда единой поверхности выравнивания, охватывавшей в раннем эоплейстоцене всю территорию Предуралья. Сохранившиеся в современном рельефе фрагменты этой поверхности обрамлены эрозионными и аккумулятивными формами, связанными с этапами последующего длительного формирования и развития долин современной гидросети. Денудационно-аккумулятивная пологоволнистая и пологохолмистая поверхность Предуралья была образована в плиоцен-позднеэоплейстоценовое время и соответствует этапу максимального наступления вод Арктического бассейна в пределы Предуралья и Зауралья. Сохранившиеся фрагменты равнины расположены на абс. отм. 180—250 (до 300) м. Аккумулятивная составляющая этой поверхности вы-

равнивания – плащеобразно залегающие на высоких междуречьях ледово-морские суглинки, глины и аллювиально-морские пески с морской фауной и микрофауной. Облик поверхности преобразован в ходе регрессии вод кипиевского (роговского) бассейна в эоплейстоцене в результате совместного проявления процессов аккумуляции и денудации (абразии и эрозии) вадьявожского (вашуткинского) времени. Поверхность пологоволнистой равнины расчленена лоткообразными и V-образными долинами водотоков I и II порядков, балками, ложбинами стока сезонных вод. Они разделены пологими гребневидными локальными водоразделами. Периферийная часть поверхности, вдоль ограничивающих ее уступообразных склонов, наиболее интенсивно переработана эрозионными и осложнена карстовыми процессами. Отдельные низкие холмы и увалы, разделенные карстово-эрозионными ложбинами, достигают здесь относительной высоты 10–15 м и имеют мягкие очертания и пологие склоны. Диаметр холмов изменяется от 0,6 до 1–2 км. Длина увалов 3–4 км и более при ширине 0,5–2 км. Ограничивающие их карстово-эрозионные ложбины (шириной до 0,5–1 км) заложены главным образом по зонам тектонических нарушений, где наиболее интенсивно протекают процессы денудации. В большинстве случаев их наследуют долины современных рек III–IV порядков и ручьев; однако нередко встречаются «сухие» долины с плоским заболоченным дном (лист P-40-VIII). Карстовые формы в виде ложбин и воронок широко развиты на правобережье в верховьях рек: Большой Колчим, Кедровка и др. В ряде случаев выделяются кольцевые карстовые(?) формы – полья диаметром от 300 до 700 м. От более низких аккумулятивных поверхностей выравнивания описываемая равнина отделена уступами или склонами крутизной до 10° и более. На юго-востоке листа P-40-XX фиксируется такой абразионный уступ с четкой бровкой, в отдельных местах крутизной более 15°. Он разделяет две поверхности рельефа: ледово-морскую пологоволнистую равнину и нижележащую аллювиально-прибрежно-морскую пологохолмистую равнину. Время формирования денудационно-аккумулятивной поверхности выравнивания Предуральских возвышенностей и Южного Тимана определяется как плиоцен–эоплейстоцен (N_2–E).

К **аккумулятивному типу рельефа** отнесены:

– пологоволнистые аллювиально-прибрежно-морские равнины шестого регионального террасовидного уровня на абс. отм. 150–180 м; коррелятные отложения – пески и супеси лопьюской толщи; время формирования – поздний эоплейстоцен ($^6E_{II}$);

– аллювиально-озерные равнины пятого регионального террасовидного уровня с отн. отм. 55–65 м; коррелятные отложения – супеси, пески и алевриты мылвенского лимноаллювия; время формирования – ранний неоплейстоцен (^5Q_I);

– аллювиальные, аллювиально-озерные равнины четвертого регионального террасовидного уровня с отн. отм. 35–50 м; коррелятные отложения – пески и супеси виллеской террасы для Верхнепечорского района и уфимской террасы для Верхнекамского района; время формирования – средний неоплейстоцен ($^4Q_{II}$);

– флювиогляциальные равнины вангерьюского оледенения, время формирования средний неоплейстоцен (Q_{II});

– крупные моренные поля и гряды вангерьюского оледенения вне Урала, время формирования – средний неоплейстоцен (Q_{II});

– аллювиальные ступенчатые равнины Верхнекамского района, объединяющие первый, второй и третий местные надпойменные уровни с пойменными террасами на отн. отм. 0–35 м; время формирования – вторая половина среднего неоплейстоцена–голоцен ($^{п-3}Q_{II–н}$);

– аллювиальные, аллювиально-озерные ступенчатые равнины Верхнепечорского района, объединяющие первый, второй, третий и четвертый местные надпойменные уровни с пойменными террасами на отн. отм. 0–35 м; время формирования – верхний неоплейстоцен–голоцен ($^{п-4}Q_{III–н}$).

Отмечаемое выше несоответствие времени формирования низких террас бассейна Камы и времени формирования низких террас бассейна Печоры и Вычегды обычно объясняется несовпадением по времени тектоно-эвстатических колебаний водных уровней в Каспийском море и Арктическом бассейне. Однако при изучении территории выявлена четкая геоморфологическая корреляция ступенчатых равнин бассейнов Камы и Печоры, что указывает на идентичность времени их формирования. Эти данные не соответствуют принятой в настоящее время стратификации комплекса аллювиальных отложений в этих разных речных бассейнах. Поэтому при выделении уровней низких террас современной гидросети бассейнов Печоры и Вычегды в пределах третьего регионального террасового уровня (единого уровня для всей территории листа) выделены два подуровня. Верхний отнесен к типичному для рек Арктического бассейна четвертому уровню надпойменных террас, а нижний – к третьему.

В ходе подготовки материалов листа были проведены необходимые исследования по определению устойчивой геоморфологической идентификации в пределах бассейна р. Печора аллювиальных террас для водотоков от I до IV порядков. Для рек III–IV порядков как Северного, так и Полярного Урала [317, 441] достаточно уверенно определяются устойчивые закономерности расположения речных террас на определенной относительной высоте (многолетние наблюдения при ГС-50 и ГС-200), но для рек I–II порядка (например, Печора или Уса) прямое использование тех же высотных отметок себя не оправдывает. Нами была сделана попытка определения корреляции высот разных речных террас на основе данных по весеннему уровню вод в среднем течении р. Печора (деревни Бызовая, Акись), где он равен 4,9–5,0 м. Для рек III–IV порядков на Урале весенний уровень вод равен 2,0–2,5 м, при том, что относительная высота первой надпойменной террасы этих рек – 5,0–7,5 м. В результате сравнительного анализа оказалось, что значения соотношений относительных высот высоких пойм рек разного порядка достаточно точно определяют и соотношения высот надпойменных террас этих же водотоков. Так, для р. Печора (выше и ниже г. Печора) это значение равно 2,3. Тогда высота высокой поймы или надпойменной террасы уральских средних рек, увеличенная в 2,3 раза, будет соответствовать высоте высокой поймы или соответствующей террасы р. Печора, что было подтверждено полевыми работами. На площади листа P-40 высота поймы р. Печора (для отрезка ее долины от устья р. Подчерем до устья р. Илыч) равна 6 м. Тогда соответствующие высоты печорских

террас определяются как 7–12 м – первой надпойменной террасы, 13–20 м – второй надпойменной террасы, 20–25 м – третьей террасы и 27(30)–35 м – четвертой надпойменной террасы. Эти соотношения наблюдаются на всей территории листа кроме долин уральских рек, высоты террас которых сопоставимы с высотами террас средних и мелких водотоков (чем ближе к истокам, тем более низкие). Террасы прослеживаются по всем крупным рекам исследованной территории, обычно имеют четко выраженные бровки и тыловые швы, часто ограничены средними и крутыми склонами различной высоты.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Длительная многоэтапная история эволюции и разнообразие структурно-фациальных условий формирования вещественных комплексов определяют комплекс полезных ископаемых территории листа и перспективы на те или иные виды минерального сырья. В настоящее время на характеризуемой площади выявлены: многочисленные промышленные (в том числе – крупные) месторождения нефти, газа, газоконденсата; алюминия; натриевых, магниевых и калийных солей; минеральных промышленных вод; россыпного золота; строительных материалов. Установлены мелкие месторождения и многочисленные проявления железа, редких, цветных и благородных металлов; обосновываются перспективы промышленной алмазоносности. Ниже приводится краткая характеристика основных видов минерального сырья.

ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Нефть, газ, газоконденсат. Многочисленные месторождения нефти, газа и газоконденсата, присутствующие на территории листа, относятся к двум нефтегазоносным провинциям (НГП) – Тимано-Печорской и Волго-Уральской. Сведения о нефтегазоносности характеризуемой площади излагаются в соответствии с традиционным районированием этих нефтегазоносных провинций, базирующемся на комплексе материалов структурно-формационного и тектонического характера, характеризующих особенности эволюции бассейнов седиментации и определявших условия генерации, аккумуляции и сохранности залежей углеводородов.

На территории, относящейся к Тимано-Печорской НГП, в настоящее время выявлено 47 нефтяных, нефтегазовых, газоконденсатных, нефтегазоконденсатных и газовых месторождений различного ранга, локализованных в границах крупных минерагенических единиц: Тиманской, Ижма-Печорской и Северо-Предуральской нефтегазоносных областей (НГО), разделенных на нефтегазоносные районы (НГР). Подавляющее большинство месторождений – разведаны, многие – выработаны, в связи с чем вопрос прироста ресурсов является весьма актуальным. Месторождения Тимано-Печорской НГП преимущественно многозалежные, характеризуются сложным геологическим строением. Преобладающий тип ловушек – тектонический (структурный), менее распространены седиментогенные и биогенные ловушки. В распределении углеводородных флюидов в пределах характеризуемой территории листа P-40

проявлена зональность, выраженная в смене с юго-востока на северо-запад газовых и нефтегазовых месторождений на нефтяные.

Тиманская и Ижма-Печорская НГО являются наиболее изученными в отношении нефтегазоносности. Однако большинство месторождений Ухта-Ижемского нефтегазоносного района, единственного НГР Тиманской НГО на территории листа, к настоящему времени или полностью отработаны, как Роздинское (II-1-12) и Седь-Иольское (II-1-9), или законсервированы. В эксплуатации в настоящее время находится только Войвожское нефтяное месторождение (II-1-14).

В Ижма-Печорской НГО сосредоточена большая часть месторождений углеводородного сырья территории листа, нефтяных, газовых и смешанных. Одним из наиболее крупных по запасам нефти является месторождение Западно-Тэбукское (I-1-7). Промышленные залежи здесь установлены в силурийских и девонских отложениях на глубинах от 1150 до 1950 м. Легкие и средние нефти связаны с терригенными породами эйфельского и живетского ярусов. Их плотность 0,845–0,866 г/см^3, содержание серы 0,53–1,0 %, парафина – 1,3–3,3 %. Нефти карбонатных коллекторов франского и фаменского ярусов тяжелые (плотность 0,885–0,902 г/см^3) и сернистые (1,2–1,6 %). Залежи этого уровня имеют сложное строение. Так, залежь пласта $Ф_2$ фаменского яруса включает массивную ловушку, сложенную рифогенными доломитизированными известняками, и пластовые ловушки, сложенные известняками, облекающими риф. К своду рифогенной постройки приурочена зона развития древнего карста, с которой связаны высокоемкие порово-каверново-карстовые коллекторы. В скважинах, вскрывающих эту часть залежи, получены наиболее высокие притоки безводной нефти. Месторождение открыто в 1959 г., эксплуатируется с 1962 г.; к настоящему времени почти полностью выработано.

К Мичаю-Пашнинскому НГР Ижма-Печорской НГО относится крупное нефтегазоконденсатное месторождение Пашнинское (II-3-1), открытое в 1963 г. и введенное в разработку в 1970 г. На месторождении выделено три продуктивных этажа с несколькими нефтяными и газоконденсатными залежами. Нефтегазоконденсатные и газоконденсатные залежи приурочены к среднедевонско-нижнефранским терригенным отложениям и связаны с пластовыми сводовыми тектонически и литологически экранированными ловушками. Конденсат является легким, малосмолистым, малопарафинистым, безасфальтенистым, малосернистым. Свободный газ классифицируется как полужирный, этановый, низкоазотный, бессероводородный. Нефть оторочек особо легкая (плотность 819 кг/м^3), малосмолистая, малоасфальтенистая, высокопарафинистая, малосернистая.

Нефтяные залежи месторождения локализуются в отложениях широкого возрастного диапазона – от среднего девона до поздней перми. При этом залежь пласта 2 перекрывается с контуром Берегового месторождения и ее запасы частично учтены по Пашнинскому, частично – по Береговому. Коллекторами являются кварцевые мелкозернистые песчаники, известняки, доломиты с поровым и порово-трещинным типом емкостного пространства. Нефти легкие, редко – средние и тяжелые, от мало- до высокосмолистых, малоасфальтенистые и асфальтенистые, парафинистые, иногда тяготеющие к высокопарафинистым. Попутный газ в основном высокожирный, высокоэтановый, бессероводородный.

Нефтегазоносность другого крупного месторождения Мичаю-Пашнинского НГР – Северо-Савиноборского (I-3-2) связана со среднедевонско-нижнефранскими, доманиково-турнейскими и пермскими терригенно-карбонатными отложениями. Залежи представлены массивными и пластовыми сводовыми, литологически экранированными типами; коллекторы – песчаниками, известняками, доломитами и доломитизированными известняками, обладающими поровым, порово-трещинным иногда – кавернозно-трещинным типом пористости. Флюидоупорами служат глинистые или глинисто-алевролитовые образования. Нефти относятся к категориям средних и утяжеленных; смолистых, асфальтенистых, малопарафинистых, малосернистых; в отдельных случаях – высокоасфальтенистых, парафинистых и сернистых. Попутный газ преимущественно высокожирный, высокоэтановый, бессероводородный, азотный, низкоуглекислый. Состав нефтей и попутного газа на остальных нефтяных месторождениях района близок к составу углеводородов Северо-Савиноборского месторождения.

Промышленная нефтегазоносность Омра-Сойвинского НГР связана исключительно с терригенными образованиями среднедевонско-нижнефранского возраста, и только на Нижне-Омринском месторождении (II-2-6) газоносность выявлена еще и в верхней части доломитов силура, залегающих непосредственно под газонасыщенными песчаниками среднедевонско-нижнефранского комплекса. Месторождения этого района в основном многозалежные. По фазовому составу флюидов выделяются как нефтяные или газовые залежи, так и нефтяные с газовой шапкой или газовые с нефтяной оторочкой. Тип ловушек: пластовые; пластовые сводовые, стратиграфически, тектонически и литологически экранированные. По плотности нефти классифицируются в основном как легкие и средние, порой – как тяжелые; по составу – смолистые, иногда малосмолистые, малоасфальтенистые до асфальтенистых, парафинистые, малосернистые. Свободный газ – сухой до полужирного, этановый (редко – низкоэтановый), бессероводородный, азотный, низкоуглекислый; на Нибельском месторождении – гелиеносный (0,18–0,24 %). Попутный газ – высокожирный, высокоэтановый, бессероводородный, низкоазотный, низкоуглекислый.

Промышленная газоносность территории в основном относится к Омра-Сойвинскому и Джебольскому НГР *Ижма-Печорской НГО* и к *Северо-Предуральской НГО* (Вуктыльский, Курьинско-Патраковский и Верхнепечорский НГР).

Для газовых месторождений Тимано-Печорской НГП характерен сухой (тощий), низкоэтановый свободный газ с высокой гелиеносностью. Содержания гелия варьируют от 0,22 до 0,34 %. На некоторых месторождениях запасы гелия учтены балансом.

Одно из крупнейших газоконденсатных месторождений Европейского Севера – Вуктыльское (I-4-1), открыто в 1964 г., разрабатывается с 1983 г. Залежи газа выявлены в карбонатных отложениях среднего карбона–ранней перми и песчаниках визейского яруса. Этаж газоносности – более 1000 м. Нефтяные и газоконденсатные залежи Вуктыльского месторождения приурочены к пластовым сводовым, массивным сводовым, тектонически экранированным ловушкам. Коллекторы сложены органогенными и доломитизированными извест-

няками и песчаниками. Уникальность месторождения заключается в составе пластового газа, отличающегося большой однородностью. Газ в основном состоит из метана (80–82 %), содержит большое количество этана, пропана, бутана и растворенного конденсата (360 г/м^3); в его составе отсутствует сероводород, а содержание диоксида углерода – около 0,1 %. Конденсат характеризуется низкими содержаниями парафинов, смол, асфальтенов и является малосернистым. Нефть Вуктыльского месторождения (залежь «Северо-Вуктыльский участок, C_2m») классифицируется как легкая, высоковязкая, парафинистая, малосмолистая, малоасфальтенистая, малосернистая. Растворенный в нефти газ высокожирный, высокоэтановый, низкоазотный, низкоуглекислый и бессероводородный. Основные запасы месторождения связаны с залежью верхневизейско-нижнепермского уровня.

Промышленная газоносность Курьинско-Патраковского НГР *Северо-Предуральской НГО*, установленная на Рассохинском (IV-4-1), Курьинском (IV-4-5), Патраковском (IV-4-11), Анельском (IV-4-16) месторождениях, связана со структурами надвигового характера и приурочена к отложениям верхневизейско-нижнепермского и пермского возраста. Месторождения относятся к рангу малых, в настоящее время находятся в стадии разведки. Залежи приурочены к пластовым, массивным, пластово-массивным или массивным сводовым, тектонически экранированным и литологически ограниченным резервуарам. Газ Курьинского месторождения – метановый, низкоазотный, низкоуглекислый. На Рассохинском месторождении газ залежи верхневизейско-нижнепермского уровня соответствует сероводородно-метановому с повышенным содержанием азота. В отличие от него газ пермской залежи характеризуется отсутствием сероводорода.

Волго-Уральская НГП в рамках листа представлена фрагментами Средне-Предуральской и Верхнекамской НГО, включающими в себя, соответственно, Соликамский и Камский перспективный нефтегазоносные районы. К настоящему времени здесь выявлено 21 месторождение, из которых 19 нефтяных (Люльвинское – VI-3-5, Чердынское – VI-3-6, Амборское – VI-3-13, Озерное – VI-3-17, Гежское – VI-4-16, Гагаринское – VI-4-23, Мысьинское – VI-4-27 и др.) и два нефтегазовых (Цепелское – VI-4-21, Маговское – VI-4-29). Практически все они сосредоточены на площади Соликамского нефтегазоносного района. К Камскому потенциальному НГР Верхнекамской НГО относятся Долдинское (VI-3-10) и Исаневское (VI-3-1) месторождения.

Нефти Соликамского НГР в большинстве случаев относятся к категориям легких и средних, сернистых, парафинистых, малоасфальтенистых и асфальтенистых, смолистых; иногда классифицируются как тяжелые (Верх-Сыпанское, Лесорубное, Томиловское месторождения) и малосернистые. Попутный газ – жирный, высокоэтановый, сероводородный, низкоазотный низкоуглекислый. Состав нефтей и попутного газа изменяется с востока на запад: увеличивается плотность нефти, содержания серы и смол, а в газе – содержание азота.

ТВЕРДЫЕ ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Уголь каменный. Проявления каменного угля на территории связаны с образованиями каменноугольного (пэчаельская толща и западноуральская

свита) и пермского (илычская свита) возраста. Параметры проявлений незначительные, поэтому практического интереса они не представляют.

В северной части площади находятся Подчерем-Вуктыльское (I-4-3), Варканъельское (I-4-6), Югыдъельское (I-4-8) и Кушвожское (I-5-16) проявления. Угленосными здесь являются образования визейской пэчаельской толщи, представленные песчаниками, реже – глинами и сланцами – углистыми, глинистыми, песчано-глинистыми с сидеритовыми конкрециями, перекрытыми визейскими известняками. Мощности угольных прослоев и пластов 0,2–0,75 м. Влажность углей варьирует в пределах 2,23–7,99 %, содержание летучих (без влажности) – 37,6–50 %, зольность – от 26,1–29,7 до 40 %, содержание серы – от 0,4 до 10 %. Наиболее значимым является Подчерем-Вуктыльское проявление, на котором в толще мощностью около 240 м зафиксировано четыре угольных пласта мощностью 0,2–0,75 м. Угли относятся к марке газовых с зольностью на сухое топливо не более 40 %. Прогнозные ресурсы проявления категории P_1, подсчитанные в пределах глубин 0–600 м, составляют 67 млн т. Предполагается, что угольные пласты имеют продолжение на север, где за рамкой исследованной площади располагается Еджид-Кыртинское каменноугольное непромышленное месторождение.

В южной части листа угленосными являются образования западноуральской свиты (Колчимско-Сторожевское – VI-4-8), представленные различными сочетаниями алевролитов, углистых аргиллитов, известняков и песчаников. Маломощные пропластки углей дюреново-фюзенового состава характеризуются высоким содержанием золы.

Одно проявление позднепермского возраста – Якъягское (I-4-2) известно в пределах Вуктыльского вала Верхнепечорской впадины. Выявленный здесь угольный пласт, мощностью 0,3 м, локализуется в пачке переслаивающихся алевролитов, аргиллитов и песчаников илычской свиты. Уголь плотный, полуматовый, длиннопламенный, возможно – газовый; содержание летучих 37,5 % (без влажности), золы 8,92 %.

Уголь бурый. Известные буроугольные проявления приурочены к нижнекаменноугольным образованиям терригенной толщи и среднеюрским образованиям сысольской свиты.

Проявления нижнекаменноугольного возраста – Зеленецкое (III-2-3) и Лунвожское (III-2-5) располагаются в границах Южно-Тиманского бокситоносного района, где совместно с бокситами и железорудной минерализацией формируют угленосно-боксит-железорудную формацию. Угленосные пачки линзовидной формы общей мощностью 6,0–42,8 м, сложенные преимущественно аргиллитами, углистыми алевролитами и пластами угля, подстилаются бокситоносными отложениями, представленными аллитами и каолинитовыми глинами. Суммарная мощность угольных пластов не превышает 4,1 м (скв. 1-Зеленец). Угли матовые, местами полуматовые и полублестящие; относятся к группе лимнических гумусовых, многозольных.

Два линзовидных углесодержащих слоя среднеюрского возраста мощностью от 0,5 до 1,7 м выявлены в интервале глубин 40–60 м на Нямедском проявлении (II-1-4). Вмещающими являются гравийно-песчаные образования, реже – глины. Угли относятся к категории лигнитовых.

Вследствие линзовидной формы залегания и высокой зольности буроугольные проявления не имеют промышленного значения.

Горючие сланцы. Единственное известное на территории листа месторождение горючих сланцев Айювинское (I-1-5) платформенного типа, лагунно-морского происхождения расположено в пределах Айювинского сланценосного узла Ижемского района, который в свою очередь является частью крупного Тимано-Печорского сланценосного бассейна. Выдержанные по мощности пласты горючих сланцев приурочены к верхнеюрским песчано-глинистым образованиям паромесской свиты. Практически повсеместно они залегают горизонтально или под углом 30–50° и только в некоторых случаях углы падения достигают 1–10°. На Айювинском месторождении в продуктивной толще мощностью 15,3 м выявлено четыре пласта горючих сланцев. Практический интерес представляют только два из них – II и IV, средней мощностью соответственно 0,60 и 0,80 м. Глубина залегания пластов не превышает 106 м, в некоторых местах продуктивные образования выходят на дневную поверхность. Горючие сланцы пласта II характеризуются теплотой сгорания 2500–3300 ккал/кг, выходом смол – 10–15 %, содержанием серы – 2,6–5,6 %. Сланцы IV пласта имеют теплоту сгорания 1600–2000 ккал/кг, выход смол – 5–10 %, содержание серы – 2,1–5,3 %. Зола сланцев содержит повышенные концентрации Mo – от 0,002 до 0,03 % и V – от 0,01 до 0,23 %. Кроме того, присутствуют Ni (0,013–0,029 %), Ge (0,001–0,002 %) и Co (0,004–0,0045 %).

Сланцы Айювинского месторождения можно использовать только для технологической переработки – полукоксование с целью получения смолы, которая рассматривается как исходное сырье для производства медицинских препаратов и моторного горючего. Учитываемые Госбалансом запасы месторождения категории C_2 составляют 550 млн т.

Торф. На территории известно более 200 проявлений и месторождений торфа, большинство из которых сосредоточено в пределах территории Тимано-Печорской и Восточно-Европейской платформ, преимущественно по долинам и террасам рек Печора, Кама и их притоков. Шесть месторождений выявлены в восточной части территории листа, в долинах рек Сосьва и Вагран. Все месторождения приурочены к болотным и озерно-болотным образованиям. Большинство из них представлено малыми и средними месторождениями. К наиболее значимым, чья площадь в границе промышленной залежи превышает 10 000 га, относятся месторождения: Козла-Нюр (I-4-10), Когель-Нюр (II-3-19), Губдорское-Колынвенское (VI-3-22), Большое (VI-6-69) и Кальинское (VI-6-66). Следует отметить, что месторождения, запасы которых при переоценке отнесены к прогнозным ресурсам, показаны на карте как проявления, хотя в кадастрах торфяных месторождений и в сводных балансах они числятся месторождениями с прогнозными ресурсами. Среди таких объектов самыми крупными, площадью более 10 000 га, являются Джурич-Нюр (V-2-8), Джьер-Нюр (II-2-17), Кельтманское (IV-1-28), Большое Камское (VI-2-6), Селищенское (VI-2-11) и Редикорское (VI-3-23). Несмотря на большое количество выявленных месторождений террито-

рия листа относится к району слабо изученных. Это объясняется крайне низкой интенсивностью использования торфяных ресурсов. Так, в эксплуатации находятся лишь три месторождения – Пожня-Ель (I-1-20), Ыба-Нюр (IV-1-14) и Сорд-Ель (III-1-10), а основная доля запасов относится к прогнозным.

Месторождения представлены всеми типами залежей, но большую их часть составляют залежи верхового типа, сложенные главным образом сфагновыми, шейхцериево-сфагновыми и пушицевыми видами торфа, который характеризуется самой низкой степенью разложения (в среднем 20–25 %) и малой зольностью (1,5–5 %). Для низинного, переходного и смешанного типов характерны более высокие показатели степени разложения и зольности. Средние мощности залежей колеблются в пределах от 0,92 до 4,20 м, максимальные значения могут достигать 5–8 м. Так, например, мощности торфа на месторождениях Ыба-Нюр (IV-1-14), Мартюшевское (III-3-14) и Когель-Нюр (II-3-17) достигают 6,2–7,9 м, а на проявлениях Джурич-Нюр, Сыпанское (VI-2-3), Губдорское-Колывенское и Редикорское (VI-3-23) – 6,0–7,5 м.

Ресурсный минерально-сырьевой потенциал торфа отраженных на карте объектов составляет 1602,59 млн т. Количественные и качественные характеристики сырья способны обеспечить многие области его применения. В настоящее же время торф разрабатываемых месторождений используется только в сельском хозяйстве.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Железо. Месторождения, проявления и пункты минерализации железа представлены большим разнообразием формационно-генетических типов: магматическим, осадочным, осадочно-инфильтрационным, вулканогенно-осадочным, гидротермально-метасоматическим, скарновым и метаморфогенным. Наиболее распространены объекты остаточно-инфильтрационного, осадочного и скарнового типов.

К остаточно-инфильтрационному типу бурожелезняковой рудной формации относятся малые месторождения Моховское (V-5-23), Шудьинское (VI-5-4) и проявления Залаздибожское (I-5-11), Усть-Бердыш (IV-4-14) и Больше-Вайское (V-5-28). Почти все они связаны с корами выветривания мезозойского возраста. Исключением является Больше-Вайское проявление, где оруденение приурочено к корам выветривания, сформированным, по-видимому, в среднем девоне на контакте чеславской и пашийской свит. Руды Залаздибожского проявления локализуются в поле развития песчано-глинистых образований пэчаельской толщи и вероятно развиты по первичной рудной минерализации осадочного генезиса. Оруденение Моховского, Шудьинского месторождений и проявления Усть-Бердыш контролируется зонами разрывных нарушений и приурочено к образованиям как рифейского, так и палеозойского возраста. Предполагается, что первичный генезис этих руд гидротермально-метасоматический. Залежи объектов сложены бурыми

железняками; в небольшом количестве присутствуют гематит, гидрогематит, глинистый материал; в брекчированных рудах Моховского месторождения отмечен псиломелан. Форма рудных тел пластовая, линзовидная или гнездообразная. Мощности варьируют от 0,6 до 17 м. Содержания Fe_2O_3 составляют 26,47–76,46 %, FeO – 0,14–2,6 %.

Объекты осадочного генезиса подразделяются на два рудноформационных типа: бурожелезняковый сидерит-шамозит-гидрогетитовый и бурожелезняковый (переотложенных кор выветривания). Первый тип представлен Верхне-Золотихинским малым месторождением (VI-5-15), Изкосьгоринским (II-1-18) проявлением и ПМ: I-5-2, 3; III-1-1, 5; III-2-6, 8, 9. Изкосьгоринское проявление и ПМ III-1-1, 5; III-2-6, 8, 9, располагающиеся в пределах Южно-Тиманского бокситоносного района в образованиях терригенной толщи нижнего карбона, вместе с бокситами и бурыми углями образуют угленосно-бокситоносно-железорудную формацию. Рудовмещающими на Верхне-Золотихинском месторождении являются образования койвенской свиты нижнего девона. Оруденение ПМ I-5-2, 3 локализуется в породах глинисто-карбонатной толщи ранне-среднедевонского возраста.

Руды сложены оолитами шамозитового состава, ожелезненными алевролитами, песчаниками с гематит-гетитовым цементом, или аргиллитоподобными ожелезненными глинами с обилием железистых оолитов; иногда полностью состоят из гетита, гидрогетита или бурого железняка. На Верхне-Золотихинском месторождении рудный пласт, прослеженный до глубины 130 м, представлен лимонитизированными сидеритами, реже – оолитовыми сидеритами, у поверхности переходящими в железистые песчаники или в оолитовые бурые железняки. Мощности рудных тел в основном колеблются в пределах 0,15–3 м. Содержания Fe_2O_3 – от 10–35,9 до 79,12 %, FeO – не превышают 0,86 %.

Бурожелезняковый рудноформационный тип (переотложенные коры выветривания) представлен Седъюским (I-5-12), Кобылкинским (I-5-15, 20), Пыранским (VI-5-4), Усть-Кутимским (239-й квартал) (VI-5-19), Малосурьинским (VI-5-27) проявлениями и ПМ II-2-15. Пластообразные залежи бурых железняков мощностью до 4 м приурочены к рыхлым образованиям олигоцен-миоценового возраста, иногда заполняют понижения древнего рельефа. Содержания Fe_2O_3 достигают 66,23 %, FeO – 0,29 %.

Среди скарновых объектов известно пять малых месторождений, 12 проявлений и четыре пункта минерализации. Все они расположены в пределах Западно-Тагильской платино-железо-меднорудной минерагенической зоны. Все объекты связаны с интрузиями позднесилурийского габбро-диорит-плагиогранитового северорудничного комплекса, скарнирующего силурийские отложения павдинской и именновской свит, а также габброидов тагило-кытлымского комплекса (проявления Верблюжинское и Витимское). Скарновые месторождения в основном отработаны, в частности – Воскресенское (VI-6-22), Баяновское (VI-6-47), Покровское (VI-6-48). Месторождение Третье Северное (V-6-40, 52) подготавливается к освоению, месторождение Второе Северное (IV-6-15) с запасами магнетитовых руд по категории $A + B + C_1$ – 13 395 тыс. т на сегодняшний день является резервным [44].

Месторождение Третье Северное известно с 1900 г., неоднократно разведывалось на протяжении 1916–1976 гг. Месторождение приурочено к контакту гранодиоритов–диоритов Помурского массива с вулканогенно-осадочными образованиями именновской свиты. Рудоносная зона протягивается с севера на юг на 12 км и разделяется на два участка: Северный (собственно Третье Северное месторождение, V-6-40) и Южный (Кум-Курый-Чакур, V-6-52). Рудные тела образуют линзовидные залежи, согласные с вмещающими породами, большинство их выходит на поверхность. Длина рудных тел по простиранию 60–1200 м, по падению 20–850 м, мощность 1–39 м. Выделяются руды магнетитовые со средними содержаниями (%) железа – 36,9, кобальта – 0,007, никеля – 0,0045, серы – 1,52 и медно-магнетитовые со средними содержаниями железа – 35,27, меди – 0,57, кобальта – 0,01, золота – до 4,8 г/т, серебра – до 57 г/т. Запасы месторождения по категории $C_1 + C_2$ составляют 52 047 тыс. т руды (в том числе медистых магнетитов по категории C_1 – 12 433 тыс. т руды и 70,4 тыс. т меди) [44, 57].

Железорудные объекты магматического генезиса представлены 12 проявлениями железа титаномагнетитовой рудной формации (качканарский тип оруденения). Все они пространственно и генетически связаны с образованиями позднеордовикского качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. Малотитанистый магнетит наблюдается в виде вкрапленности и небольших шлиров среди клинопироксенитов, реже – среди амфиболового и амфибол-пироксенового габбро. Содержание в рудах составляет (%): железа – 14–20, титана – 1,04–5,28, меди – до 0,6, ванадия – до 0,8. На отдельных проявлениях содержания железа достигают 62 % (Брусковый участок – VI-6-54). На поверхности проявления фиксируются локальными магнитными аномалиями интенсивностью до 23 000 гамм.

Метаморфогенные железорудные объекты представляют четыре проявления – Южно-Котлинское (III-6-33), Верховья р. Ниолс (IV-6-27), р. Бол. Тошемка (IV-6-31) и р. Пихтовка (VI-6-35). Оруденение локализуется в кембрийско-раннеордовикских (саранхапнерская свита) и ранне-среднеордовикских (хомасьинская свита) отложениях; представлено небольшими залежами гематит- и магнетитсодержащих кварцитов мощностью 0,2–4,0 м, длиной до 400 м. Распределение рудного вещества послойное; максимальное содержание Fe_2O_3 достигает 42,5 %.

Для малых месторождений Верхнечувальское, Нижнечувальское (V-5-11, 14) и Кутимское (VI-5-23) предполагается гидротермально-метасоматический генезис. Характерной особенностью этих объектов является их локализация в зонах разрывных нарушений, в том числе надвигового характера. Руды Кутимского месторождения приурочены к оталькованным в зоне разлома доломитам тошовской свиты. В переменном количестве сложенные гематитом и магнетитом, они формируют несколько тел, разделенных прослоями доломитов или оталькованных пород. Из других рудных минералов присутствуют пирит и халькопирит. Руды Верхне- и Нижнечувальского месторождений локализуются среди глинистых кор выветривания, развитых, соответственно, по породам сланцевой толщи нижнего силура и тошовской свиты средне-позднеордовикского возраста. Руды в основ-

ном представлены выветрелыми и сильно выветрелыми разностями; обладают полосчатой текстурой, обусловленной чередованием магнетитовых, гематитовых и кварцевых полос; довольно широко развита пиритизация. Кроме железа, на месторождениях присутствуют марганцевые руды псиломелан-пиролюзитового состава. Химический состав руд (%): Fe – 41,07–50,72; FeO – 9,82–13,26; SiO_2 – 21,08–36,2; S – 0,018–0,09; P – 0,011–0,05; MnO – 0,56. Марганцевое оруденение на Верхнечувальском месторождении приурочено к верхнему горизонту железных руд, где оно образует линзообразное тело размером 30–35 × 40 м с полосчатой текстурой (содержат полоски кварца). В рудах Нижнечувальского месторождения в небольшом количестве присутствуют золото и серебро. В пределах месторождений известны геохимические аномалии полиметаллов, серебра, мышьяка, германия, присутствует пылевидное золото.

Объектами вулканогенно-осадочного генезиса магнетит-гематитовой рудной формации являются: Эрнестовское (VI-5-16), Пелинское I, II (VI-5-20), Цепельское (VI-5-30), Среднеулсовское 7 (344-й квадрат) – VI-5-31 проявления и ПМ V-6-20. Железорудная минерализация в виде тонкораспыленного гематита и магнетита обогащает отдельные пропластки и слои в сланцах басегской серии рифея, чувальской свиты ордовика и в кварцито-песчаниках вендской вильвенской свиты. Протяженность минерализованных пачек измеряется километрами, мощности достигают 15–50 м; мощности рудных пластов колеблются от 0,1 до 2 м; при этом обогащенные рудной минерализацией слои, как правило, не превышают долей сантиметра, редко достигая 3–10 см. Содержания Fe варьируют от 8 до 45 %. Вследствие тонкого распыления магнетит-гематитовой минерализации руды являются труднообогатимыми.

Охарактеризованные железорудные объекты не имеют практического значения вследствие их малых размеров и (или) удаленности от промышленных центров.

Наиболее перспективным на площади листа является титаномагнетитовое месторождение Юбрышкинское (V-5-25), пространственно и генетически связанное с расслоенным силлом габбро-амфиболитов ишеримского комплекса. Оруденение приурочено к нижним частям линзовидных тел амфиболитов, которые в свою очередь залегают в центральной части расслоенного силла измененных габбродолеритов. Всего на месторождении выявлено три рудных тела линзовидной формы мощностью от 5 до 20 м, длиной 0,35–2,3 км. Рудная минерализация представлена вкрапленностью титаномагнетита и ильменита. Размеры вкрапленников колеблются от 0,5 до 2,0 мм, количество – от 10–25 до 40–50 %. Кроме того, в рудах присутствуют: халькопирит, халькозин, ковеллин, кубанит, борнит, пирит, сфалерит, галенит, пентландит. Средний химический состав руд (%): SiO_2 – 25,15; TiO_2 – 7,20; Al_2O_3 – 7,69; Fe_2O_3 – 21,76; FeO – 22,13; MnO – 0,33; MgO – 2,99; CaO – 4,81; V_2O_5 – 0,89; S – 0,22; P – 0,003; $Fe_{вал}$ – 27,75; H_2O – 1,76. Рудные амфиболиты содержат Cu – 0,06 %, Au – до 1,0 г/т, Ag – 2,4 г/т и Pt – до 0,18 г/т.

Марганец. Кроме пероксидных руд Нижне- и Верхнечувальского железорудных месторождений на территории присутствуют признаки

марганцевой минерализации инфильтрационного генетического типа, представленные ПМ I-3-7, II-2-4, II-3-3. В указанных пунктах окисленные минералы марганца и железа цементируют песчано-галечные образования первой надпойменной террасы р. Печора. Протяженность оруденелых пластов колеблется от 25 до 500 м, мощности – от 0,1–0,3 до 1,0 м. Содержания MnO_2 составляют 1,11–8,99 %; в ПМ I-3-7, в концентрате после мокрого обогащения, достигают 52–72 %, MnO – 3 %, Fe_2O_3 – 23 %.

Титан. На территории известны проявления двух руднофомационных типов титановой минерализации. Первый, титаномагнетитовый тип, представлен месторождением Юбрышкинское (V-5-25), охарактеризованным в разделе «Железо». Содержания TiO_2 в рудах колеблются от 0,57 до 17,2 %, в среднем – 7,2 %. Второй тип, осадочный, представлен ПМ Рыбное (VI-5-17) и Кутимское (VI-6-29), относимыми к формации ископаемых россыпей. Оруденение приурочено к кварцито-песчаникам ишеримской и песчаникам чувальской свит. Минерализация, представленная рутилом, лейкоксеном, цирконом и гематитом, концентрируется в слойках мощностью от долей мм или нескольких мм до 0,5–1,0 см, редко – до 20 см. Обогащенные рудными минералами слойки подчеркивают тонкую горизонтальную и косую слоистость вмещающих пород. В ПМ VI-6-29 выделено четыре насыщенных подобными слойками зоны мощностью от 0,5 до 1,1 м, протяженностью 100 м. Средние содержания TiO_2 в ПМ варьируют от 0,38 до 14 %, ZrO_2 – от 0,05 до 2,0 %.

Хром. Известно два проявления хромитов – Южно-Тошемское (V-6-5) и Вижайское (V-6-15); оба приурочены к Салатимскому массиву ультрабазитов. Проявления представлены глыбовыми развалами и мелкими линзами хромитов среди рассланцованных серпентинитов. Содержание Cr_2O_3 в руде 24,97–28,87 %. Ввиду малой мощности ультраосновных массивов и незначительной доли дунитов в них, дана отрицательная оценка площади на хромитовое оруденение [60, 57].

ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Медь. Медное оруденение имеет широкое распространение в восточной части территории, в Тагильской мегазоне, где оно относится к следующим формационно-генетическим типам: медно-цинковому колчеданному, медно-порфировому, медно-скарновому, медно-титан-ванадиевому и медистых песчаников.

Медно-цинковоколчеданные объекты представлены наиболее широко и имеют промышленное значение. На территории известно три промышленных месторождения – Тарньерское (V-6-53), Ново-Шемурское (VI-6-3), Шемурское (V-6-69) и девять проявлений оруденения этого типа. Большинство объектов приурочено к позднеордовикско-раннесилурийским образованиям базальт-риолитовой шемурской свиты, два проявления локализуются в силурийской именновской свите – Нижнеушминское (IV-6-18) и Тошемское (V-6-24).

Все три промышленных месторождения расположены в относительной близости друг от друга (на расстоянии до 20 км). Наиболее крупное Ново-Шемурское месторождение открыто в 1976 г.; расположено в 50 км к северу от г. Североуральск. Месторождение состоит из одной крупной залежи и трех мелких тел массивных руд. Длина основной залежи по простиранию 1050 м, форма сложная линзообразная, с раздувом в центральной части до 208 м. Залежь представлена тремя типами руд – снизу вверх серноколчеданные руды сменяются медноколчеданными и затем медно-цинковыми. Основные рудные минералы – пирит, сфалерит, халькопирит; второстепенные – галенит, блеклая руда, пирротин, магнетит. Средние содержания в рудах: меди 0,14–1,77 %, цинка 0,29–3,94 %. Балансовые запасы Ново-Шемурского месторождения составляют по категориям $C_1 + C_2$ (тыс. т): меди – 365,2, цинка – 484,6, серы – 16154,6. Суммарные балансовые запасы Тарньерского, Шемурского и Ново-Шемурского месторождений составляют по категориям $C_1 + C_2$ (тыс. т): меди – 602, цинка – 960, серы – 22 213, попутно могут извлекаться – кобальт, селен, теллур, кадмий, индий, золото, серебро.

Все месторождения в настоящее время подготавливаются к освоению. Порфириты, туфы, базальты, дациты и диабазы Шемурского и Ново-Шемурского месторождений могут попутно использоваться в качестве строительного камня [44].

Медно-скарновые объекты представлены двумя проявлениями, расположенными в южном экзоконтакте Помурского массива – Новобобровским (V-6-60) и Казанским (V-6-67) в тесном соседстве со скарново-магнетитовыми объектами. На Казанском проявлении, расположенном в 14,5 км к югу от пос. 3-й Северный Рудник, среди отложений павдинской свиты на глубинах 20–70 м вскрыты медно-магнетитовые и магнетитовые рудные тела мощностью 3,4–9,6 м с содержаниями (%): железа – 20,0–28,2; меди – 0,07–1,48; кобальта – 0,058–0,09; золота – 0,3–0,5 г/т [57]. Присутствие медно-магнетитовых руд довольно часто наблюдается на скарновых железорудных месторождениях района. Так, на месторождении Третье Северное (V-6-40, 52) количество медно-магнетитовых руд составляет 12 433 тыс. т, то есть 24 % от всех запасов руды. При этом запасы меди по категории C_1 составляют 70,4 тыс. т при среднем содержании меди в руде 0,57 % [44].

К медно-титаново-ванадиевому (волковскому) типу оруденения относятся два проявления, приуроченных к образованиям качканарского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса. На проявлении Вересовый Увал (VI-6-46), расположенном в северной части Кумбинского массива, отмечается вкрапленность пирита, халькопирита и магнетита в амфиболовых габбро. Установленное содержание меди – 1,35 %. Проявление Журавлев Камень (VI-6-12) локализуется в северной части массива Денежкин Камень. Здесь в габбро-норитах наблюдается вкрапленность борнита.

К медно-порфировому типу отнесено проявление Шарпинское (VI-6-23), находящееся в 1,8 км к западу от пос. Воскресенка в диоритах и кварцевых диоритах восточной части массива Денежкин Камень. Оруденение представлено редкими кварцевыми прожилками, минерализованными халькопиритом. Содержание меди до 1,14 %, молибдена – 0,15 %.

К формации медистых песчаников отнесено проявление Аксысья (II-6-19), расположенное в 10 км к западу от горы Суйсоут. Проявление локализуется в терригенных отложениях кембрийско-раннеордовикской саранхапнерской свиты.

Меднорудные объекты, известные в настоящее время в платформенной части территории листа, принадлежат к гидротермальному плутоногенному, гидротермально-метасоматическому и гидротермально-осадочному генетическим типам. Большинство из них относится к пунктам минерализации и не представляет практического интереса.

Гидротермальный плутоногенный тип представлен проявлением Низьвенское (V-4-12) и ПМ I-5-25, I-6-4. Минерализация Низьвенского проявления локализуется в барит-кальцитовых жилах и прожилках, приуроченных к зонам контактов известняков и аргиллитов деминской свиты верхнего рифея; представлена мелкими прожилками и вкрапленностью халькопирита и халькозина. Содержания меди – от 0,003 до 1,18 %.

В пунктах минерализации гидротермального плутоногенного типа, относящихся к Ляпинскому антиклинорию (ПМ I-5-25, I-6-4), оруденение приурочено к серицитизированным, карбонатизированным или окварцованным образованиям саблегорской свиты и контролируется разрывными нарушениями субмеридиональной ориентировки. Предполагается его генетическая связь с субвулканическими долеритами саблегорской свиты. Рудная минерализация представлена вкрапленностью ковеллина, халькозина, борнита, халькопирита, присутствуют малахит, азурит, а в ПМ I-5-25 – точечная (0,05 мм) вкрапленность самородной меди. Концентрации меди варьируют от 0,012 до 7,45 %.

Рудопроявления гидротермально-метасоматического происхождения представлены двумя рудно-формационными типами: медно-кварц-сульфидным и медно-никелевым.

Медно-кварц-сульфидное проявление Малая Шудья (VI-5-10), предположительно связанное генетически с лейкогранитами велсовского комплекса, локализуется в мраморизованных известняках мойвинской свиты и контролируется зоной субмеридионального разлома. Рудная минерализация представлена вкрапленностью пирита, борнита и халькопирита. Вмещающие породы рассланцованы, брекчированы и гидротермально проработаны. Минерализованная зона шириной 40 м по простиранию прослежена на 2 км. Концентрации меди колеблются от 0,003 до 0,7 %, достигая в отдельных случаях 3,76–6,78 %; присутствует Au в количестве от 0,2 до 5,0 г/т.

Сульфидная медно-никелевая минерализация, связанная с дайками долеритов, довольно широко распространена в полосе протяженностью около 60 км, от р. Чурол на юге до хр. Ишерим на севере. Наиболее крупными представителями этого типа являются проявления Ишеримское (V-6-18) и Чуропьское (V-6-63). Сульфидная минерализация вкрапленного, реже – прожилково-вкрапленного типа приурочена к дайкам гидротермально измененных долеритов ишеримского комплекса. Сульфиды представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом, халькозином и пиритом; присутствуют теллуриды Fe, Ni, Pb, Au и Ag. В небольшом количестве аналогичная минерализация развита и во вмещающих породах ишеримской и муравьинской свит, на контакте с дайками.

На фоне рассеянной вкрапленности рудные минералы образуют в долеритах шлировидные скопления линзовидной формы длиной от 0,2 до 2,5 м, шириной до 1,5 м, где содержание сульфидов достигает 20–25 %. На Чурольском проявлении такие скопления приурочены к рассланцованным участкам дайки и к зонам окварцевания. Содержания Cu в рудоносных дайках варьируют от 0,1 до 1,78 %; Ni – от 0,05 до 1,1 %; Ag – достигают 9,6 г/т; Au – 0,2 г/т; Co – не превышают 0,003 %. В Чурольском проявлении присутствуют платиноиды; среднее содержание суммы МПГ составляет 0,3 г/т. Главными металлами являются палладий и платина. Предполагается, что формирование оруденения происходило в несколько этапов: первоначальная медно-никелевая сульфидная минерализация магматического генезиса впоследствии, в результате гидротермального метасоматоза, претерпела перераспределение с привносом теллуридов Fe, Ni, Pb, Au, Ag [345].

Медное оруденение гидротермально-осадочного происхождения на изученной площади представлено пунктами минерализации медистых песчаников (III-4-1, 2; IV-3-1, VI-2-2), приуроченными к верхнепермским терригенным образованиям (илычская, лунвожпальская и кужбинская свиты) в пределах Предуральского краевого прогиба и Камской моноклинали. Минерализация, в виде корочек, примазок и мелкой (1–2 мм) вкрапленности медной зелени, локализуется в сероцветных песчаниках. Известная мощность меденосных пластов не превышает 2 м. Содержания Cu варьируют от 0,1 до 1 %, достигая максимума (1,025 %) в ПМ VI-2-2. К этому же типу отнесено проявление меди V-3-7, установленное в разрезе рассольнинской свиты верхнего рифея, на контакте сероцветных и пестроцветных образований. Мощность рудного горизонта 2,8 м. По простиранию оруденение прослежено на 1,3 км. Концентрации меди составляют 0,2–0,57 %.

Свинец, цинк. Основные ресурсы цинка связаны с месторождениями и проявлениями медно-цинковой колчеданной формации, охарактеризованными выше. Все известные запасы цинка на площади листа P-40 сосредоточены в трех колчеданных месторождениях Тарньерско-Шемурского рудного узла – Тарньерском (V-6-53), Шемурском (V-6-69) и Ново-Шемурском (VI-6-3). Суммарные запасы месторождений по категориям $C_1 + C_2$ составляют 960 тыс. т цинка.

Известно также проявление цинка Тарынья (III-6-8), расположенное в 12 км к востоку от вершины горы Лопсия-Тумп среди образований шемурской свиты, которое, вероятно, также относится к колчеданному типу.

Проявления: цинковое Западно-Мазапатьинское (III-6-14) и свинцовое Лопсинское (III-6-6) локализуются в ордовикских отложениях (хомасьинская и польинская свиты) Зилаиро-Лемвинской минерагенической зоны. Формационная принадлежность этих проявлений не установлена.

Свинцовая минерализация, развитая на западном склоне Урала и в Полюдовом кряже, представлена объектами гидротермального, гидротермально-метасоматического и гидротермально-осадочного генезиса.

Объекты гидротермального происхождения неясной формационной принадлежности представлены Бахаревским (VI-4-7) и Гассельским

(V-3-12) проявлениями. На Бахаревском проявлении минерализация, представленная вкрапленностью галенита, локализуется в кварцевых жилах, залегающих в верхнедевонских известняках. На Гассельском – точечная вкрапленность и гнездообразные выделения галенита приурочены к существенно известковистым образованиям низьвенской свиты верхнего рифея. Содержания Pb достигают 2,26 %, Zn (Гассельское) – 0,95 %. Сульфидная минерализация связана с зонами разрывных нарушений. Проявления не представляют промышленного интереса.

Представителем гидротермально-метасоматического типа является проявление Галенитовое (V-5-20), приуроченное к пласту мраморизованных доломитов чувальской свиты. Оруденение контролируется разрывными нарушениями субмеридионального и субширотного простирания. Во вмещающих породах фиксируются разнообразные гидротермально-метасоматические преобразования: железо-магнезиальный метасоматоз, окварцевание, оталькование, мусковитизация. Рудная минерализация представлена вкрапленностью, мелкими гнездами и прожилками галенита. К участкам с наиболее напряженной разрывной тектоникой приурочены небольшие линзы массивных и густовкрапленных галенитовых руд. Зона с развитием богатых руд имеет линзовидную форму мощностью 5,5 м; прослеженная длина ее – 28 м. Содержания Pb – 0,13–1,23 %, в среднем 0,77 %, Ag – до 5,6 %.

Комплексная свинцово-цинковая минерализация стратиформного типа предположительно гидротермально-осадочного генезиса выявлена среди пород табаротинской серии (O_3–S_1). К этому типу относятся проявления: Закола-Йольское (III-5-1), Шантым-Прилукское (III-5-3) и Сотчем-Иольское (III-5-2). Рудовмещающие породы на первых двух проявлениях представлены брекчированными доломитами, на Сотчем-Иольском – углеродсодержащими доломитами, переслаивающимися с углистыми сланцами. Рудные тела мощностью от 3,5 до 15 м согласны с напластованием пород и контролируются зонами разрывных нарушений, большей частью межпластового характера. Максимальные мощности рудных тел отмечаются в замковых частях антиклинальных складок. По простиранию тела прослежены на расстояние от 50 м до 2 км, по падению – на 30–140 м. Руды вкрапленные (в цементе брекчированных доломитов), жило- и гнездообразные; представлены преимущественно галенитом и сфалеритом; только на Сотчем-Иольском проявлении преобладают пирит и халькопирит. Содержания полезных компонентов колеблются (%): Zn – 0,6–6,02; Pb – 0,15–2,6; Cu – 1,18. На всех объектах, ранее считавшихся месторождениями, был произведен подсчет запасов свинца и цинка (по Сотчем-Иольскому проявлению и меди) категории C_2. Суммарные запасы (тыс. т): Pb – 17,9; Zn – 10,4; Cu – 1,5.

Никель, кобальт. Никель-кобальтовое оруденение на территории листа представлено только одним пунктом минерализации II-2-16. Концентрации никеля и кобальта, соответственно достигающие 0,136 и 0,193 %, зафиксированы в глинистых пестроокрашенных породах, залегающих на выветрелых известняках нижней подсвиты кодачской свиты среднего карбона. Протяженность участка распространения никеленосной коры выветривания 200 м, ширина 50 м, мощность 15 м. Кроме Ni

и Co, в глинистых образованиях установлены повышенные содержания (%) Cr – до 1, Zn – 0,5, Mo – 0,1, Cu – 0,07, As – 0,03, отмечены следы Ag и U. Предполагается, что этот ПМ локализуется в коре выветривания мезозойско-кайнозойского возраста, развитой по минерализованной сульфидами зоне.

Молибден. Собственно молибденовое оруденение представлено двумя ПМ – гидротермального плутоногенного (V-6-4, 54) и предположительно остаточного (IV-5-8) генетических типов.

В первом случае молибденитовая минерализация в виде редкой рассеянной вкрапленности отмечается в гранитах первой фазы и в дайках лейкогранитов второй фазы велсовского комплекса, с которыми, по-видимому, генетически связано. Более богатое молибденовое оруденение этого типа связано с вольфрамово-молибденовыми проявлениями Шудьинское и Усть-Рассоха, характеристика которых приводится в разделе «Вольфрам».

В ПМ IV-5-8 повышенные содержания молибдена (0,002–0,005 %) зафиксированы в интенсивно выветрелых (до глинистого состояния) углисто-глинистых сланцах баской толщи среднего ордовика, в которых, кроме молибдена, в небольшом количестве присутствуют V, Ni, Ti и Cr.

Вольфрам. Известные на площади листа проявления и ПМ вольфрама принадлежат к скарновым, остаточным и гидротермальным плутоногенным генетическим типам. Наибольшие перспективы связаны с оруденением скарнового и гидротермального плутоногенного типа.

К проявлениям скарнового генезиса вольфрам-молибденовой рудной формации относятся Шудьинское (VI-5-3) и Усть-Рассохинское (VI-5-9), пространственно и генетически связанные с Шудьинской интрузией лейкогранитов велсовского комплекса. Рудовмещающими являются как сами граниты (интенсивно мусковитизированные и участками грейзенизированные), так и сопровождающие их контактово-метасоматические образования (скарны, скарноиды, реже – роговики), развивающиеся по породам мойвинской и муравьинской свит. Рудные зоны в основном имеют субпластовую форму; их мощности достигают 40 м, протяженность составляет сотни метров. Оруденение представлено преимущественно рассеянной вкрапленностью шеелита, молибденита и фенакита; присутствуют также минералы группы тантало-ниобатов, а на участке Усть-Рассоха – тальк-магнетитовые руды. Содержания полезных компонентов (%): W – от 0,001 до 0,47; Mo – 0,0007–0,976; Be – 0,0014–0,207; Sn – 0,005–0,025; Bi – 0,001–0,068; Cu – 0,007–0,37; Zn – 0,02–0,1; Pb – 0,003–0,18.

Гидротермальный плутоногенный тип представлен проявлением Вейнберг (IV-6-29) и ПМ VI-5-11, приуроченными к терригенным породам велсовской свиты в зоне тектонического нарушения субмеридиональной ориентировки. Рудная минерализация локализуется в согласной кварцевой жиле и секущих прожилках в кровле одного из пластов груботерригенных пород. Кварцевые жилы и прожилки являются хрусталеносными; околорудные изменения выражены в серицитизации, альбитизации, карбонатизации и осветлении пород с появлением фуксита. Рудная минерализация в виде шлиров и гнезд локализуется как в заль-

бандах жилы и прожилков, так и в самом кварце. Главные рудные минералы: вольфрамит, шеелит, золото, галенит, блеклые руды, сфалерит, халькопирит, пирит, молибденит. Золото в основном связано с продуктами окисления блеклых руд, иногда наблюдается в агрегатах пирита и непосредственно в кварце; содержания (г/т) Au – до 28,8 (среднее 6,6), Ag – 1197,1, WO_3 – 1,7 %, Ag – 3512,7.

Оруденение, вероятно, имеет полиформационный и полихронный характер. Предполагается, что первоначальные скопления полезных компонентов, генетически связанные с гранитами велсовского комплекса, в период каледоно-герцинского тектогенеза претерпели гидротермальную мобилизацию с последующим переотложением. В ПМ VI-5-11 рассеянная вкрапленность шеелита, по-видимому генетически связанная с лейкогранитами велсовского комплекса, фиксируется в кварцевых жилах, залегающих в сланцах расьинской свиты среднего рифея.

Вольфрамовая минерализация остаточного генезиса локализуется в корах выветривания мезозойского возраста, развитых по породам уньинской свиты нижнего девона (ПМ IV-5-8). Повышенные содержания W (от 0,001 до 0,005 %) зафиксированы в полосе шириной 20 м. Несмотря на низкие содержания полезного компонента, ПМ заслуживает дальнейшего изучения, поскольку относится к «нетрадиционному» для территории листа типу вольфрамоворудных объектов.

Потоки рассеяния шеелита выявлены в аллювии водотоков, дренирующих район развития гранитных интрузий сальнерско-маньхамбовского комплекса. Так, в шлиховых пробах на реках Понья и Ыджидляга (ШТ: I-6-14 и III-6-4) количество шеелита в ассоциации с цирконом, ортитом, монацитом, иногда – золотом, достигает 100 знаков.

Алюминий. Все известные на площади листа бокситорудные объекты имеют осадочный генезис и относятся к бокситовой терригенной формации в границах Южно-Тиманского бокситоносного района. В настоящее время в этом районе (на территории листа P-40) выявлено и частично разведано три месторождения бокситов – Тимшерское (III-1-4), Пузлинское (III-1-3) и Верхневольское (II-1-16), представленное залежью Вольская 1. По своим параметрам бокситы месторождений близки к Северо-онежским. Суммарные запасы бокситов Тимшерского и Пузлинского месторождений, принятые ГКЗ на баланс, составляют по категории C_1 – 117,572 млн т, по категории C_2 – 30,488 млн т. Не учтенные балансом запасы залежи Вольская 1 категории C_2 – 3,4 млн т.

Для всего Южно-Тиманского района характерна приуроченность бокситового оруденения к образованиям терригенной толщи нижнего карбона. Накопление бокситовой рудной формации осуществлялось в эрозионных и эрозионно-карстовых формах дорудного рельефа, выработанного на поверхности верхнедевонских пород [360].

Выделяются два морфогенетических класса рудных объектов: котловинный (долинно-котловинный) и долинный, со средне-, мелкодолинными и ложковыми типами. Месторождения и проявления котловинного класса (Тимшерское, Пузлинское, Зеленецкое – III-2-4) локализованы в придельтовой части аккумулятивной аллювиально-дельтовой равнины. Месторождения обладают значительными запасами бокситов

и достаточно высоким коэффициентом рудоносности. Объекты долинного класса (Вольская залежь 1, Изъюръельское проявление (II-1-15) локализованы в пределах протяженных аккумулятивных депрессий тиманского простирания. Рудные залежи располагаются в верховьях, пойменных частях и на склонах боковых долин и ложков. Для данных объектов характерны меньшие запасы и более низкий коэффициент рудоносности.

Бокситы Тимшерско-Пузлинской группы месторождений в среднем являются высокоглиноземистыми, высококремнистыми, маложелезистыми. Концентрации глинозема колеблются от 37 до 65 %, кремнезема – в пределах 16–22 % (кремниевый модуль – 1,5–7,4). Наиболее распространенные содержания CaO – 1–5 %; содержания серы (основная вредная примесь), полностью связанной с пиритом, составляют 0,5–5 %; количество окислов железа варьирует в пределах 0,9–20,5 %, составляя в среднем 6–8 %. В рудах присутствуют титан (2–3 %) и галлий (70 г/т). По минеральному составу бокситы относятся к каолинит-бемитовому типу с незначительным содержанием гиббсита. Залежи сложены преимущественно сероцветными бокситами, и только в нижних частях карстовых форм дорудного рельефа располагаются малосернистые пестроцветные разности. Одним из препятствий, не позволяющим положительно оценить геолого-экономические параметры Тимшерского и Пузлинского месторождений, является повышенная сернистость бокситов. Этот же фактор оказывает отрицательное влияние на оценку бокситоносности Эжвадор-Зеленецкой группы месторождений.

Каолинит-бемит-гиббситовые и каолинит-гиббситовые бокситы Верхневольского месторождения в целом имеют близкий состав, но отличаются низкой сернистостью и карбонатностью. Содержания общей серы, в основном сульфатной, не превышают 0,15 %, а средние содержания CaO составляют 0,1–0,3 %. Кремниевый модуль – 2,14–4,9, средний – 2,9. На месторождении преобладают существенно пестроцветные каменистые и аргиллитовидные разности бокситов. Содержание Al_2O_3 в каолинит-бемитовых бокситах Вольской залежи 1 достигает 52 %, Fe_2O_3 – 8,6 %; TiO_2 – 3 %; CaO – 18 %; $S_{общ.}$ – 0,95 %, кремниевый модуль – 2,5.

Все месторождения представлены линзо- и пластообразными залежами, вскрытыми в интервалах глубин 0,5–165 м, с аллитами, глинами, аргиллитами в кровле и подошве. Мощности бокситовых пластов в среднем составляют 1,6–3,4 м, достигая в карстовых понижениях 14,1 м. Запасы Тимшерского и Пузлинского месторождений по категориям $C_1 + C_2$ приняты ГКЗ на баланс, запасы Верхневольского месторождения категории C_2 балансом не учтены. Визейские бокситы относятся к спекательным сортам и в смеси с более качественными разностями пригодны для переработки на глинозем. С 1980 г. все работы по нижнекаменноугольным осадочным бокситам были прекращены.

Бокситоносные породы, представленные в основном железистыми сиаллитами и аллитами, выявлены в южной части листа, на проявлениях Ныробское (V-3-9), Западно-Полюдовское (Низьвенское) – VI-3-3 и Колчимское (VI-4-10). Бокситоносные горизонты приурочены к образованиям пашийской и западноуральской свит; состоят из галлуазита, гиббсита и халцедона или из гетита, гидрогетита, гематита, каолинита,

галлуазита и, вероятно, диаспора. Мощности тел варьируют от 0,4 до 4,5 м (Колчимское). Содержания Al_2O_3 – от 29,76 до 50,04 %. Практического значения эти объекты не имеют. Предполагается, что они представляют собой периферийные части залежей, уничтоженных эрозионными процессами.

В юго-восточном углу территории листа P-40 выделяется незначительный по площади фрагмент Североуральского бокситоносного узла, входящего в состав Ивдельско-Туринского золото-железорудного бокситоносного района Центрально-Тагильской минерагенической зоны. Основная часть узла находится на территории листа P-41; в непосредственной близости от Североуральска находятся крупные бокситовые месторождения – Красная Шапочка, Кальинское, Новокальинское, Черемуховское.

РЕДКИЕ МЕТАЛЛЫ И РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Тантал, ниобий. Известная на территории листа тантал-ниобиевая минерализация в основном принадлежит к осадочному и гидротермально-метасоматическому генетическим типам.

Для наиболее крупных объектов, представленных проявлениями Толья-Щугор, Неизвестный, Парьяур, Северный (II-6-4); Турман, Южный (II-6-8); Хапхартуйтумп (II-6-12) и Ук-Ю (II-6-15) предполагается гидротермально-осадочный генезис. Комплексное тантал-ниобиевое (с редкими землями, ураном, торием, цирконием и титаном) оруденение локализуется в экзоконтакте Маньхамбовского гранитного массива, в выдержанной по простиранию и мощности пачке переслаивающихся между собой грубозернистых кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов базального горизонта палеозойского разреза (тельпосская свита). Минерализация концентрируется главным образом в цементе грубообломочных пород, формируя рудные пласты (от 1 до 3) мощностью 0,25–2,0 м, протяженностью от десятков и сотен метров до нескольких километров.

Основной тип руд – вкрапленный. Присутствуют полосчатые и ритмично-полосчатые разности, подчеркивающие косую слоистость пород, а также прожилковые и прожилково-вкрапленные руды. Главные рудные минералы: ильменорутил, эвксенит, колумбит, ураноторит, торит, ферриторит, отенит, ортит, ксенотим, монацит (рабдофанит); второстепенные – гематит, ильменит, магнетит, сфен, апатит, циркон и рутил. Рудные минералы представлены окатанными и неокатанными, неправильной формы, зернами размером 0,05–0,25 мм, редко до 0,5 мм. Руды характеризуются высокой радиоактивностью, значения которой варьируют от 40–160 до 6800 мкР/ч. Содержания полезных компонентов составляют (%): Ta_2O_5 – 0,001–0,017; Nb_2O_5 – 0,005–0,23; ΣTR – 0,005–2,5; ZrO_2 – 0,04–1,62; U – 0,005–0,11; Th – 0,006–0,97; TiO_2 – 0,14–1,05; Ag – до 6,1 г/т. Наиболее богатая минерализация приурочена к конгломератам участков Неизвестный, Южный, Турман. По мере удаления от массива Мань-Хамбо (участки Хапхартуйтумп и Ук-Ю) интенсивность оруденения уменьшается. В результате исследований обогатимости руд в институте «Уралмеханобр» уста-

новлено, что полного разделения полезных минералов при гравитационном обогащении достичь весьма трудно, вследствие их тонкого взаимопрорастания друг с другом и дисперсной вкрапленности в породообразующих минералах. Поэтому наиболее предпочтительным является гидрометаллургический способ [446].

По участкам Неизвестный, Турман, Южный и Ук-Ю произведен подсчет прогнозных ресурсов категории P_2. Суммарные ресурсы участков составляют (тыс. т): Ta_2O_5 – 2; Nb_2O_5 – 22; ΣTR – 106; U – 8; Th – 80; ZrO_2 – 95; TiO_2 – 153.

Пункты минерализации гидротермально-метасоматического генезиса (II-6-10, 7) связаны с зонами гидротермально-метасоматической проработки гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса, слагающих Маньхамбовский гранитный массив. Рудные минералы представлены фергюсонитом, торитом, колумбитом, молибденитом, цирконом и ортитом. Широко развит флюорит. Содержания полезных компонентов (%): Nb_2O_5 – 0,002–0,025; Ta_2O_5 – 0,0022–0,0042; ΣTR – 0,012–0,029; Be – 0,007; Zr – 0,02; Mo – 0,0023–0,02; Th – 0,5; Y – 0,01. Предполагается генетическая связь оруденения с гранитами второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса. Практического интереса минерализация не представляет. Судя по минеральному составу, эти и подобные им рудные зоны, развитые в пределах гранитного массива, являлись главными коренными источниками осадочной тантал-ниобиевой минерализации в базальных горизонтах палеозоя, охарактеризованной выше.

В пределах Присалатимского района Зилаиро-Лемвинской СФЗ известно проявление тантало-ниобатов Турупьинское (I-6-10), расположенное в 6,7 км к северо-западу от вершины горы Ларкен-Савит, и пункт минерализации Участок Северный (VI-6-4), расположенный на восточном склоне хребта Хоза-Тумп. Оруденение локализуется в груботерригенных базальных горизонтах палеозойского разреза (саранхапнерская свита) и связано с внедрением раннеордовикского малиновского монцодиорит-сиенитового комплекса, с интрузиями которого сопряжены редкометалльные щелочные метасоматиты, несущие колумбит, пирохлор, эвксенит. На Турупьинском проявлении средние содержания Ta_2O_5 – 0,012 %, Nb_2O_5 – 0,11 %; мощность рудных зон от 18 до 55 м, протяженность до 1700 м. Кроме того, на отдельных участках наблюдаются кварцевые жилы с бериллиево-вольфрамовым оруденением и мусковит-альбит-карбонат-кварцевые породы с гентгельвином, эвклазом, фенакитом, пирохлором, колумбитом, танталитом, ильменорутилом, цирконом.

По особенностям состава метасоматитов, оруденения и геолого-структурной позиции Турупьинское проявление сопоставимо с месторождениями Тайкеуской группы в Харбейском блоке на Полярном Урале и Сибирковским на Южном Урале. Все они относятся к формации региональных щелочно-полевошпатовых и карбонатит-щелочно-полевошпатовых редкометалльных метасоматитов зон глубинных разломов на западной континентальной окраине Урала. На площади Турупьинского проявления с Ta-Nb сочетаются W-Be-кварцевожильное и Be-грейзеновое оруденение, проявленные на Среднем и Южном Урале на восточной периферии Восточно-Уральского поднятия и принадлежащие к Mo-W-Be-грейзеновой формации. Подобное сочетание карбонатит-щелоч-

но-полевошпатовых, щелочно-полевошпатовых метасоматитов, кварцевых жил и грейзенов характерно и для месторождений Харбейского блока на Полярном Урале.

Редкие земли. На площади листа редкоземельное оруденение представлено проявлениями Редка-I (I-6-26), Южное I, II (II-6-13) и пунктами минерализации I-6-2 (Восточный), I-6-18 (Высота 762,0). Перечисленные объекты относятся к гидротермально-метасоматическому типу; по характеру оруденения и минеральному составу близки к пунктам минерализации тантала и ниобия.

Оруденение локализуется в риолитах и туфах кислого состава саблегорской свиты, в основных эффузивах мороинской свиты и в лейкогранитах второй фазы сальнерско-маньхамбовского комплекса; контролируется разломами субмеридионального простирания и оперяющими их нарушениями. В зонах разломов рудовмещающие породы рассланцованы, серицитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы и карбонатизированы. Широко развиты процессы окварцевания, основные эффузивы амфиболитизированы и биотитизированы. Параметры рудных зон колеблются в широких пределах: ширина – от 0,25–0,3 до 2–3,5 и даже 125 м; протяженность от 6,5 до 300 м. Рудная минерализация представлена вкрапленностью самарскита, ильменорутила, торита, черновита, ортита, циртолита, циркона; встречаются: пирит, галенит, молибденит, молибдошеелит, борнит, вульфенит. На проявлении Редка-I зафиксированы настуран, казолит и урановые слюдки. Здесь же и в ПМ I-6-18 (Высота 762,0) отмечен повышенный фон радиоактивности. Содержания (%): Y – 0,03–1,0, ΣTR – 0,01–0,25, U – от тысячных долей до 0,073–0,389, Th – 0,005–0,342, Nb – 0,003–0,005, Ta – 0,001–0,0034, Zr – 0,07; присутствуют Mo, Be As, V, Cu.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Золото. На территории листа широко распространены как золоторудные, так и золотороссыпные объекты. Собственно золоторудные объекты представлены гидротермальным, гидротермальным плутоногенным и гидротермально-метаморфогенным генетическими типами.

Объекты гидротермального генезиса относятся к золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой рудным формациям; все они принадлежат к рангу проявлений. Наиболее распространены объекты золото-кварцевой формации; в настоящее время на площади известно около 20 проявлений этого типа, представленных кварцевыми жилами, минерализованными сульфидами и золотом. Содержание металла в рудах колеблется от десятых долей грамма до первых десятков грамм на тонну.

Проявление Воскресенское (VI-6-21), расположенное в районе пос. Воскресенка в пределах Покровского золото-железорудного узла, ранее отрабатывалось. Проявление было выявлено в 1768 г. при отработке Воскресенского скарново-магнетитового оруденения, локализующегося в скарновой зоне на контакте порфировидных диоритов и известняков верхнего силура. Мощность золотоносных кварцевых жил от 0,1 до 1,4 м.

Содержания золота в рудах колеблются от 1,2 до 7,5 г/т, на отдельных участках до 43 г/т. Из рудных минералов отмечаются: пирит, пирротин, халькопирит.

К золото-кварцевой формации относятся также проявления Благодатское (VI-5-25) и Верхне-Большесурьинское (VI-5-26), представленные кварцевыми жилами и прожилками в палеозойских отложениях. Мощности жил не превышают 0,2 м, протяженность – первые метры. Мощности прожилков составляют 3–5 см. В кварце наблюдается убогая вкрапленность пирита, иногда халькопирита. Концентрации золота в кварце достигают 6,3–17 г/т. На Верхне-Большесурьинском проявлении сланцы, вмещающие кварцевые жилы, также слабо пиритизированы и содержат золото в количестве от 0,2 до 1 г/т.

Золото-сульфидно-кварцевое оруденение представлено проявлениями Плита (V-5-15), Чувальская Жила (V-5-18), Южночарынтумпское (V-6-26), группой проявлений Поповская Сопка (V-6-32), а также ПМ V-5-7 (Усть-Долганихинское), V-5-8 и V-6-1 (Западниолсовское).

В проявлениях Плита, Чувальская Жила, ПМ V-5-7 и V-5-8 рудная минерализация приурочена к кварцевым, кальцит-кварцевым жилам и прожилкам. Вмещающими породами являются пачки переслаивающихся между собой глинисто-известковистых, углисто-глинистых сланцев, известняков и песчаников сланцевой толщи силура; главными рудоконтролирующими структурами – субмеридиональные тектонические нарушения надвигового характера. Рудные жилы имеют пологое восточное – юго-восточное падение, их мощности не превышают 0,4 м, протяженность достигает 88 м (Плита). Жилы сопровождаются густой сетью согласных и секущих рудных прожилков кварцевого, кальцит-кварцевого и кальцитового состава, мощностью от 0,1 до 0,2 м. В жильных образованиях отмечаются пустоты, выполненные мелкими кристаллами горного хрусталя. Рудные минералы представлены редкой вкрапленностью халькопирита, пирита, блеклой руды, галенита и сфалерита. Количество сульфидов не превышает 10–20 %. Золото присутствует как в самом кварце (главным образом в зальбандах жил), так и в срастании с сульфидами. Его содержания колеблются от следов до 103,8 г/т; концентрации серебра достигают 85,3 г/т. Вмещающие породы (в основном углисто-глинистые известковистые сланцы) содержат тонкодисперсное золото в количестве от 0,1 до 0,7 г/т. Так, на проявлении Чувальская Жила в сланцах ниже рудной жилы выявлено пять рудоносных горизонтов мощностью от 1 до 3 м с содержанием Au 0,1–0,3 г/т на мощность 25 м. В пунктах минерализации концентрации Au варьируют от 1,7 (V-5-8) до 20,5 г/т (V-5-7), Ag – от 3,5 до 8,7 г/т.

Проявления Южночарынтумпское и группа проявлений Поповская Сопка приурочены к образованиям ишеримской свиты верхнего рифея (Поповская Сопка) или располагаются на контакте ишеримской и хапхарской (O_{1-2}) свит. Рудоконтролирующими структурами являются разрывные нарушения субмеридиональной ориентировки, в том числе надвигового характера. Минерализация локализуется в рассланцованных, метасоматически измененных и пиритизированных породах, послойно инъецированных кварцевыми жилами (иногда хрусталесодержащими) и прожилками с вкрапленностью пирита и халькопирита. Мощности руд-

ных зон колеблются от 8–15 м (группа проявлений Поповская Сопка) до 44 м на Южночарынтумпском проявлении. Золото фиксируется в кварце в виде тонкой вкрапленности, а также в виде включений в пирите. Содержания золота в кварцевых жилах изменяются от 1 до 55 г/т. На проявлении Поповская Сопка в количестве до 8,3 г/т присутствует серебро. В метасоматитах концентрации Au варьируют в пределах 0,1–3,7 г/т, Ag (Поповская Сопка) – до 5,7 г/т. В пиритовом концентрате содержания золота достигают 234 г/т.

К наиболее крупным объектам гидротермально-метаморфогенного генезиса золотоносной черносланцевой формации относятся проявления Средний Кутим (VI-6-11), Кутим (VI-6-10) и Сурьинское (VI-6-51). Основными рудовмещающими образованиями являются углеродсодержащие сланцы средне- и позднерифейского возраста (муравьинская и ишеримская свиты). Сланцы несут рассеянную сульфидную минерализацию, представленную главным образом пиритом, реже – сфалеритом и халькопиритом. Концентрации золота на проявлениях Средний Кутим и Кутим колеблются в пределах 2,1–6 г/т. На Сурьинском проявлении, кроме карбонатизированных, окварцованных, иногда березитизированных углеродисто-карбонатных и углеродисто-серицит-кварцевых сланцев, сульфиды присутствуют в окремненных доломитах, карбонат-кварцевых жилах и прожилках. В результате исследований в 2001–2004 гг. здесь выявлена субмеридиональная Сурьинская рудная зона мощностью около 60 м, соответствующая зоне Главного Уральского надвига и прослеженная на 10 км к югу от одноименного проявления [332]. Концентрации золота в пределах зоны варьируют от 0,2 до 8,22 г/т, составляя в среднем 1,1 г/т, что свидетельствует о весьма неравномерном его распределении. Золото установлено в углеродистых сланцах, кварцевых прожилках и зонах окварцевания. В сульфидах кроме золота зафиксированы включения теллуридов, арсениды и минералы сурьмы. В углеродсодержащих сланцах определены существенные содержания Pt и Pd, достигающие (в сумме) в отдельных пробах 3,71 г/т. По данным предыдущих работ в сланцах также присутствует серебро – до 16 г/т, Cu – 0,2 %, Zn – 5 %, Pb – 0,1 %.

К этому же формационно-генетическому типу относятся проявления среди ранне-среднеордовикских отложений хомасьинской свиты, примыкающих к зоне Главного Уральского надвига. На проявлении Халь-Сори (V-6-57), расположенном в 5 км восточнее горы Халь-Сори, в окварцованных углисто-кварцевых и углисто-карбонатных сланцах зафиксировано содержание золота до 1 г/т, серебра до 15 г/т [388]. В аналогичной структурной позиции находится и проявление Вижайское (V-6-16), выявленное в 1993 г. А. Е. Степановым в ходе редакционно-увязочного маршрута в левом борту долины р. Вижай. Здесь, в 1,5 км северо-западнее устья р. Анчуг, в пробе из обохренных углеродистых сланцев, содержание составило (г/т): Au – 3,1; Pt – 0,11; Pd – 0,022.

Проявления р о с с ы п н о й золотоносности и платиноносности в пределах изученной площади развиты весьма широко, однако в настоящее время подавляющее большинство известных россыпных объектов имеют ранг проявлений. Россыпи и россыпепроявления в основном локализуются в центральной и восточной частях территории листа, в аллю-

вии водотоков, дренирующих образования палеозойского и рифейского возраста. На карте показаны наиболее крупные из отработанных россыпей, все россыпи стоящие на балансе, а также перспективные россыпепроявления различной степени изученности. На балансе числятся следующие россыпи: р. Луцоулья – III-6-22, р.Бол.Сосьва – III-6-24, Верхневелсовская – V-6-31, Средневелсовская группа россыпей: Федоровская Мартайка – V-6-42, Посьмакская – V-6-49, Средневелсовская – V-6-55, Граничная – V-6-66, Саменская – VI-5-24, Сурья Казанская – VI-5-32, Большесурьинская – VI-6-7, р. Вагран (верховья) – VI-6-55, р. Вагран (Средневагранский участок) – VI-6-63, р. Сосьва (II дражный полигон) – VI-6-28, р. Сосьва (III дражный полигон) – VI-6-27, р. Ельцовка, р. Ореховка – VI-6-14, р. Малая Пуя – VI-6-19, лога Березовский, Ивановский, Григорьевский – VI-6-33.

Наиболее крупная из балансовых золотоносных (утвержденные запасы – 3785 кг) – россыпь р. Вагран (верховья); в числе платиноносных – средняя по запасам золотосодержащая россыпь р. Сосьва (III дражный полигон) и впадающие в нее мелкие собственно платиноносные притоки.

Большинство россыпных месторождений и проявлений имеют четвертичный возраст (неоплейстоцен–голоцен) и лишь некоторые (Саменская, Сурья Казанская, Большесурьинская и др.) относятся к миоцену–голоцену. По генезису россыпные объекты подразделяются на аллювиальные (косовые, русловые, долинные, террасовые) и гетерогенные (аллювиальные и делювиально-пролювиальные). К гетерогенным относится Средневелсовская группа россыпей. По отношению к источникам питания и условиям формирования различаются россыпные объекты ближнего сноса и объекты дальнего переноса.

Длина золотоносных россыпей колеблется 2,2 до 24,4 км, ширина от 40 до 500 м. Мощность продуктивных пластов (пески) варьирует от 0,9 до 15 м (р. Вагран); торфов – от 0 до 26 м (Верхневелсовская). Средние содержания золота изменяются от 126 мг/м^3 до 1,157 г/м^3 (россыпь Большесурьинская). Распределение металла, как правило, неравномерное, струйчатое. Встречается золото как хорошоокатанное, так и рудного облика с вростками кварца; как мелкое и истертое, так и крупное, вплоть до самородков (россыпи Сурья Казанская и р. Вагран).

Для россыпных проявлений характерны следующие параметры: длина от 3,5 до 22 км, ширина от 80 до 500 м; мощность песков от 0,5 до 3 м, торфов – от 1,0 до 5,8 м. Средние концентрации золота колеблются от 24 до 180–197 мг/м^3.

Россыпь р. Вагран, самая крупная россыпь территории, локализована в русле, пойме и частично на первой надпойменной террасе. Длина россыпи 24,4 км, ширина от 70 до 480 м (средняя 160 м), мощность от 2,5 до 15 м (средняя 5,2 м). Объем песков более 25 млн м^3. Содержание химически чистого золота колеблется по блокам от 80 до 300 мг/м^3 (в среднем 150 мг/м^3). Россыпь по своим параметрам подходит для отработки 250-литровой драгой.

Единственная стоящая на балансе платиноносная россыпь (VI-6-27) из технологических соображений разделена на два объекта: для гидравлического и для дражного способов добычи. Первый объект, локализован-

ный в образованиях аллювиально-пролювиального генезиса, имеет следующие характеристики: длина 2,5 км, средняя ширина 40 м, средняя мощность 4 м. Среднее содержание на горную массу 259 мг/м^3. Объем горной массы 426 тыс. м^3. Второй, пригодный для дражного способа отработки, имеет длину 26 км, ширину 135 м, мощность продуктивных отложений 4 м, среднее содержание 94 мг/м^3 для МПГ и 170 мг/м^3 для золота. Объем песков в нем более 16 млн м^3.

Типичной для территории является россыпь р. Бол. Сосьва (III-6-24), приуроченная к 5-километровому участку долины реки в районе устья притока р. Луцоулья и включающая отрезок (0,8 км) долины последней. В долине шириной до 1,5–2,0 км кроме пойменного комплекса выделены четыре четвертичные террасы и одна нерасчлененная плиоцен-нижнечетвертичная. На склонах вскрыты аллювиально-пролювиальные отложения миоценового возраста. Четвертичные террасы расположены в диапазоне высот 3–15 м, неогеновые – около 70 м над урезом воды. Золотоносный участок долины р. Бол. Сосьва наследует древнюю структурно-эрозионную депрессию. Балансовые пески имеют среднее содержание металла 252 мг/м^3, среднюю мощность 1,5 м и перекрываются слабозолотоносными торфами мощностью 0,5 м. Крупность золота варьирует от 2 до 0,1 мм. В класс +0,25 мм попадает 50 % металла. Золотины несут следы многократного переотложения в аллювии. Пробность от 830 до 983, средняя 920. Отрезок россыпи, приуроченный к долине р. Луцоулья, связан с отложениями поймы и первой надпойменной террасы. Мощность торфов 0,8 м, песков – 1,5 м. Среднее содержание для долинной части россыпи 354 мг/м^3, для террасовой части – 172 мг/м^3. Ширина долинной россыпи 30–400 м, террасовой – 40–140 м. Золото крупное, слабоокатанное, сравнительно низкопробное (890). По крупности металл в классе +4,0 + 1,0 мм составляет 62 %; встречаются самородки. Часть металла в виде кристаллов и их сростков. Все это свидетельствует о близости коренных источников. Запасы химически чистого золота по всей россыпи составляют 160 кг. Предполагаемый способ отработки – бульдозерно-гидравлический.

Россыпь Большесурьинская (VI-6-34) локализуется в пределах Велсовско-Чувальской эрозионно-структурной депрессии мезозойского возраста и состоит из двух полос. Разведанная протяженность западной полосы (собственно Большесурьинская россыпь) составляет 500 м, средняя ширина 57 м, средняя мощность продуктивного пласта 1,6 м (0,9–3,2 м). Мощность торфов колеблется от 1,2 до 3,7 м, в среднем 1,3 м. Основное количество золота приурочено к нижней части рыхлых отложений, имеющих песчано-глинисто-щебнистый состав с мелкой рассеянной галькой. Среднее содержание металла в россыпи – 212 мг/м^3. В основном золото относится к мелкому классу крупности; средняя пробность 960.

Восточная полоса (россыпь Благодатная) располагается в пологом правом борту р. Большая Сурья и протягивается в 100–200 м параллельно Болышесурьинской россыпи. Разведанная протяженность этой полосы 600 м при средней ширине 74 м; средняя мощность песков 2 м, торфов – 19 м; среднее содержание золота – 1,157 г/м^3, в отдельных проходках на 1 м достигает 13,7 г/м^3. Золотоносный пласт залегает в

нижней части рыхлых отложений (в структурных корах выветривания?), иногда на коренных породах. Золото в россыпи средней и мелкой степени крупности; на 90 % представлено золотинами рудного облика объемных форм, часто – искаженными кристаллами в форме тетраэдров. Отмечаются зерна золота в срастании с кварцем и аметистом. Пробность варьирует от 850 до 926.

Долинная аллювиальная россыпь Сурья Казанская (VI-5-32) расположена в долине одноименной реки, правого притока р. Улс. Верхняя часть россыпи, до левого притока – руч. Болотный, залегает в четвертичных аллювиальных галечниках. Ниже устьевой части ручья россыпь прослежена по левому борту реки и приурочена к основанию разреза рыхлых отложений, представленных нижнемиоценовыми аллювиальными галечниками, перекрытыми делювиально-солифлюкционными и пролювиальными четвертичными образованиями. Протяженность россыпи 15,5 км, средняя ширина 162 м. Мощность продуктивного пласта изменяется от 1,0 до 5,1 м, при среднем значении 2,1 м; мощность торфов колеблется в пределах 1,4–20,5 м. Золото россыпи относится к крупному классу; зерна размером более 1 мм составляют в ней около 40 %; из них 10 % приходится на весьма крупное (более 4 мм) и самородки (по данным старательских отработок, встречались самородки весом 0,2–0,4 кг). Среднее содержание золота 314 мг/м^3, средняя пробность 940.

Все золотоносные и платиноносные россыпи характеризуемой территории числятся в Госрезерве.

Платина, палладий. Известно два проявления и один пункт минерализации платины, связанные с массивами Платиноносного пояса. Проявления Желтая Сопка (VI-6-20) и Денежкин Камень (VI-6-25) приурочены к шлировидным скоплениям хромшпинелидов в дунитах качканарского комплекса массива Денежкин Камень. Величина хромитовых шлиров до 10 × 3,5 см. Содержание платины в них по архивным данным колеблется от 5 до 42,3 г/т. Пункт минерализации Колонга (VI-6-52) расположен в западном экзоконтакте Кумбинского массива. Здесь в роговиках отмечается вкрапленность магнетита, ильменита, пирротина, халькопирита, с которыми, очевидно, связана тонкодисперсная платина. По результатам пробирного анализа содержание платины – 0,3 г/т.

Палладиевое оруденение, выявленное в процессе проведения работ по созданию комплекта Госгеолкарты-1000/3 листа P-40, представлено ПМ V-6-27, 39, 59, 64. Повышенные концентрации палладия выявлены в углеродсодержащих сланцах муравьинской и ишеримской свит рифейского возраста. Сланцы инъецированы многочисленными карбонат-кварцевыми прожилками и иногда содержат пирит, скопления которого образуют струйчатые зонки, согласные сланцеватости пород. Пирит, по-видимому, присутствует и в кварцевых прожилках, о чем свидетельствуют пустоты выщелачивания, выполненные гидроокислами железа. Установленные концентрации палладия колеблются от 1,36 до 6,3 г/т. Кроме палладия, в сланцах установлены повышенные содержания серебра, варьирующие от 0,49 до 2,18 г/т. Приуроченность к углеродсодержащим образованиям, минеральный и элементный состав охарактеризованных пунктов минерализации позволяют рассматривать черносланцевые тол-

щи рифейского возраста в качестве рудоносных и рудовмещающих формаций, весьма перспективных на выявление собственно платиноидных и комплексных золото-платиноидных промышленных объектов.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Сера. На территории Тимано-Печорской платформы в пределах листа известно одно проявление серы и один пункт минерализации. В возрастном отношении это разновозрастные образования, для которых существует общая закономерность – приуроченность к локальным нефтеносным структурам. Пункт минерализации Нижняя Омра (II-2-13) локализуется в доломитизированных известняках фаменского яруса в пределах Омра-Сойвинской ступени Печорской синеклизы. Сера в виде тонкой вкрапленности, друз и щеток встречена в интервале глубин 300–350 м. Для известняков характерны скопления дисперсного пирита и линзы голубого ангидрита, местами – белого волокнистого гипса.

На проявлении Дозмерское (V-2-5) минерализация серы приурочена к известнякам уфимского яруса. Продуктивные толщи залегают на глубине около 100 м. Выделяются две линзообразные залежи – «Северная» и «Южная» длиной, соответственно, 120 и 440 м, шириной – 100 и 320 м; мощность продуктивного пласта 0,1–2,0 м. Крупно- и среднекристаллическая самородная сера выполняет каверны и трещинки, образует тонкую вкрапленность в карбонатных породах. В парагенезисе с серой встречаются кальцит, целестин, пирит, халцедон и битумы. Количество серы варьирует от 2,61 до 55,03 %. Запасы Дозмерского проявления, по материалам Ростовцева (1946), составляют 13 160 т (категория C_1).

Флюорит. В юго-восточной части территории, в пределах Уральского складчато-надвигового пояса, выявлены: одно проявление – Флюоритовый (V-5-13) и пять пунктов минерализации: V-4-5, V-4-15, V-5-5, V-5-19,V-5-30.

Проявление Флюоритовый приурочено к зоне с видимой плавиковошпатовой минерализацией шириной 500 м и протяженностью более 2000 м, приуроченной к осевой части небольшой антиклинали, сложенной известняками, глинистыми известняками и аргиллитами бражкинской и кременской толщ. Породы катаклазированы, брекчированы; роль цемента выполняет кальцит с незначительной вкрапленностью флюорита. В пределах тектонической зоны фиксируются участки с повышенными содержаниями CaF_2, имеющие субмеридионально вытянутую форму и размеры в плане от 5 до 150 м в ширину и до 800 м в длину. В минерализованных зонах выделяется два типа руд: прожилково-вкрапленные и жильные. Мощность прожилков и жил достигает 0,5 м. Содержания флюорита в пределах проявления варьируют от сотых долей до 47,66 %, составляя в среднем 5,5 %. На площади выявлены геохимические аномалии хрома, ванадия, титана, ниобия, олова, лития и мышьяка, а также участки с повышенным содержанием свинца, совпадающие с зонами

флюоритизации. Прогнозные ресурсы проявления по категории P_2 составляют 12,8 тыс. т [251, 252].

Пять выявленных на площади пунктов минерализации плавикового шпата приурочены к известнякам и доломитизированным известнякам бражкинской и кременской толщ. Флюорит образует здесь тонкие вкрапления в карбонатных породах, а также отмечается во флюорит-кальцитовых прожилках, развитых по трещинам. Содержания плавикового шпата не превышают 1 %.

В отношении генезиса флюорита в настоящее время существуют две точки зрения. В соответствии с первой, он имеет осадочное происхождение и принадлежит к ратовкитовой формации. Другая точка зрения подразумевает гидротермальную природу флюоритовых проявлений, считая наиболее вероятными источниками гидротермальные растворы, поступавшие по разрывным нарушениям различного порядка; глинисто-карбонатные образования нижней части московского яруса в этом случае могли служить экраном для фтороносных флюидов.

Барит. В верховьях р. Аксысья известно слабо изученное баритовое проявление Вулкан (II-6-21). Проявление представлено гидротермальными баритовыми жилами, залегающими среди кембрийско-раннеордовикских отложений саранхапнерской свиты.

Известняк флюсовый представлен средним месторождением Петропавловское (VI-6-49), расположенным на южной окраине г. Североуральск. Продуктивная толща, вытянутая в меридиональном направлении с падением на восток под углом 20°, представлена известняками позднесилурийско-раннедевонской сосьвинской свиты. Мощность известняков 500–600 м; выделяются серые и розовые брекчированные разности. Средние содержания (%): Cao – 55,0; SiO_2 – 0,32. Разведанные запасы известняков составляют по категориям А + В + C_1 – 10 1491 тыс. т, C_2 – 28 964 тыс. т. В настоящее время месторождение эксплуатируется ОАО «Севуралбокситруда» [44].

КЕРАМИЧЕСКОЕ И ОГНЕУПОРНОЕ СЫРЬЕ

Каолин. На площади листа известно одно проявление каолина – Изъюръельское (II-1-17), локализованное в терригенных отложениях визейского возраста на глубинах 5–200 м. Рудный пласт представлен каолиновыми глинами и бемит-каолиновыми аргиллитоподобными породами. Мощность продуктивной толщи колеблется от 3,5 до 12 м, а содержание каолинита составляет 50–80 % [426].

Глины керамические. В Тимано-Печорской минерагенической провинции выявлено два проявления керамических глин, которые приурочены к корам выветривания по верхнерифейским образованиям. В районе Джежимпарминского поднятия выявлено проявление Жежимское (IV-1-7), представляющее собой линейную кору выветривания каолинитового состава по кварц-полевошпатовым песчаникам и алевролитам

джежимской свиты верхнего рифея, связанную с тектоническими зонами дробления северо-восточного простирания. Зоны каолинизированных пород мощностью до десятков метров залегают на глубине 10 м. Рудные тела имеют мощность от первых десятков сантиметров до 1 м и сложены каолинизированным милонитом из раздробленных и перетертых аркозовых песчаников. Прогнозные ресурсы керамических глин, пригодных для производства фарфоро-фаянсовых изделий, по категории P_2 составляют 124 млн $м^3$ [423].

Проявление Вадъявож (V-2-2) представляет собой линзообразную залежь площадью 0,3 $км^2$, связанную с остаточной корой выветривания площадного типа, развитой по аркозовым песчаникам джежимской свиты. Мощность продуктивной толщи 14—21 м при глубине залегания от 8 до 12 м. Химический состав глин (%): SiO_2 — 57—68; Al_2O_3 —11—22; Fe_2O_3 — 1,8—8,2; CaO — 0,2—3,6. Глины пригодны для производства строительной и грубой керамики, а наиболее светлые разности (при содержании 20—25 % каолинита) могут служить сырьем для производства тонкой керамики. Прогнозные ресурсы проявления по категории P_2, по данным С. И. Кириллина, составляют 8 млн т.

ГОРНОТЕХНИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

Графит. Представлен единственным пунктом минерализации — IV-5-1, расположенным на правом борту р. Ельма. Графит приурочен к сланцам вулканогенно-терригенной толщи верхнего рифея, включающей мелкие тела гранитов сальнерско-маньхамбовского комплекса. Вмещающие породы на контакте с гранитами ороговикованы и скарнированы; мощности метасоматически измененных разностей не превышают 10—50 см. Графит локализуется как в гранитах, роговиках и скарнированных породах, так и в присутствующих здесь же кварцевых прожилках (в призальбандовых частях) и в кальцит-кварцевых жилах. Минерализация представлена преимущественно рассеянной вкрапленностью с размерами чешуек 0,3—2,0 мм. В единичных случаях чешуйки графита образуют линзовидной формы скопления, размеры которых не превышают первых сантиметров. Отмечены маломощные (первые мм) прожилки, сложенные скрытокристаллической разновидностью. В среднем количество графита не превышает 1—2 %.

Предполагается парагенетическая связь графитовой минерализации с гранитами сальнерско-маньхамбовского комплекса.

Асбест хризотиловый. Известно три проявления хризотил-асбеста — Турупьинское (I-6-8), Ернейское (V-6-19) и Ивановский участок (VI-6-39). Все они приурочены к ультрабазитам салатимского комплекса. Наиболее изученным является Ивановский участок, расположенный на левобережье р. Крив Сосьвинский. Здесь в 1954 г. Г. В. Голубковым выявлены две зоны северо-восточного простирания с промышленным содержанием хризотил-асбеста. Средняя мощность жилок поперечно-волокнистого хризотил-асбеста составляет 3—10 мм. Авторские запасы (Ефимова, 1988) по Ивановскому проявлению определены в количестве

60,5 тыс. т, из них основная доля приходится на строительный асбест V–VI сортов (82,3 %), остальная часть – на текстильный и шиферный асбест.

ДРАГОЦЕННЫЕ И ПОДЕЛОЧНЫЕ КАМНИ

Алмаз. На исследованной территории известны многочисленные аллювиальные и карстово-эрозионные россыпные месторождения и проявления (шлиховые потоки) алмазов, а также одна ископаемая россыпь. Коренной источник драгоценных камней до сих пор не найден, установлены только промежуточные коллекторы, в которых наряду с единичными знаками алмазов (полюдовская, колчимская, чибъюская свиты) выявлены проявления и одна ископаемая россыпь, локализованная в образованиях такатинской свиты нижнего девона.

В пределах Тимано-Печорской минерагенической провинции закартировано два проявления алмазов в районе Джежимпарминской антиклинальной структуры – Осень (IV-1-2) и Ручгуель (IV-1-3), которые локализуются в базальных конгломератах чибъюской свиты среднего девона. Единичные алмазы ископаемых россыпей имеют кубическую и октаэдрическую форму. Кроме алмазов на проявлении Осень выявлено высокопробное золото с содержанием 0,84 г/т. Суммарные прогнозные ресурсы алмазов обоих проявлений по категории P_3 составляют 0,2 млн карат при мощности продуктивных пластов 0,5–2,55 м [423]. Южнее названных проявлений, в районе Вадъявожской антиклинальной структуры, в отложениях палеодепрессии миоцен-плиоценового возраста обнаружены два кристалла алмаза совместно с хромшпинелидами, хромдиопсидами, монацитом, уваровитом, пикроильменитом, сфалеритом и золотом [344].

Максимальное количество россыпепроявлений, средних и малых россыпей алмазов находится в южной части листа, где выделяется Красновишерский алмазороссыпной район. Здесь сосредоточены все известные в настоящее время алмазоносные россыпи и россыпные проявления аллювиального и карстово-эрозионного типов. Наиболее значимая ископаемая россыпь алмазов – Ишковский участок (VI-4-12) приурочена к линзе редкогалечных конгломератов базальной части такатинской свиты. Продуктивный пласт залегает на глубине 6,2 м, его длина составляет 410 м при ширине 50–87 м и мощности 2–4,6 м. Мощность торфов колеблется от 1,0 до 21,8 м. Среднее содержание алмазов додэкаэдроидного и октаэдрического габитусов в россыпи – 0,178 карат/м^3, а средний вес кристаллов – 188 мг. Балансовые запасы алмазов категорий C_1 и C_2 взяты на учет ГБЗ в 1975 г. В Красновишерском районе выявлены, кроме того, шесть средних и две малые россыпи аллювиального и карстово-эрозионного генезиса. Большинство россыпей неоген-четвертичные и четвертичные, а карстово-эрозионные образования – палеоген-неогенового возраста. Практически все промышленные россыпи являются гетерогенными и локализуются в образованиях различного генезиса, к таким объектам относятся россыпные месторождения Больше-Щугорское (VI-4-4), Больше-Колчимское (VI-4-9), Волынка (VI-4-15) и Северо-Колчимское (VI-4-19). Протяженность россыпей колеблется от 1,75

до 38,5 км при ширине от 20 до 730 м; мощности продуктивных пластов находятся в пределах от 0,5 до 20 м, мощность торфов – 0,2–13,0 м. Источниками питания россыпных месторождений являются промежуточные коллекторы: кора выветривания по конгломератам такатинской свиты или неогеновые пролювиально-делювиальные отложения.

Больше-Колчимское россыпное месторождение среднего масштаба (VI-4-9), расположенное в районе г. Красновишерск, приурочено к долинному и террасовому аллювию рек Большой Колчим, Чурочная, Рассольная и к делювиальным образованиям – полимиктовым гравийно-галечниковым отложениям с валунами в песчаной глине, глинами со щебнем, валунами и редкой галькой. Общая длина россыпи пластообразной формы 32,4 км, ширина 60–724 м, мощность продуктивного пласта 0,5–11,1 м, мощность торфов – до 20 м. Всего на месторождении выделено пять участков с промышленными запасами при среднем содержании алмазов 13,6 мг/м^3. Кристаллы в основном бесцветные (87,6 %), хорошей сохранности (84 %), додекаэдрического габитуса (87 %); имеют средний вес 191,2 мг. Ювелирные разности алмазов составляют 51,7 %, высококачественные технические – 16–23 %. Балансовые запасы при содержании алмазов 0,039 карат/м^3 утверждены ГКЗ СССР в 1970–1984 гг. по категориям В, C_1, C_2.

Три промышленные россыпи: Рассольнинская депрессия (VI-4-11), р. Кривая (VI-4-17) и Вогульская депрессия (VI-4-14) в значительной мере приурочены к склоновым или водораздельным частям карстово-эрозионных депрессий – Рассольнинской, Илья-Вожской и Вогульской, реже – локализуются в аллювиальных отложениях. Россыпи имеют длину от 1540 до 3600 м, ширину 60–580 м. Мощность продуктивных пластов находится в пределах от 1,3 до 16,1 м, а мощность торфов 2,0–22,1 м. Полезная толща представлена пролювиально-делювиальными суглинками, супесями с плохоотсортированным и плохоокатанным обломочным материалом; торфа сложены суглинками и песчаными глинами. Среднее содержание алмазов колеблется от 6,1 до 116,2 мг/м^3, при среднем весе кристаллов от 108,8 до 154,8 мг.

Наиболее характерная карстово-эрозионная россыпь р. Кривая (VI-4-17) располагается в пределах приподнятой денудационной равнины, основными элементами рельефа которой являются разновозрастные (олигоценовые, миоценовые и плиоценовые) поверхности выравнивания, эрозионно-карстовые депрессии, древние и современные речные долины. На месторождении выделено три участка: долинная россыпь р.Кривая; северная и южная части Илья-Вожской депрессионной зоны, представляющие собой систему лентовидных залежей длиной от 1700 до 3600 м и шириной от 60 до 270 м при средней мощности продуктивного пласта 3,3–7,2 м. Мощность торфов колеблется от 1,3 до 11,8 м. Источник россыпных алмазов – образования такатинской свиты, картируемые в непосредственной близости от месторождения. Полезная толща сложена пролювиально-делювиальными суглинками, супесями с линзами глинистых аллювиальных галечников. Кристаллы алмазов бесцветные (89,1 %) или дымчатые, в основном имеют додекаэдрический габитус (88,4 %). Среднее содержание алмазов – 6,1 мг/м^3 при среднем весе кристаллов 108,8 мг. В настоящее время россыпь разрабатывается открытым способом.

В пределах Красновишерского алмазороссыпного района выделяется 18 россыпных проявлений алмазов, которые приурочены в основном к пойменному или русловому аллювию, реже – к отложениям I надпойменной террасы и аллювиально-делювиальным образованиям ложков. Протяженность потоков колеблется от 1,4 до 11 км, а мощность продуктивных горизонтов – от 0,6 до 33,6 м. Мощность вскрышных пород находится в пределах 0–1,5 м. Количество кристаллов алмазов в шлиховых потоках варьирует от 4 до 55 штук при содержании от 0,01 до 102,8 мг/м^3.

В непосредственной близости, но за пределами Красновишерского алмазороссыпного района, зафиксировано восемь проявлений (шлиховых потоков): р. Няризь (IV-5-23), р. Ухтым (V-3-10), р. Лектым (V-4-6), р. Низьва (V-4-13), рек Средняя, Байдач (V-4-14), р. Колва (V-5-3), р. Низьва (VI-3-2) и Лог Бахари (VI-4-5), в которых единичные кристаллы алмазов присутствуют в аллювии поймы и I надпойменной террасы, а также в аллювиально-делювиальных отложениях ложков.

Офикальцит. Малое контактово-метасоматическое месторождение офикальцита – Шудьинское (VI-5–7) локализуется среди белых сахаровидных мраморов мойвинской свиты в экзоконтакте небольшой интрузии велсовского гранит-лейкогранитового комплекса. Офикальциты в виде пятен и линз имеют площадь распространения длиной 4500 м и шириной 100 м. Границы линз нечеткие, их переход в белый мрамор постепенный и даже среди офикальцита встречаются участки мраморов. Физико-механические и декоративные испытания показали пригодность офикальцита как облицовочного и поделочного камня. Запасы офикальцита составляют 280 тыс. м^3, при глубине разработки до 20 м, а прогнозные ресурсы по категории P_1 – 450 тыс. м^3. В настоящее время месторождение законсервировано [348].

Аметист. На территории известно проявление Аметистовый карьер (VI-6-53), расположенное в верховьях р. Бол. Лямпа. Проявление приурочено к зоне дробления в глаукофансодержащих зеленых сланцах и представлено кварцевыми жилами мощностью 0,1–3,0 м. В жилах наблюдаются пустоты, выполненные аметистовидным кварцем. Друзы и отдельные кристаллы в основном бледноокрашенные, трещиноватые.

Цитрин. На площади листа широко распространены хрусталеносные кварцевые жилы и россыпи кристаллов кварца (на карте показаны как «кварц оптический и пьезоэлектрический»). Основную роль в размещении хрусталеносной минерализации играют зоны крупных субмеридиональных и северо-западной ориентировки разрывных нарушений и оперяющих их более мелких тектонических структур. При этом, как одиночные кварцевые жилы, так и редкие кварцевожильные поля локализуются в самых разнообразных по возрасту и составу породах – терригенных, карбонатных, магматических. Хрусталеносные жилы имеют сложную (с апофизами) или простую линзовидную, четковидную форму; их прослеженная протяженность достигает 15–25 м при мощности от 0,05 до 0,8 м, Кристаллы горного хрусталя размером до 3–11 см по длинной оси содержат газово-жидкие включения, слюду; для них харак-

терны двойники и трещиноватость. Из-за своих малых параметров и низкого качества сырья практически все хрусталеносные объекты относятся к рангу пунктов минерализации. Исключением является единственное малое месторождение цитрина и горного хрусталя – Ольховочное (V-6-21). На месторождении выявлена одна кварцевая жила, локализующаяся в кварцито-песчаниках, гравелитах и слюдисто-кварцевых углеродсодержащих сланцах ишеримской свиты. Жила имеет плитовидную форму, субмеридиональное простирание с падением на восток. Отдельные участки жилы осложнены ответвляющимися тонкими кварцевыми прожилками, апофизами и параллельными кварцевыми жилами мощностью 0,1–1,5 м. Длина жилы 270 м, мощность колеблется от 0,5 до 4,3 м.

Размеры кристаллов цитрина и горного хрусталя по длинной оси варьируют от 3 до 50 см; окраска от винно-желтой различных оттенков до бесцветной. Горный хрусталь и цитрин месторождения пригодны для использования в качестве ювелирного (ограночного) сырья.

Рисунчатые кремни. Проявление рисунчатых кремней Белоборское (IV-2-2) находится в заброшенном каменном карьере в 4 км к югу от пос. Белоборск. Здесь обнажаются нижнепермские светло-серые известняки мощностью 10 м, включающие три прослоя (мощностью 0,3–0,5 м) с желваками и небольшими линзами рисунчатых кремней. Размеры желваков от 1 до 25 см, содержание их в прослоях составляет 30–40 штук на 1 м^3. Кремни обладают концентрическим или, реже, горизонтально-полосчатым рисунком, выраженным чередованием довольно тонких и контрастных светлых и темных полос серого и коричневато-серого цвета. При площади распространения выходов продуктивной толщи 0,4 км^2 прогнозные ресурсы рисунчатых кремней категории P_3 составляют 6 тыс. т [344].

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Территория обладает значительными ресурсами строительных материалов, в число которых входят: мраморы, известняки, доломиты, мергели, глины, пески и песчано-гравийные смеси.

Мрамор. В юго-восточной части листа разведано крупное месторождение мраморов Шудьинское (VI-5-6*),* приуроченное к ядру и восточному крылу Шудьинской антиклинали, сложенной существенно карбонатной толщей мойвинской свиты. Месторождение относится к гидротермально-метасоматическому типу и находится в экзоконтакте Шудьинской гранитной интрузии велсовского гранит-лейкогранитового комплекса. Мраморы по составу доломитовые, кальцит-доломитовые и существенно кальцитовые с примесью доломита.

Цветные разновидности развиты в основном на севере и в центре разведанной площади; серые пятнистые, полосчатые и пятнисто-полосчатые мраморы – на юге и юго-востоке площади месторождения. Мраморы в основном мелко- и среднезернистые (редко – крупнозернистые), массивные, реже – полосчатые, слоистые. Цветная окраска обусловле-

на тонкораспыленным гематитом, который развивается в породе неравномерно в виде пятен и участков неправильной формы, что создает различный декоративный рисунок. Мощность участков окрашенных мраморов колеблется от 0,5 до 50 м. По оценке декоративности мраморы Шудьинского месторождения подразделяются на три категории: малодекоративные, декоративные и высокодекоративные. По физико-механическим свойствам мраморы отвечают требованиям ГОСТ 9479-84 «Блоки из природного камня для производства облицовочных изделий». Кроме того, отходы от производства блоков могут попутно использоваться в качестве сырья для получения декоративного и строительного щебня. На месторождении (рыхлая вскрыша – 1,4 м, скальная вскрыша – 2,2 м) методом геологических блоков на площади 99 820 м^2 до средней глубины 35 м подсчитаны запасы по категории C_1 в количестве 2,966 млн м^3 в горной массе, а прогнозные ресурсы категории P_1 составляют 15 млн м^3.

Известняк. Запасы известняка на площади, особенно в уральской части листа, практически неограниченны. Месторождения известняков, пригодные для производства щебня, бутового камня и строительной извести, приурочены к девонским, каменноугольным и пермским отложениям. Большинство их до настоящего времени оценено лишь предварительно. Часть месторождений без предварительной разведки разрабатывается для местных нужд. Единственное крупное месторождение Седьюское (участок Правобережный) – I-1-11, запасы которого взяты на баланс, представлено фаменскими известняками, в нижней части разреза доломитизированными, со средней мощностью полезной толщи 32,6–34,7 м. Сырье месторождения пригодно для получения бутового камня, щебня и строительной извести. Балансовые запасы всего месторождения по состоянию на 1.01.1982 г. составляют (тыс. м^3): $B + C_1$ – 29 574; C_2 – 38 773.

Кроме того, на площади известны четыре средних месторождения известняков – Крутое (III-1-2), Сердивское (III-1-6), Западное (V-2-1) и Восточное (V-2-3) и три малых – Шера-Ёльское (IV-1-1), Красноярское (IV-2-1) и Редикор (VI-3-15). Все они представляют собой горизонтально залегающие пластообразные тела различной мощности (от 0,5 до 27 м) с глубиной залегания продуктивных горизонтов 0,4–10,0 м. В основном известняки месторождений используются для местных нужд как щебень в дорожном строительстве.

Доломит. Доломиты распространены значительно меньше, чем известняки, и почти не разведаны. Они относятся к верхнепротерозойскому и нижнекаменноугольному стратиграфическим уровням. Малое месторождение Крутянское (II-1-11), относящееся к лунвильской свите нижнего карбона, разведано еще в 1938 г., имеет запасы по категории C_1 19,8 тыс. м^3; в настоящее время законсервировано.

На возвышенности Джежим-Парма выявлены органогенно-строматолитовые доломиты ышкемесской свиты верхнего рифея, которые могут быть использованы в качестве бутового камня, облицовочного материала, наполнителя в бетон и для производства щебня. Здесь известно крупное месторождение Ышкемес (IV-1-8), имеющее протяженность

продуктивного горизонта 1000–1200 м при ширине 250–500 м. Глубина залегания доломитов составляет 6,0 м, а их мощность – в среднем 21,0 м. Запасы категории C_2 оценены в 9,4 млн м^3.

Мергель. В южной части территории выявлено малое месторождение верхнепермских (соликамская свита) мергелей – Кулаково (VI-3-16). Плитчатые мергели, имеющие содержание $CaCO_3$ – 30,43 %, образуют пластообразную залежь. По состоянию на 1989 г. запасы мергелей по категории C_2 составляют 30 тыс. т.

Глинистые породы

Глины кирпичные, черепичные и гончарные. На территории листа глинистые породы имеют довольно широкое распространение, однако известно только четыре разведанных малых месторождения кирпичных глин: Крутянское (II-1-27), Помоздино-Южное (III-1-12), Рожневское (V-3-16), Североуральское (VI-6-67). Первое из них приурочено к шестому террасовидному уровню и состоит из четырех участков протяженностью 1800 м. Полезная толща мощностью 1,5–8,0 м и шириной 650–800 м залегает на глубине 0,3–0,7 м. Глины низкого качества с числом пластичности 9,4–15,6 пригодны для выпуска кирпича марок «75» и «50». Запасы кирпичных глин по категориям А, В, C_1 по состоянию на 1.01.1982 г. оценены в 1449 тыс. м^3 [338 и др.]. Два других месторождения представляют собой пластообразные, полого залегающие залежи озерно-аллювиальных и аллювиально-морских образований, в основном суглинков и глин. Балансовые запасы месторождения Помоздино-Южное по категориям В + C_1 оцениваются в 267 тыс. м^3.

Месторождение кирпичных глин Североуральское (VI-6-67) расположено на левом берегу р. Вагран в 7,5 км к югу от г. Североуральск. Продуктивная толща сложена глинами и суглинками четвертичного возраста, имеет пластообразную форму залегания; мощность колеблется от 2,5 до 13,4 м. Вскрышные породы представлены почвенно-растительным слоем, суглинками и глинами с крупными каменистыми включениями, средняя мощность вскрыши 0,3 м. Глины пригодны для производства строительного кирпича марки «100» и «125» и глиняного кирпича для дымовых труб (ГОСТ 8426-75). На базе месторождения работал кирпичный Североуральский завод. Балансовые запасы по категориям А + В + C_1 – 2621 тыс. м^3.

Обломочные породы

Песчано-гравийный материал, песок строительный. Исследованная площадь обладает огромными запасами песчано-гравийного и песчаного материала, которые связаны с аллювиальными отложениями пойм, надпойменных террас различных уровней, озерно-аллювиальными, аллювиально-морскими и флювиогляциальными образованиями плиоцен-четвертичного возраста. Всего на территории известно 37 малых и сред-

них месторождений песчано-гравийного материала и 38 малых, средних и крупных месторождений песка строительного. Месторождения представляют собой пластообразные, линзовидные или неправильной формы залежи, в которых зачастую наблюдается переслаивание песка и песчано-гравийного материала. Вскрыша на таких месторождениях отсутствует или находится в пределах 0,3—1,0 м. Протяженность продуктивных горизонтов изменяется в широких пределах: от 48 до 3200 м, а ширина составляет 45—600 м при мощности 1,1—12,9 м. В большинстве своем песчано-гравийный материал и пески пригодны в качестве железнодорожного балласта, для дорожного строительства, приготовления бетона и строительных растворов. Наиболее характерным объектом является малое месторождение Валежник I (I-2-33), представляющее собой толщу разнозернистых песков с линзами песчано-гравийной смеси. Средняя длина продуктивного горизонта песков составляет 450 м, песчано-гравийного материала — 380 м при ширине 200 м; мощности, соответственно, равны 3,1 и 2,4 м. Средняя мощность вскрышных пород 0,6 м. Запасы песчано-гравийной смеси (тыс. м^3) по категории C_1 — 160, C_2 — 303, а запасы песков категории C_2 — 303.

Месторождение Вагранское 1 (VI-6-68), в 4 км к западу от ж. д. станции Бокситы, представляет собой пластообразную залежь песчано-гравийных отложений полимиктового состава (гравия 43,55 %) четвертичного возраста. Мощность продуктивной толщи 1,5—7,9 м. Вскрышные породы представлены почвенно-растительным слоем и коричневато-бурыми песчанистыми глинами. Мощность их на левом берегу р. Вагран 1,1 м, на правом — 0,9 м. Подстилающие породы — бурые или серые песчанистые глины, реже валунно-галечные отложения. Пески месторождения пригодны для обычного и гидротехнического бетонов после промывки, для кладочных и штукатурных растворов в естественном состоянии. Месторождение разрабатывалось Верхневагранским карьером завода ЖБИ треста «Бокситстрой»; в настоящее время законсервировано. Балансовые запасы по категории C_1 — 2156 тыс. м^3.

Месторождение Вагранское 2 (VI-6-70) находится в 16 км юго-западнее г. Североуральск; по геологическим условиям аналогично Вагранскому 1. Содержание гравия 55—60 %. Месторождение среднее резервное; балансовые запасы — 1835 тыс. м^3.

Магматические породы

Известно четыре крупных месторождения строительного камня — Третье Северное (V-6-41), Шемурское (V-6-68), Ново-Шемурское (VI-6-2) и Покровск-Уральское (VI-6-44). Первые три месторождения в настоящее время подготавливаются к освоению. Основной объект разработки на них — медно-цинково-колчеданные руды; попутно планируется добыча вмещающих вулканогенных пород — базальтов, порфиритов, дацитов, туфов, которые пригодны для использования в качестве строительного камня. Продуктивная толща представлена образованиями шемурской и именновской свит, а на Покровск-Уральском месторождении — диоритами Высотинского массива, которые отрабатывают-

ся ФГУП «Свердловск-автодор». Суммарные запасы строительного камня всех месторождений по категориям А + В + C_1 + C_2 составляют более 390 млн м^3 [44].

ПРОЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Гипс. На площади листа гипсоносными отложениями являются образования кунгурского яруса и ухтинской свиты. Всего известно три проявления – Вальдыельское (I-1-12), д. Бурилово (VI-3-9), д. Талавол (VI-4-26) и одно крупное месторождение – Седьюское 2 (II-1-1), представляющее собой пластообразную, горизонтально залегающую залежь, состоящую из нескольких слоев гипса. Пласт залегает на глубине 0,3–6,0 м, имея длину 285 м, ширину 25 м, мощность 2,0–6,2 м. Содержание $CaSO_4 \times 2H_2O$ в гипсовом камне достигает 93–98 %. Запасы категории C_1 составляют 2146 тыс. т. Гипсы пригодны для производства строительного алебастра. Ввиду удаленности в настоящее время месторождение практического интереса не представляет [338].

Кварцит. В Тимано-Печорской минерагенической провинции, в районе Джежимпарминской антиклинальной структуры, разведаны два месторождения кварцитов: Жежимское (IV-1-6) – крупное и Асыввожское (IV-1-4) – мелкое. Оба приурочены к пологозалегающим пластам кварцито-песчаников джежимской свиты верхнего рифея. Жежимское месторождение имеет длину 1350 м и ширину 560 м. Продуктивный пласт мощностью 9,5–50,2 м залегает на глубинах 0,6–4,5 м. Кварциты пригодны для производства бутового камня, в качестве щебня в бетон и для дорожного строительства. Балансовые запасы Жежимского месторождения на 1.01.1982 г. по категориям В + C_1 составляют 12 058 тыс. м^3 и по категории C_2 – 6671 тыс. м^3.

Малое месторождение Асыввожское представлено пластом аркозовых кварцито-песчаников мощностью 9,6–25,7 м, залегающих на глубинах 0,0–12,0 м. Протяженность продуктивного горизонта 1350 м при ширине 140 м. Балансовые запасы кварцитов на 1.01.1982 г. по категориям А + В + C_1 составляют 3045 тыс. м^3. Месторождение в настоящее время разрабатывается [338, 423].

Песок формовочный. На площади выявлено одно среднее месторождение формовочных песков – Губдорское (VI-3-21), приуроченное к позднеплейстоценовым аллювиальным отложениям первой и второй надпойменных террас р. Вишера и имеющее форму пластообразной залежи длиной 4,5 км и шириной 200–400 м. Полезная толща месторождения представлена двумя классами песков: кварцевыми (70,6 % от всего объема) и тощими. Газопроницаемость песков колеблется от 62 до 733 см/с.

Глины буровые. В северо-восточной части листа находится среднее месторождение буровых глин позднеюрско-раннемелового возраста – Керкинское (I-1-6), представленное пластообразным телом каолин-гидрослюдистого состава. Протяженность пласта 420 м, мощность от 7 до

36,5 м. Всего по месторождению подсчитано балансовых запасов глин по категориям А, В и C_1 – 1625 тыс. $м^3$. В настоящее время месторождение законсервировано. Второе среднее месторождение – Бадьинское (I-4-13) представляет собой пластообразную, горизонтально залегающую залежь длиной 1000 м, шириной 820 м и мощностью 1,5–3,0 м. Глубина залегания 0,2 м. Запасы глин по категориям А, В и C_1 оценены в 2452 тыс. т.

Глины красочные и другие минеральные краски. В районе развития мезозойско-кайнозойских кор выветривания по доломитам ваполской свиты верхнего рифея на Джежимпарминском поднятии выявлено проявление красочных глин Джежимпарминское (IV-1-5), представленное песчанистыми или алевритистыми пластичными монтмориллонит-гидрослюдистыми глинами, цементирующими щебнево-дресвяный элювий. Глины ярко-желтого цвета распространены на площади 40 000 $м^2$. Мощность полезной толщи колеблется от 0,1 до 10,0 м, составляя в среднем 9,5 м. Мощность вскрышных пород 22,5 м. Глины пригодны в качестве минеральных пигментов (ГОСТ 6-10-430-80 марки «0–3» – густотертые краски). Прогнозные ресурсы по категории P_3 составляют 300 тыс. т [423].

Агросырье. В юго-восточной части территории находится единственное проявление гажи – Раскатское (V-4-18). Среднеплейстоценовый горизонт гажи с линзами торфогажи общей мощностью 0,2–1,4 м залегает на серых глинах и перекрывается торфом мощностью 1,6–4,7 м. Суммарное содержание $CaCO_3$ и $MgCO_3$ в гаже составляет 72,39–85,11 %. Объем гажи равен 157,6 тыс. $м^3$ на площади подсчета 167,6 тыс. $м^2$.

Асфальтит. В Тимано-Печорской минерагенической провинции и на территории провинции Русской плиты, в пределах нефтегазоносных тектонических структур, открыты четыре проявления и одно среднее месторождение асфальтитов. Проявления Нибельское (II-2-5), Бадъельское (II-2-11) и Нижнеомринское (II-2-14) представляют собой примазки гудронообразного битума по трещинам в известняках кодачской свиты, а на Северо-Кельтменском (Елмач-Парминском) проявлении (V-2-6) наибольшая концентрация асфальтита наблюдается в пористых песчаниках синдорской свиты нижней перми. В последних, помимо включений твердого битума, отмечается приток тяжелой нефти. Мощности битуминозных пластов названных проявлений колеблются от 0,6 до 13,0 м, а содержание в них асфальтита – 3,37–7 %.

Среднее месторождение Ижемское (участки Леккемский и Нямедский) (II-1-2) приурочено к присводовой части Нямедской антиклинальной складки и ее юго-западному крылу. На месторождении выявлено два пластообразных, наклонно залегающих тела длиной 500 м, шириной от 25 до 100 м и мощностью 20–40 м. Битумы, состоящие из гильсонита, грэемита и пиробитума, крайне неравномерно заполняют карстовые поры, каверны, полости и трещины в доломитах ижемской свиты верхнего девона и лунвильской свиты нижнего карбона. Среднее содержание асфальтита в руде 1,47 %. Забалансовые запасы во вкрап-

ленных рудах составляют 3975 тыс. т. Битумы могут использоваться в дорожном строительстве для получения асфальтовых смесей.

Соли натриевые, магниевые, калиевые. На площади Предуральского краевого прогиба выделяются два соленосных бассейна: Верхнепечорский и Верхнекамский.

Верхнепечорский соленосный бассейн открыт в 1954 г. геолого-поисковой конторой «Войвожнефтегазразведка» при проведении структурно-поискового бурения на нефть и газ и включает в себя крупное Верхнепечорское (Якшинский участок) месторождение (IV-3-2) и многочисленные проявления солей. Протяженность бассейна с севера на юг составляет 65—70 км, а с запада на восток — 50—55 км. Северное и южное замыкание бассейна не изучено. В структурном отношении Верхнепечорский соленосный бассейн приурочен к южной части внешней структурной зоны Верхнепечорской впадины, а соленосные отложения относятся к курьинской свите, лекской и кошелевской свитам нерасчлененным кунгурского яруса нижней перми. Соляная толща имеет мощность от 180 до 460 м, в ее разрезе выделяются три зоны: покровных каменных солей мощностью до 21,6 м; калийно-магниевых солей (до 60 м) и подстилающих каменных солей мощностью 90 м. Зона покровной каменной соли, кровля которой залегает на глубинах 125—1127 м, сложена разнозернистым галитом с большим количеством примесей и прослоями темно-серой глины. Зона калийно-магниевых солей распространена почти на всей площади соленосного бассейна и отсутствует только в сводовых частях антиклинальных складок в его восточной части. Разрез этой зоны представлен чередованием слоев карналлита, сильвинита, карналлит-сильвинитового агрегата, каменной соли, глинисто-алевритовых пород и глин. Прослои каменной соли имеют мощность от 0,3 до 5 м, прослои глинисто-алевритовой породы и глин достигают 2 м. Наиболее выдержанной по мощности, строению, качеству и площадному распространению является зона подстилающей каменной соли сложного строения, имеющая среднее содержание хлористого натрия 88 % [355].

На Верхнепечорском месторождении в 1960—1963 гг. была проведена предварительная разведка. Здесь пробурено 16 скважин по сети от 1,8 до 4,7 км, что обеспечило разведанность месторождения по категории C_2 по пяти кондиционным пластам мощностью от 2 до 7 м с содержанием хлористого калия от 13,7 до 25—30 %, хлористого магния — от 15,5 до 23,8 %. Запасы по категории C_2 в ТКЗ не утверждались, а были приняты НТС Ухтинского ТГУ 6.12.1965 г. в следующих количествах: общие запасы калийно-магниевых солей ($MgO + K_2O$) — 243 млн т, хлорида калия — 124,4 млн т, каменной соли — 13 316 млн т.

На территорию листа, во Внешнюю структурную зону Соликамской впадины, своей крайней северной частью заходит Верхнекамский соленосный бассейн площадью около 6,5 тыс. км^2. В меридиональном направлении бассейн вытянут на 200 км (около 45 км на территории листа) при ширине до 50 км. Протяженность калийных залежей в пределах исследованной территории с севера на юг составляет 25 км, а с запада на восток около 23 км. Соленосными отложениями являются образова-

ния кунгурского яруса нижней перми, представленные двумя зонами: нижней – сильвинитовой и верхней – сильвинит-карналлитовой. Сильвинитовая зона средней мощностью 14 м сложена четырьмя пластами красных сильвинитов, разделенных межпластовой каменной солью, из которых пласт KpII считается основным. Мощность пласта колеблется от 0,35 до 6,7 м, составляя в среднем 3,4 м. Среднее содержание KCl в продуктивном пласте – 18,5 %, нерастворимых примесей – 1,7 %, $MgCl_2$ – 0,22 %. Сильвинит-карналлитовая зона, представленная девятью продуктивными линзовидными пластами, имеет мощность от 6,5 до 127 м, а мощность пластов изменяется от 0 до 32,1 м. Перекрываются соленосные пласты интенсивно обводненными терригенно-карбонатными и терригенными образованиями соликамской свиты со средней мощностью 105 м. По данным З. А. Леоновой-Вендровской (1989), для наиболее распространенного сильвинитового пласта KpII запасы по категории C_2 составляют 1 254 280 тыс. т.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Минеральные промышленные

Бромные, йодные. В Тимано-Печорской минерагенической провинции при бурении скважин на нефть и газ выявлены минеральные воды с бромом и йодом на трех нефтегазоносных месторождениях и 15 площадях, на которых выделяются три водоносных комплекса.

Наиболее древний комплекс верхнего кембрия–верхнего силура в связи с большими глубинами его залегания изучен недостаточно и на площади представлен одним проявлением (I-1-2) – Северо-Кабантывожская площадь (скв. 95). Для комплекса характерно распространение высокоминерализованных вод хлоркальциевого типа в песчаниках нибельской свиты, в которых содержание брома достигает 767 мг/л, а йода – 8 мг/л. Содержание солей в водах до 199 г/л, и в них присутствуют следующие микрокомпоненты (мг/л): бор (до 150), стронций (до 550), литий (до 22) и рубидий (до 5).

Водоносный комплекс девона является наиболее распространенным на территории Тимано-Печорской провинции (21 проявление) и имеет сложный характер: резкие изменения мощности и глубин залегания, которые колеблются от 992 до 3295 м. В большинстве своем коллекторами минерализованных вод служат доломитизированные известняки, песчаники и алевролиты с прослоями известняков, а водоупором – глинистые и глинисто-карбонатные отложения мощностью от 20–36 до 500–800 м. Высокими коллекторскими свойствами характеризуются образования аргиллито-алевролитовой и песчаной толщ нижнего–среднего девона, вельюской, джьерской, тиманской и восточносавиноборской свит. Минерализация вод этого комплекса изменяется в широких пределах – от 30 до 242 г/л. Газовый состав подземных вод характеризуется наличием (%): метана (66–89,6), азота (2,43–19,91) и углекислого газа (0,04–18,5). Содержание брома находится в пределах 349–847 мг/л, а йода – 3–55,2 мг/л. В минерализованных водах наблюдается широкий диапа-

зон микроэлементов (мг/л): бор (до 64), стронций (до 550), литий (до 20), рубидий (до 2,6), цезий (до 0,003) и калий (до 1000).

Одно проявление бромсодержащих вод относится к комплексу нижнего карбона—нижней перми — (I-4-9) — Вуктыльская площадь (скв.25). Минерализованные воды залегают на глубине 3570—3600 м в известняках кременской свиты и содержат 389 мг/л брома и 10 мг/л йода. Минерализация вод 239 г/л. По-видимому, хлоридные подземные воды обогащались бромом в процессе концентрации вод морских бассейнов, а обогащение вод йодом генетически связано с морскими отложениями, богатыми органикой.

Кроме того, водоносные горизонты с высокими содержаниями брома и йода в отдельных скважинах, пробуренных на нефть и газ, выявлены в южной части территории, в пределах Волго-Уральской нефтегазоносной провинции. Минерализованные воды относятся к девонским и нижнекаменноугольно-нижнепермским отложениям. Воды хлоридно-натриево-кальциевые с минерализацией 247—270 г/л, содержание брома в них колеблется от 500 до 1000 мг/л, йода — от 10 до 20 мг/л.

Минеральные лечебные

Радоновые. Единственное проявление радоновых хлоридно-натриевых вод — Березовский источник (V-4-4) — расположено в районе Верхнеберезовской гидрохимической аномалии, где разгрузка подземных вод осуществляется в русле р. Березовая в виде многочисленных грифонов, а дебит скважин, пробуренных в районе источника, составляет 15,6—16,6 л/с. Воды являются газонасыщенными, их основную часть составляют азот и редкие газы — 97 %. Минерализация воды — 1,2 г/л; в ней содержится 10 мг/л кремнекислоты, 0,015 мг/л — лития, 0,118 мг/л — стронция, $5{,}2 \times 10^{-6}$ г/л — урана, $1{,}7 \times 10^{-11}$ г/л — радия и 1800 эман — радона. По своим химическим и физическим свойствам минеральные воды Березовского источника аналогичны радиоактивным азотным термам курортов Белокурихи (Алтай) и Цхалтубо (Кавказ), поэтому Верхнеберезовскую гидрохимическую аномалию можно рассматривать как источник лечебных радоновых вод, на базе которого возможна организация бальнеологической лечебницы.

Питьевые

Единственное (малое) месторождение питьевых вод Вагранское (VI-6-57) расположено к югу от станции Бокситы. Водоносный горизонт трещинно-жильного типа приурочен к известнякам ранне-среднедевонского возраста. Запасы месторождения по категориям А + В оцениваются в 48,8 тыс. м^3/сут. В настоящее время месторождение не эксплуатируется.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА

ТВЕРДЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа располагается в пределах трех крупных тектонических блоков земной коры: Восточно-Европейской эпикарельской платформы, Тимано-Печорской эпибайкальской платформы и Уральской складчатой системы. Для каждого из этих блоков характерна своя минерагеническая специализация, обусловленная особенностями структурно-формационной и тектонической эволюции. Названные выше главные тектонические элементы региона соответствуют рангу минерагенических провинций и поясов, соответственно: минерагеническая провинция Русской плиты; Тимано-Печорская минерагеническая провинция и Уральский минерагенический пояс. В северо-восточной части территории в виде незначительного фрагмента представлена Сосьвинско-Салехардская бокситоносно-угленосная минерагеническая зона, относящаяся к Западно-Сибирской минерагенической провинции. Ниже приводится краткая характеристика выделяемых минерагенических таксонов (с запада на восток).

Минерагеническое районирование территории базируется на установленной или предполагаемой связи полезных ископаемых с вещественными комплексами, относящимися к той или иной структурно-формационной зоне и конкретным этапам эволюции земной коры в пределах характеризуемой территории с учетом тектонической, магматической и гидротермальной активности отдельных блоков коры.

Районирование по россыпной металлоносности определяется разработанными для Урала В. С. Шубом, А. Г. Баранниковым и др. [194] генетической и временной моделями россыпеобразования, созданными на основе материалов специализированных геолого-геоморфологических, поисково-разведочных и эксплуатационных работ многих десятилетий. В основе предлагаемого районирования – структурно-геоморфологический принцип, в соответствии с которым перспективные на россыпи районы листа P-40 относятся к трем смежным геоморфологическим районам: денудационно-аккумулятивные равнины и возвышенности Предуралья и Южного Тимана; горное сооружение Северного Урала, включающее зону кряжа и предгорья (западный и восточный склоны); денудационно-аккумулятивная равнина Зауралья. Объекты выделяемых на геоморфологической основе минерагенических зон различаются ве-

щественным составом, генетическими и морфогенетическими типами россыпей, временем их формирования.

В связи с недостаточной изученностью минерагеническое районирование **провинции Русской плиты** по твердым полезным ископаемым на территории листа не производится. Из потенциально продуктивных геологических формаций на этой территории следует отметить: лагунно-континентальную песчано-глинистую позднепермскую формацию (кужбинская свита), вмещающую минерализацию медистых песчаников; мелководную карбонатно-глинистую позднепермскую формацию (синдорская свита), трещиноватые, пористые породы которой в пределах нефтегазоносных структур являются благоприятной средой для размещения твердых асфальтовых битумов и серной минерализации.

Минерагенический профиль **Тимано-Печорской провинции** определяют объекты полезных ископаемых, сформированные в каледоно-герцинскую и альпийскую минерагенические эпохи. В рамках листа P-40 на территории провинции выделены Тиманская бокситоносная и Тимано-Печорская сланценосная минерагенические зоны (бассейны).

На площади Тиманского бокситоносного бассейна ($11.Al/D_2{-}C_1$) выделяется Южно-Тиманский бокситоносный район (11.1.Al), контуры которого соответствуют выходу на дневную поверхность образований нижнекаменноугольной терригенной формации (терригенная толща), включая площадь с ее неглубоким (до 200 м) залеганием под вышележащими отложениями нижней и верхней подсвит кодачской свиты. Бокситы вместе с бурыми углями и железорудной минерализацией осадочного генезиса формируют в породах терригенной толщи угленосно-бокситово-железорудную формацию. Накопление бокситов связано с корами выветривания, развитыми в основном по глинисто-карбонатным породам фаменского возраста и переотложенными в депрессионные формы дорудного рельефа эрозионного и эрозионно-карстового происхождения (карстовые воронки, озерно-балочная сеть, долины различных порядков, склоны поднятий). Основным отрицательным фактором, повлиявшим на качество бокситов района, явились широко развитые на стадии позднего диагенеза процессы заболачивания, приводившие к интенсивному химическому разубоживанию руд (каолинизация, пиритизация и пр.) [360].

В границах Южно-Тиманского района выделяются бокситоносные узлы: Ижемский (11.1.1), Верхневольский (Вольинский) (11.1.2). В пределах Верхневольского узла находятся уже известные и частично разведанные месторождения алюминия; на территории Ижемского узла – только проявления. Наиболее перспективным считается Ижемский узел, так как здесь прогнозируется выявление залежей более высококачественных бессернистых и маложелезистых бокситов ложкового и долинного морфогенетических типов. Перспективы обусловлены тем, что площадь Ижемского узла располагается за пределами границы распространения подбокситоносных углистых пород озерно-болотных фаций, с которыми, как правило, связана пиритизация (повышенная сернистость) и дебокситизация продуктивных образований [360].

В настоящее время на территории Южно-Тиманского района (в пределах листа) выявлены и частично разведаны три месторождения

бокситов – Тимшерское, Пузлинское и Верхневольское, представленное залежью Вольская 1. По своим параметрам бокситы месторождений близки к Североонежским. Суммарные запасы бокситов Тимшерского и Пузлинского месторождений, принятые ГКЗ на баланс, составляют по категории C_1 – 117,572 млн т, C_2 – 30,488 млн т. Не учтенные балансом запасы залежи Вольская 1 категории C_2 – 3,4 млн т.

Прогнозные ресурсы бокситов Южно-Тиманского района по состоянию на 1.01.1993 г., при апробации в Роскомнедра были сняты с учета из-за низкого качества сырья. Одной из основных причин, повлиявших на это решение, является их высокая сернистость, в наибольшей степени проявленная в бокситах Тимшерско-Пузлинской и Эжвадор-Зеленецкой площадей.

Наибольший практический интерес в настоящее время представляют прогнозируемые в пределах Ижемского и Верхневольского бокситоносных узлов залежи бессернистых каолинит-гиббсит-бемитовых бокситов, связанных с объектами ложкового морфогенетического типа, подобными рудам залежи Вольская 2 Верхневольского месторождения (залежь располагается за рамкой листа). Особенно перспективной в этом плане выглядит площадь Ижемского узла. Прогнозные ресурсы бессернистых бокситов Верхневольского (фланги Верхневольского месторождения) и Ижемского рудных узлов на 1.01.2003 г. соответственно оценены в количестве 55 млн т (категория P_1) и 70 млн т (категория P_2).

В целом для Южно-Тиманского района, по состоянию на 1.01.2003 г., предложенные к апробации ресурсы высококачественных бессернистых бокситов составляют: категории P_1 – 104 млн т; категории P_2 – 178 млн. т. Предварительно апробированные ВИМСом прогнозные ресурсы района составляют: категории P_1 – 49 млн т; P_2 – 143 млн т.

Тимано-Печорская сланценосная минерагеническая зона (бассейн) – 12.СГ/J_3 охватывает площадь развития мелководной песчано-глинистой формации позднеюрско-раннемелового возраста (паромесская свита), образования которой вмещают пласты горючих сланцев. В пределах бассейна выделен Ижемский сланценосный район (12.1.СГ), в свою очередь включающий в себя Айювинский сланценосный узел (12.1.1.СГ). Накопление илистого и органического вещества – будущего материала сланцев осуществлялось в спокойных водах иловой впадины эпиконтинентального мелководного моря.

В пределах Айювинского узла находится одноименное месторождение горючих сланцев, запасы которого учитываются Госбалансом по категории C_2 в количестве 550 млн т с $Q^c_б$ – 1200–2000 ккал/кг (5,04–8,40 МДж/кг), T^d_{sk} – 5–10 %; S^d_t – 2,1–5,6 %. Сланцы месторождения относятся к сапропелево-гумусову типу (выход смолы на органическую массу менее 50 %), технологическому классу (выход смолы на сухую массу составляет 10,3–15,6 %, содержание серы в смоле 4,3–7,8 %), карбонатному виду (содержание окиси кальция и магния в золе превышает 20 %) и смоляной группе. Исходя из промышленной классификации, сланцы могут использоваться только для технологической переработки (полукоксование с целью получения смолы). Зола сланцев по химическому составу имеет высокое содержание вяжущих компонентов (CaO, MgO), составляющих в сумме 39,8–46,3 %. Эта особенность позволяет

использовать ее в производстве строительных материалов как добавку к цементу или в качестве гидравлического воздушновяжущего вещества.

Прогнозные ресурсы горючих сланцев Ижемского района категории P_2 с теплотой сгорания свыше 1200 ккал/кг (5,04 МДж/кг) оцениваются в 3338 млн т; в том числе: 1200–1600 ккал/кг (5,04–6,72 МДж/кг) – 948 млн т; 1600–2000 ккал/кг (6,72–8,4 МДж/кг), T^d_{sk} – 5–10 %; S^d_t – 2–4 % – 1713 млн т; 2000 ккал/кг (8,4 МДж/кг), T^d_{sk} – 10–15 %; S^d_t – 2,6–5,6 % – 677 млн т.

Ресурсы Айювинского узла категории P_2, в пределах установленного и предполагаемого контура распространения сланцевой толщи, составляют 2528 млн т, в том числе с Q^c_6 более 2000 ккал/кг – 677 млн т [355].

Перспективы Тимано-Печорской провинции на твердые полезные ископаемые не ограничиваются горючими сланцами и бокситами. С терригенной рудоносной формацией среднего девона (чибъюская свита) связаны проявления ископаемых россыпей алмазов. Отложения глинисто-карбонатной формации (кодачская и ижемская свиты), а также карбонатная формация (лунвильская свита) раннего карбона в пределах зон нефтегазонакопления являются благоприятной средой для локализации твердых асфальтовых битумов. В тех же условиях породы ижемской свиты благоприятны для размещения серной минерализации. Терригенные образования континентальной глинисто-песчаной формации среднеюрского возраста (сысольская свита) вмещают линзовидные слои бурых углей. В мезозойско-кайнозойской коре выветривания, предположительно развитой по минерализованной зоне, формировалось комплексное никель-кобальтовое оруденение остаточного типа. В миоцен-плиоценовых рудоносных гравийно-галечных и песчаных образованиях, выполняющих эрозионно-карстовые воронки и палеодепрессии, зафиксированы единичные находки алмазов, в голоценовых песчано-галечных образованиях первых надпойменных террас присутствует марганцевое оруденение инфильтрационного типа.

Предуральская автономная минерагеническая мегазона (вне минерагенических провинций и поясов) на территории листа разделена на Северо-Предуральскую угленосно-соленосную (9hl,УК,УБ/P) и Средне-Предуральскую железо-меднорудную соленосную (10.sy,hl,Cu,Fe/P) минерагенические зоны, в границах которых, соответственно, выделяются Верхнепечорский (VI hl, crl,sy/P_1) и Верхнекамский (VIII crl,sy,hl/P_1) соленосные бассейны, локализующиеся в пределах внешних структурных зон Верхнепечорской и Соликамской впадин Предуральского краевого прогиба. Минерагеническая специализация подразделений обусловлена широким развитием в их пределах натриевых, магниевых и калиевых солей. Продуктивными являются отложения нижней мелководно-лагунной молассы раннепермского возраста: курьинская, лекская и кошелевская свиты для Верхнепечорского бассейна, березниковская свита – для Верхнекамского. Значительные запасы и ресурсы натриевых, магниевых и калиевых солей сосредоточены в Верхнепечорском соленосном бассейне. Продуктивными здесь являются образования раннепермских курьинской, лекской и кошелевской свит.

Вследствие неравномерной изученности бассейна, подсчет прогнозных ресурсов производился по его северной и южной частям. Ресурсы калийно-магниевых солей, подсчитанные на площадях развития к северу и югу от площади Якшинского участка, отнесены к категории P_1, по остальной территории соленосного бассейна (к северо-востоку и востоку от площади участка и прогнозных ресурсов категории P_1) подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2. Ресурсы каменной соли категории P_1 подсчитаны на всю территорию бассейна в пределах Республики Коми [355]. В южной части бассейна произведен подсчет прогнозных ресурсов только каменной соли по категории P_3. Ресурсы категории P_1 Верхнепечорского соленосного бассейна составляют (млн т): MgO – 148; K_2O – 141; NaCl – 592 000. Прогнозные ресурсы K_2O категории P_2 равны 1186 млн т и NaCl категории P_3 – 28 000 млн т.

Значительная глубина залегания продуктивной пачки (около 100 м) исключает возможность извлечения ее открытыми работами. Добыча калийно-магниевых солей возможна способом подземного выщелачивания. Освоение Верхнепечорского бассейна не предусматривается в связи с тем, что в настоящее время разрабатываются соли Верхнекамского месторождения, полностью обеспечивающего потребности региона.

С геологическими формациями внешней структурной зоны Верхнепечорской впадины также связана минерализация медистых песчаников, приуроченная к терригенным отложениям верхней континентальной молассы (илычская и лунвожпальская свиты верхней перми). Предполагается связь медистых песчаников с гидротермальной деятельностью завершающего этапа каледоно-герцинского тектогенеза. Терригенные породы илычской свиты кроме того вмещают маломощные прослои каменных углей.

Уральский минерагенический пояс занимает обширную площадь в центральной и восточной частях листа и подразделяется на: Западно-Уральскую, Центрально-Уральскую и Тагильскую минерагенические мегазоны, специализацию которых определяет широкий спектр полезных ископаемых, сформированных в байкальскую, каледоно-герцинскую и альпийскую минерагенические эпохи.

Западно-Уральская минерагеническая мегазона на территории листа представлена Кожимско-Висимской золото-железорудно-полиметаллической, Верхнеманьинско-Синегорской железо-золоторудной и Белокатайско-Чусовской железорудно-угленосно-бокситоносной минерагеническими зонами.

Кожимско-Висимская минерагеническая зона (4.Pb,Zn,Fe,Au/$Є_3$–MZ) соответствует площади распространения вещественных комплексов среднего структурного этажа Бельско-Елецкой СФЗ (в возрастном интервале от кембрия до карбона), в южной части листа (Колчимско-Полюдовское поднятие) – с отдельными структурно-эрозионными выходами фундамента, сложенными позднерифейскими образованиями. Минерагенический облик зоны сформирован процессами рудообразования каледоно-герцинской и альпийской минерагенических эпох; в ее границах выделяются: Илычская свинцово-цинковая рудная

зона, Вишерско-Висимская марганцево-золото-железорудная зона, Щугорско-Вуктыльский угленосный район.

Контуры *Илычской свинцово-цинковой рудной зоны* (4.1.Pb,Zn/O_2–S_1) отвечают площади развития пород рудоносной доломитовой формации позднеордовикско-раннесилурийского возраста (табаротинская серия), перспективной на полиметаллическое стратиформное оруденение. В рамках рудной зоны выделен *Шантым-Прилукский свинцово-цинковый узел* (4.1.1.Pb,Zn), в пределах которого размещаются три близко расположенных друг от друга проявления этого типа. Вопрос о генезисе свинцово-цинковой минерализации является дискуссионным. По мнению одних исследователей [60], полиметаллическое оруденение имеет телетермальное, эпигенетическое происхождение, контролируется зонами «скрытых» поперечных разломов и сформировано в позднем палеозое; другие считают его сингенетичным (Курзанов, 2005). Скорее всего оруденение сформировалось за счет сингенетичного металла при участии более поздних рудоносных гидротерм, т. е является полигенным и полихронным.

В пределах Шантым-Прилукского рудного узла выявлены рудопроявления: Закола-Йоль, Сотчем-Йоль и Шантым-Прилук, считавшиеся ранее месторождениями; по ним был произведен подсчет запасов свинца, цинка и меди категории C_2 до глубины 100 м [355]. Запасы проявления Сотчем-Йоль составили (тыс. т): меди – 1,5, цинка – 1, свинца – 0,4. Запасы проявления Закола-Йоль (тыс. т): свинца – 6,5, цинка – 2,1. Запасы проявления Шантым-Прилук (тыс. т): свинца – 11, цинка – 7,3. Масштабы запасов свидетельствуют о том, что промышленного значения эти объекты на данной стадии изученности не имеют. Кроме того, Шантым-Прилукское и Сотчем-Йольское проявления располагаются на территории Печоро-Илычского Государственного природного биосферного заповедника.

Прогнозные ресурсы Шантым-Прилукского рудного узла оценивались по категории P_2 в количестве (тыс. т): Pb – 570, Zn – 500 и Cu – 40. Ресурсы категорий P_3 всей Илычской рудной зоны (принятая площадь – 1500 км^2) составили (тыс. т): Pb – 2200, Zn – 1300, Cu – 180. Глубина прогноза в обоих случаях – 400 м [355]. В настоящей работе площадь Илычской рудной зоны принята равной 790 км^2; вследствие чего прежние ресурсы подразделения пропорционально уменьшены и оценены (тыс. т): Pb – 1100, Zn – 680 и Cu – 90.

Следует отметить, что территория, на которой располагаются перспективные свинцово-цинковые минерагенические подразделения, экономически освоена слабо, ближайшая ж. д. станция Троицко-Печорск находится в 150 км к юго-западу от проявлений, дороги отсутствуют.

Вишерско-Висимская марганцево-золото-железорудная зона (4.2.Fe, Au, Mn/O_2–MZ) выделяется в южной части Кожимско-Висимской минерагенической зоны в виде субмеридиональной полосы, примыкающей с запада к Осевому надвигу и соответствующей Мойвинско-Кутимской зоне смятия. Железорудная минерализация гидротермально-метасоматического и остаточного генезиса локализуется в терригенно-карбонатных и сланцево-карбонатных отложениях ордовикско-силурийского возраста (чувальская и тошовская свиты ордовика, сланцевая толща

раннесилурийского возраста). Рудоконтролирующими структурами являются зоны надвигов субмеридионального простирания. Для многочисленных железорудных объектов гидротермально-метасоматического генезиса, наиболее крупными из которых являются месторождения Верхне- и Нижнечувальское, вмещающими породами являются доломитизированные известняки, доломиты и глинисто-известковистые сланцы. По ним развиваются ферритные коры выветривания, иногда достаточно мощные (до 100 м).

Силурийские отложения характеризуемой зоны, представленные углисто-глинистыми и известковистыми сланцами и рассланцованными глинистыми известняками, имеют аномальную золотоносность; они насыщены кварц-кальцитовыми и карбонат-кварцевыми жилами и прожилками с золотом и убогой сульфидной минерализацией. Отмечаются золоторудные проявления и многочисленные пункты минерализации, относимые к золото-кварц-сульфидной рудной формации. Наибольшее количество жил сосредоточено в верхней части сланцевой толщи, вблизи контакта с перекрывающими известняками, слагающими надвиговые покровы и, по-видимому, выполнявшими роль экрана для гидротермальных рудоносных растворов. Предполагается генетическая связь железа и золота [214]. Основными рудоконтролирующими структурами для последнего также являются разрывные нарушения субмеридионального и субширотного простирания, а рудолокализующими – многочисленные оперяющие и межпластовые нарушения с зонами межпластового брекчирования. Формирование рудных жил и прожилков связывается с коллизионным этапом развития Урала; при этом возможно, что одним из источников рудного вещества являлись углисто-глинистые сланцы.

В пределах рудной зоны выделяется *Расьинско-Приисковский золото-железорудный узел* (4.2.1.Fe,Au), включающий площади двух потенциальных золоторудных полей, выделенных при проведении ГДП-200 листа P-40-XXIX [252]. На этой территории известны Верхне- и Нижнечувальское железорудные месторождения, предположительно генетически связанные с ними золоторудные проявления Плита (V-5-15) и Чувальская жила (V-5-18) и многочисленные пункты минерализации золота и серебра с содержаниями: золота – 0,2–3,1 г/т, серебра – 1,9 г/т. Известны и россыпные проявления золота, приуроченные к русловым и пойменным отложениям неоплейстоцен-голоценового возраста. Оруденение золото-сульфидно-кварцевой формации связано с сульфидизированными кварцевыми или карбонат-кварцевыми жилами и прожилками в сланцевой толще силура.

Прогнозные ресурсы железной руды Расьинско-Приисковского узла оцениваются нами в 2000 тыс. т (удвоенные запасы категории C_1) исходя из представлений о гидротермально-метасоматическом генезисе известных объектов, позволяющем прогнозировать рудную минерализацию на глубине. Это особенно актуально для территории Нижнечувальского месторождения, где рудные тела имеют довольно крутой угол падения и прослежены до глубины 86 м. Предполагается связь оруденения этого типа с прогнозируемым по геофизическим данным интрузивным массивом магнитных пород основного состава. Зона положительных аномалий силы тяжести и вертикальной составляющей магнитного

поля имеет северо-восточное простирание и сечет все установленные геологические структуры. По геофизическим данным расстояние до предполагаемого интрузивного массива не превышает 2 км [252].

В связи с тем, что оценка прогнозных ресурсов золота, выполненная авторами ГДП-200 для Расьинского рудного поля, была необоснованно завышена (60 т при среднем содержании 1 г/т), нами произведен расчет ресурсов золота для узла в целом по следующим параметрам: площадь узла – 260 км^2, удельная продуктивность – 200 кг/км^2 (минимальная для площадей такого ранга и типа пород в соответствии с Методическим руководством ЦНИГРИ по оценке прогнозных ресурсов [26]), понижающий коэффициент – 0,7. В результате, прогнозные ресурсы коренного золота категории P_3 для Расьинско-Приисковского прогнозируемого узла составляют 36 т.

Щугорско-Вуктыльский угленосный район (4.3.УК/C_1) охватывает площадь распространения песчано-глинистой формации раннекаменноугольного возраста (пэчаельская толща), вмещающей маломощные прослои, линзы и пласты каменных углей. На территории района находится несколько проявлений каменного угля, наиболее крупным из которых является Подчерем-Вуктыльское. Предполагается, что угольные пласты проявления имеют продолжение на север, где за рамкой листа располагается Еджид-Кыртинское малое непромышленное месторождение каменных углей. Прогнозные ресурсы проявления категории P_1, подсчитанные до глубины 600 м, составляют 67 млн т угля. Прогнозные ресурсы южной части Щугор-Вуктыльского угленосного района категории P_3 оценены В. И. Яцуком (1958) в 45 млн т угля. На основании этого в пределах района можно предполагать открытие малых месторождений угля.

В пределах Кожимско-Висимской минерагенической зоны, кроме охарактеризованных выше, выделяются продуктивные геологические формации, с которыми связаны проявления и пункты минерализации различных полезных ископаемых, в том числе: железа осадочного и остаточно-инфильтрационного генезиса, флюорита, алюминия, молибдена, вольфрама; а также ископаемая россыпь алмазов. Флюоритовая минерализация отмечается в известняково-доломитовой бражкинской толще раннего карбона и известняково-глинисто-кремнистой кременской толще среднего карбона. Терригенная угленосная формация западноуральской свиты нижнего карбона является вмещающей средой не только для маломощных пластов каменных углей, но и для бокситоносных пород, представленных железистыми сиаллитами и аллитами. Кроме того, бокситоносные породы приурочены к песчано-глинисто-известняковой формации раннедевонско-каменноугольного возраста (пашийская свита). К этой же формации, но к более нижним ее уровням (такатинская свита), приурочена промышленная ископаемая россыпь алмазов (Ишковский участок). Потенциально перспективными на ископаемые россыпи алмазов (зафиксированы единичные находки) являются кварцевые песчаники и конгломераты раннесилурийской песчано-карбонатной колчимской и кембрийской галечно-песчаной полюдовской свит.

Верхнеманьинско-Синегорская железо-золоторудная минерагеническая зона (5.Au,Fe/$Є_3$–O(MZ) в границах листа P-40 соответствует площади Присалатимского района Зилаиро-Лемвин-

ской СФЗ. Основная рудовмещающая формация – рифтогенная смешанная – терригенная и базальтовая позднекембрийско-ордовикского возраста (саранхапнерская и хомасьинская свиты). Известные в настоящее время проявления и пункты золоторудной минерализации, относимые к золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формациям, локализуются в базальных груботерригенных отложениях саранхапнерской (проявления II-6-18 и II-6-25) и углеродистых сланцах хомасьинской свиты.

В границах минерагенической зоны, в бассейне верховьев р. Няйс, прогнозируется *Няйский золоторудный узел* (5.0.1.Au) (Восточно-Няйсманьинский – по Г. А. Петрову), на площади которого, кроме золоторудных, отмечаются многочисленные меднорудные проявления и пункты минерализации. В долине р. Иоутынья локализуется малое россыпное месторождение золота (II-6-24). Прогнозные ресурсы оцениваются по удельной продуктивности 120 кг/км^2, полученной для этой территории В. Н. Кошевым и В. А. Душиным [356]. При площади выделяемого перспективного рудного узла 490 км^2 и поправочном коэффициенте 0,5 прогнозные ресурсы коренного золота категории P_3 составят 30 т.

Белокатайско-Чусовская железорудно-угленосно-бокситоносная минерагеническая зона (6.Al,УК,Fe/O_3–C) попадает на территорию листа своим северным окончанием; проявлений каких-либо полезных ископаемых на этом незначительном ее участке не выявлено.

Центрально-Уральская минерагеническая мегазона, соответствующая площадям выходов на современную поверхность допалеозойских вещественных комплексов, на территории листа P-40 включает: Ляпинскую редкометалльно-вольфрамово-золоторудную хрусталеносную, Ишеримскую железо-вольфрамово-золоторудную и Кваркушско-Каменогорскую золото-хромит-железорудную минерагенические зоны.

Ляпинская редкометалльно-вольфрамово-золоторудная хрусталеносная минерагеническая зона – 1.q,Au,W,R/R_2–O(PZ_3) на характеризуемой территории соответствует Маньхамбовскому и Выдерьинско-Ниолсовскому антиклинориям, сложенным осадочно-вулканогенными образованиями среднерифейско-вендского возраста; на крыльях структур и в межгорных трогообразных впадинах центральных частей антиклинориев местами картируются сохранившиеся от эрозии груботерригенные отложения раннеордовикского возраста, интерпретируемые как рифтогенные. Для этой зоны в пределах листа характерно развитие редкометалльной (тантал-ниобиевой), золоторудной, редкоземельной (в т. ч. – с ураном) и медной минерализации. Формирование концентраций названных полезных ископаемых происходило, по-видимому, многоактно, в течение длительного периода геологического времени и генетически связано с различными вещественными комплексами и процессами. Так, предполагается связь медного оруденения с позднерифейско-ранневендскими базитовыми комплексами, а редкоземельной и тантал-ниобиевой минерализации – с формированием венд-кембрийского гранит-лейкогранитового сальнерско-маньхамбовского комплекса. Рудовмещающими для редкоземельного

оруденения являются сами гранитоиды, а также позднерифейско-ранневендская базальт-риолитовая (саблегорская свита) и карбонатно-алевролито-глинистая позднерифейская (мороинская свита) формации. Золоторудная минерализация приурочена к мороинской свите и, по-видимому, является полигенной (сформированной за счет различных источников вещества – мантийных и коровых) и полихронной, с возможным интервалом формирования от рифея до позднего палеозоя. К проявлениям минерагении палеозойского (каледоно-герцинского) этапа относится, наряду с золотом, хрусталеносная минерализация, отмечаемая в самых различных по возрасту и составу образованиях района.

В границах Ляпинской минерагенической зоны выделяется *Турупьинско-Маньхамбовский редкометалльный рудный район* (1.1.R/Є$_3$–O), соответствующий выходам рифейско-раннеордовикских вещественных комплексов в пределах поперечного Маньхамбовского блока, ограниченного с юга и севера разломами северо-западной ориентировки, которые, по-видимому, в значительной мере определяли его магматическую и гидротермальную активизацию в палеозое–мезозое. К этому блоку приурочены интрузии гранитоидов сальнерско-маньхамбовского комплекса (V–Є), в том числе и крупный Маньхамбовский массив; а также единичные мелкие интрузии щелочных гранитоидов малиновского комплекса (O_{1-2}). В пределах выделяемого района отмечаются проявления и пункты минерализации редких земель, тантала, ниобия, золота, хрусталя и пьезокварца. Установлена генетическая связь тантал-ниобиевой минерализации с гранитоидами, в первую очередь – с сальнерско-маньхамбовским комплексом. Рудная минерализация локализуется как в самих гранитоидах, так и во вмещающих рифейско-вендских образованиях.

В прогнозируемом *Турупьинском редкометалльном рудном узле* (1.1.1.R) формирование оруденения в базальных грубообломочных отложениях палеозойского разреза (саранхапнерская свита) связывается с гранитоидами малиновского комплекса. Выделены три рудные зоны мусковит-флюорит-альбитовых метасоматитов с редкометалльной минерализацией. Главные рудные минералы: колумбит, пирохлор, эвксенит. Средние содержания (%): Ta_2O_5 – 0,012; Nb_2O_5 – 0,11. Мощность рудных зон от 18 до 55 м, протяженность до 1700 м; общая протяженность всех зон 4,5 км. Прогнозные ресурсы определены по категории P_3 до глубины 100 м в количестве (тыс. т): Ta_2O_5 – 8, Nb_2O_5 – 80 [331].

На одном из участков Турупьинского узла выявлены кварцевые жилы с бериллиево-вольфрамовым оруденением на площади 40 км^2. При средних содержаниях WO_3 – 0,12 %, BeO – 0,25 % прогнозные ресурсы категории P_3 до глубины 100 м оцениваются (тыс. т.): WO_3 – 6,6; BeO – 13. Кроме того, в пределах рудного узла выявлены мусковит-альбит-карбонат-кварцевые метасоматиты в субмеридиональной зоне размерами 1500 × 50 м с редкометалльной минерализацией, представленной: гентгельвином, эвклазом, фенакитом, пирохлором, колумбитом, танталитом, ильменорутилом, цирконом. Из других рудных минералов присутствуют: сфалерит, галенит, гематит. Если принять для этой зоны содержания Ta и Nb такие же, как на Турупьинском проявлении, и Be, как на участке Be-W оруденения (Ta_2O_5 – 0,012 %; Nb_2O_5 – 0,11 % и BeO – 0,25 %), то прогнозные ресурсы категории P_3 до глубины 100 м

при коэффициенте надежности 0,2 составят (тыс. т): Ta_2O_5 – 1,4; Nb_2O_5 – 13 и BeO – 29. Общие прогнозные ресурсы категории P_3 по узлу (тыс. т): Ta_2O_5 – 9,4; Nb_2O_5 – 93; WO_3 – 6,6; BeO – 42 [331].

В пределах Турупьинского узла можно ожидать выявление среднего или даже крупного редкометалльного месторождения. Рекомендуется проведение поисковых работ.

Для выделяемой западнее *Маньхамбовской редкометалльной рудоносной зоны* (1.1.2.R), редкометалльная минерализация в которой локализована среди груботерригенных раннепалеозойских отложений (тельпосская свита), предполагается несколько иная модель формирования рудных концентраций. На основании присутствия среди рудных минералов окатанных зерен сложилось представление об осадочном, переотложенном, характере первичных концентраций тантала, ниобия и сопутствующих минералов. При последующих тектоно-магматических активизациях сингенетичное оруденение, по-видимому, было мобилизовано гидротермальными растворами, сконцентрировано и переотложено; не исключается и дополнительный привнос ювенильного рудного вещества. Общая протяженность продуктивных пластов составляет 12,2 км. Суммарные прогнозные ресурсы категории P_2 оценены в количестве (тыс. т): Ta_2O_5 – 2; Nb_2O_5 – 22; ZrO_2 – 95; TiO_2 – 153; ΣTR – 106; U – 8; Th – 80 [446].

Ишеримская железо-вольфрамово-золоторудная минерагеническая зона – 2.Au,W,Fe/R_2–$Є_1$(PZ_3) охватывает площадь распространения средне-верхнерифейских вещественных комплексов одноименной СФЗ с незначительными фрагментами уцелевших от эрозии раннепалеозойских образований (чувальская и хапхарская свиты); в структурном отношении соответствует Вишерско-Кутимскому антиклинорию.

Характерной особенностью этой территории, в значительной мере определяющей ее минерагеническую специализацию, является присутствие в вулканогенно-осадочных разрезах рифейского возраста терригенных углеродсодержащих пород с многочисленными карбонат-кварцевыми и кварцевыми прожилками, сульфидной (преимущественно пиритовой) минерализацией, нередко – весьма обильной, и повышенными против кларковых концентрациями Au, Pt, Pd. В частности, углеродсодержащие терригенно-сланцевые отложения ишеримской и муравьинской свит могли быть источниками первичных концентраций рудного вещества, которые в дальнейшем, в связи с процессами тектоно-магматической активизации, не только претерпели перераспределение и переотложение, но, по-видимому, были существенно обогащены ювенильным рудным веществом как нижнекорового, так и мантийного происхождения. Минерагеническая специализация Ишеримской минерагенической зоны обусловлена проявлениями и пунктами минерализации железа, вольфрама и молибдена, меди, золота, платиноидов. Отмечаются медно-никелевые проявления и хрусталеносные кварцевые жилы, а также золотоносные и платиноидно-золотоносные россыпи.

Железорудные объекты Ишеримской минерагенической зоны относятся к магматическому, гидротермально-метасоматическому и остаточно-инфильтрационному генетическим типам. Наиболее перспективная

на территории листа титаномагнетитовая минерализация Юбрышкинского месторождения связывается с формированием метадолеритов позднерифейского ишеримского комплекса. Для Шудьинского месторождения железа остаточно-инфильтрационного типа рудовмещающей является линейная кора выветривания мезозойского возраста в зоне субмеридионального разлома. Первичные руды месторождения, по-видимому, были сформированы в результате гидротермальной деятельности, проявившейся в завершающий этап каледоно-герцинского тектогенеза.

Для довольно широко развитого на площади медного с золотом, молибденового, вольфрамового и комплексного вольфрам-молибденового (с бериллием) оруденения рудогенерирующей является гранит-лейкогранитовая формация (велсовский комплекс).

Золоторудная минерализация принадлежит к золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой рудным формациям и локализуется в основном в терригенных отложениях ишеримской (R_3) и хапхарской (O_{1-2}) свит. В последние годы на этой территории выявлены перспективы платиноидно-золоторудной минерализации [141], пространственно и генетически связанной с рифейскими углеродистыми сланцами, характеризующимися повышенными против кларковых сингенетичными концентрациями золота и платиноидов. К потенциальным рудогенерирующим формациям отнесены гранитоиды велсовского ($V-Є$) и саклаимсорского (O_{2-3}) комплексов.

Для медно-никелевой минерализации, проявления которой отмечаются на территории Шудьинского рудного узла и к северу от последнего, в качестве рудогенерирующей и одновременно рудовмещающей формации предполагаются метадолериты позднерифейского ишеримского комплекса. С байкальской эпохой рудообразования на площади Ишеримской зоны связаны также титановые ископаемые россыпи, локализованные в кварцито-песчаниках ишеримской свиты.

Каледоно-герцинская минерагеническая эпоха представлена не только золоторудной, но также и хрусталеносной минерализацией (в т. ч. – цитриновой); наиболее благоприятными для размещения этой минерализации являются терригенные образования муравьинской и ишеримской свит.

Россыпные проявления и месторождения золота на территории Ишеримской минерагенической зоны, сформированные в альпийскую эпоху, локализуются в аллювиальных и делювиально-пролювиальных образованиях неоплейстоцен-голоценового возраста.

В пределах минерагенической зоны выделяются: Шудьинский медно-вольфрамово-железорудный узел, Мартайский золоторудный узел прогнозируемый, Ниолсовский золото-вольфрамовый рудный узел прогнозируемый.

Минерализация *Шудьинского медно-вольфрамово-железорудного узла* (2.0.2,Fe,W,Cu) в основном, вероятно, сформирована в байкальскую эпоху. Широко распространены на этой площади железорудные объекты, наиболее перспективным из которых является Юбрышкинское титаномагнетитовое месторождение, связанное с метадолеритами ишеримского комплекса. Прогнозные ресурсы месторождения категории P_1, оцененные до глубины 100 м, составляют 17 млн т руды с содержанием

(%): Fe – 32,4, TiO_2 – 7,2 и V_2O_5 – 0,89. В случае выдержанности руд на глубину до 200 м, прогнозные ресурсы категории P_2 составят 104 млн т. Месторождение заслуживает особого внимания, так как в его рудах кроме железа, титана и ванадия выявлены повышенные концентрации меди, золота и платины. Для более точного оконтуривания площади месторождения рекомендуется проведение оценочных работ второй очереди с постановкой в пределах развития метадолеритов геологической съемки масштаба 1 : 5000 с привлечением горно-буровых работ до глубины 100 м. Наличие к югу от месторождения магнитных аномалий, возможно, позволит расширить границы поисков титаномагнетитовых руд [252, 348].

Перспективы площади на вольфрам и молибден связаны с комплексным скарновым вольфрам-молибденовым (с бериллием) оруденением, приуроченным к зонам скарнирования и ороговикования по породам мойвинской и муравьинской свит на контакте субпластового тела грейзенизированных лейкогранитов велсовского комплекса (проявления участков Шудьинский и Усть-Рассоха). Суммарные прогнозные ресурсы вольфрама, молибдена и бериллия категории P_2 Велсовско-Шудьинского узла составляют (тыс. т): WO_3 – 40; Mo – 70; Be – 33. Глубина прогноза – 250 м. Рекомендуется провести поисковые работы в интервале глубин 0–250 м в комплексе с площадными электроразведочными работами (СЭП и ВЭЗ-ВП) масштаба 1 : 10 000, а также горные и буровые работы.

Рудовмещающей средой для медной минерализации являются отложения среднерифейских песчано-глинистой (расьинская свита) и карбонатно-глинистой (мойвинская свита) формаций. Перспективным представляется медно-кварц-сульфидное проявление Малая Шудья, где рудная минерализация локализуется в метасоматически измененных, мраморизованных и доломитизированных известняках мойвинской свиты. Суммарные прогнозные ресурсы проявления категорий P_1 и P_2 до глубины 200 м составляют 300 тыс. т меди при среднем содержании полезного компонента – 0,5 %. Кроме меди, в проявлении содержатся повышенные концентрации золота, в среднем составляющие 0,7 г/т. На площади проявления рекомендуется проведение поисковых работ масштаба 1 : 25 000 на медь и золото в комплексе с площадными электроразведочными работами (СЭП, ВЭЗ-ВП) масштаба 1 : 10 000 с последующим проведением горных и буровых (до 200 м) работ [348].

Для золото-сульфидно-кварцевого оруденения прогнозируемого *Мартайского золоторудного узла* (2.0.3.Au) рудовмещающими являются глинисто-песчаная (ишеримская свита) и галечно-песчано-глинистая (хапхарская свита) формации. Рудные объекты узла формировались в широком временном интервале и за счет различных источников рудного вещества – коровых и мантийных, одним из которых могли быть углеродсодержащие породы ишеримской свиты, имеющие золото-платиноидную геохимическую специализацию. Предполагается многоступенчатый, полихронный характер рудообразующих процессов. Первоначальные сингенетичные рудные концентрации были мобилизованы и переотложены гидротермальными растворами, связанными с формированием гранитов велсовского (возможно и саклаимсорского) комплекса. Впоследствии, в эпоху варисского тектогенеза, это оруденение пре-

терпело повторную гидротермальную мобилизацию и переотложение в зонах метасоматоза и окварцевания; не исключается и привнос ювенильного металла. Прогнозные ресурсы коренного золота рудного узла приравнены к ресурсам группы проявлений Поповская Сопка, которые составляют 27 т золота (категория P_2), при глубине прогноза – 100 м, среднем содержании металла 2,4 г/т и общей протяженности рудной зоны в пределах проявлений – 8 км [415].

Ресурсы россыпного золота соответствуют сумме ресурсов россыпепроявлений, расположенных на площади узла (проявления Велсовское, Верховья р. Посьмак, Чурольское). Их общие ресурсы категорий $P_1 + P_2$ равны 1,8 т золота.

Комплексное золото-вольфрамовое оруденение прогнозируемого *Ниолсовского золото-вольфрамового рудного узла* (2.0.1.W,Au) относится к каледоно-герцинской эпохе, хотя предполагается, что первоначальные рудные скопления генетически были связаны с формированием гранитов велсовского комплекса. Благоприятной средой для размещения минерализации являются терригенные породы смешанной – карбонатно-песчано-глинистой и базальтовой формации позднерифейского возраста (велсовская свита). На территории прогнозируемого *Ниолсовского рудного узла* выявлено перспективное золото-вольфрамовое проявление Вейнберг, рудная минерализация которого контролируется разрывными нарушениями, которые, по-видимому, одновременно являются рудоподводящими и рудолокализующими структурами.

Прогнозные ресурсы золота проявления по категории P_2, при глубине прогноза 100 м, оценены в количестве 6,6 т Au, 17 тыс. т WO_3 и 1,2 т Ag [216]. По удельной площадной продуктивности участка «Вейнбергский», равной 80 кг/км^2, прогнозные ресурсы коренного золота категории P_3 для всего узла (площадь – 200 км^2) оцениваются в 5 т с понижающим коэффициентом 0,3 ввиду недостаточной изученности.

Перспективы рудного узла на вольфрам связываются с биохимическим ореолом W (0,003–0,02 %), который в виде узкой (не более 300 м) полосы прослежен на 500 м к югу и на 3000 м к северу от проявления. Этот ореол позволяет оценить прогнозные ресурсы вольфрама по категории P_3 на флангах участка. При оценке флангов проявления использовались параметры, применяемые для подсчета ресурсов категории P_2: мощность рудной зоны 200 м; глубина прогноза – 100 м; среднее содержание WO_3 – 1,7 %; коэффициент рудоносности – 0,02; объемный вес пород – 2,5 т/м^3; протяженность рудной зоны принята равной 3500 м (суммарная длина биохимического ореола за пределами проявления); а также применен коэффициент надежности прогноза равный 0,8 (средняя достоверность данных). В результате прогнозные ресурсы прогнозируемого Ниолсовского рудного узла составляют: Au – 6,6 т (P_2) и 5 т (P_3); Ag – 1,2 т (P_2); WO_3 – 17 тыс. т (P_2) и 48 тыс. т (P_3).

Кваркушско-Каменногорская золото-хромит-железорудная минерагеническая зона (3.Fe,Cr,Au/R_3–$Є_1$) соответствует площади выходов вещественных комплексов одноименной СФЗ. В пределах листа ее минерагеническая специализация определяется железорудными проявлениями вулканогенно-осадочного генезиса магнетит-гематитовой рудной формации. Вмещающей средой для минерализации

этого типа оруденения являются сланцы басегской серии позднего рифея и кварцито-песчаники смешанной – тиллоидной терригенной и трахибазальтовой формации ранневендского возраста (вильвенская свита).

Тагильская минерагеническая мегазона разделяется на две минерагенические зоны: Западно-Тагильскую ванадиево-титаноносную платино-железо-меднорудную и Центрально-Тагильскую золото-железорудную бокситоносную.

Для Западно-Тагильской ванадиево-титаноносной платино-железо-меднорудной минерагенической зоны (7.Cu, Fe, Pt (Ti,V)/O–D) характерна минерагеническая специализация фемического профиля: медно-цинковоколчеданное, скарново-магнетитовое, титаномагнетитовое, хромитовое и хризотил-асбестовое, медно-титан-ванадиевое и платиновое оруденение.

Основные рудовмещающие и рудоконтролирующие формации: базальт-риолитовая и базальт-андезит-дацитовая позднеордовикско-раннесилурийского возраста (шемурская и павдинская свиты), контролирующие и вмещающие медно-цинковоколчеданное оруденение; дунит-гарцбургитовая среднеордовикского возраста (салатимский комплекс), с которой генетически связано хромитовое и хризотил-асбестовое оруденение; дунит-клинопироксенит-габбровая позднеордовикская (качканарский комплекс), рудоконтролирующая для титаномагнетитового, медно-титан-ванадиевого и платинового оруденения; габбро-диорит-плагиогранитовая позднесилурийская (северорудничный комплекс), генерирующая скарново-магнетитовое оруденение.

Перспективы Западно-Тагильской минерагенической зоны на медь и цинк связаны с медно-цинковоколчеданным оруденением уральского типа. В настоящее время подготавливаются к освоению три промышленных месторождения *Тарньерско-Шемурского меднорудного узла* (7.0.4.Cu), связанные с продуктивной базальт-риолитовой формацией позднеордовикско-раннесилурийского возраста (шемурская свита): Тарньерское (V-6-53), Шемурское (V-6-69) и Ново-Шемурское (VI-6-3) с суммарными запасами 602 тыс. т меди и 960 тыс. т цинка. По состоянию на 1.01.2003 г. для Тарньерского и Шемурского рудных полей были подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_2 в количестве 400 тыс. т меди и 640 тыс. т цинка. Кроме того, определены прогнозные ресурсы категории P_3 в целом для рудного узла до глубины 600 м в количестве 500 тыс. т меди и 800 тыс. т цинка [353]. МПР РФ скорректированы и утверждены в 2003 г. только прогнозные ресурсы категории P_2 по Тарньерскому и Шемурскому рудным полям в количестве 400 тыс. т меди и 640 тыс. т цинка.

В процессе проведения работ по созданию комплекта ГК-1000/3 листа P-40 площадь Тарньерско-Шемурского рудного узла увеличилась на 88 км^2. Это связано с выявлением в зоне Главного Уральского разлома полосы пород шемурской свиты (ранее относились к польинской свите), включающей пункты медной минерализации и аномалии ВП, которые могут быть связаны с колчеданным оруденением. Расчет прогнозных ресурсов категории P_3 для этой новой площади (88км^2) произведен по методике, аналогичной принятой при оценке прогнозных ресурсов 2003 г. [353]. Используется следующая формула расчета:

$$Q = q \times S \times K_н \times K_S \times C,$$

где q – удельная рудоносность, рассчитанная по данным разведки (6100 тыс. т руды/км^2); S – площадь прогноза (88 км^2); $K_н$ – коэффициент надежности прогноза (принят равным 0,5); K_S – коэффициент соотношения площадей рудных полей и рудных узлов (0,15); C – средние содержания полезных компонентов в руде (медь – 1,24 %, цинк – 2 %).

$$Q_{Cu} = 6100 \times 88 \times 0,5 \times 0,15 \times 0,0124 = 500 \text{ тыс. т};$$
$$Q_{Zn} = 6100 \times 88 \times 0,5 \times 0,15 \times 0,02 = 800 \text{ тыс. т.}$$

Таким образом, прогнозные ресурсы категории P_3 для западной полосы составляют 500 тыс. т меди и 800 тыс. т цинка. В целом для Тарньерско-Шемурского узла в его новых границах прогнозные ресурсы составят: медь – 400 т (P_2), 1000 т (P_3); цинк – 640 т (P_2), 1600 т (P_3).

На основании имеющихся материалов в пределах Западно-Тагильской минерагенической зоны выделяются еще три потенциальных меднорудных узла: Саум-Владимирский, Иоутыньинский и Малососьвинский, которые представляют собой площади распространения шемурской свиты, в разной степени насыщенной колчеданными рудопроявлениями. Ранее эти площади рассматривались в рамках единой Тарньерско-Валенторской колчеданоносной подзоны Тагильской зоны.

Прогнозируемый Саум-Владимирский меднорудный узел (7.0.3.Cu) площадью 114 км,^{2} расположен к северу от Тарньерско-Шемурского рудного узла. Здесь известно пять проявлений медно-цинковоколчеданного оруденения – Северо-Саумское (IV-6-32), Яхтельинское (V-6-6), Владимирское (V-6-11) и др. При оценке прогнозных ресурсов в 2003 г. по Саум-Владимирскому рудному узлу были определены ресурсы меди и цинка категорий P_1, P_2 и P_3. К категории прогнозных ресурсов P_1 отнесены 25,6 тыс. т меди и 24,6 тыс. т цинка Северо-Саумского проявления. К категории P_2 отнесены прогнозные ресурсы Владимирского и Саум-Яхтельинского рудных полей, которые составили 240 тыс. т меди и 140 тыс. т цинка. К категории P_3 отнесены прогнозные ресурсы за пределами описанных рудных полей – 210 тыс. т меди и 130 тыс. т цинка. Таким образом, суммарные прогнозные ресурсы категорий $P_1 + P_2 + P_3$ Саум-Владимирского рудного узла составляют: меди – 475,6 тыс. т, цинка – 294,6 тыс. т [353]. Прогнозные ресурсы в МПР РФ утверждены не были.

Малососьвинский меднорудный узел прогнозируемый (7.0.2.Cu) площадью 236 км^2 находится в 50 км к северу от Саум-Владимирского узла. В пределах узла известны Большесосьвинское (III-6-23) и Малососьвинское (на листе P-41) проявления меди и проявление цинка Тарынья (III-6-8). По состоянию на 1.01.2003 г. для площади в 675 км^2 прогнозные ресурсы категории P_3 утверждены МПР РФ в количестве 1000 тыс. т меди и 1500 тыс. т цинка. В связи с тем, что площадь Малососьвинского рудного узла нами уточнена и принята равной 236 км^2, прогнозные ресурсы категории P_3 скорректированы пропорционально площади. Они составляют (тыс. т): меди – 350 , цинка – 525; в том числе в пределах листа P-40 (площадь 76 км^2): медь – 113, цинк – 169.

Иоутыньинский меднорудный узел прогнозируемый (7.0.1.Cu) площадью 115 км^2 расположен в 20 км к северу от Малососьвинского рудного узла,

в пределах территорий листов P-40 (4,5 км^2) и P-41. На площади последнего известно медно-цинковое Иоутыньинское проявление. Перспективы узла связываются с вулканитами шемурской свиты. Авторские прогнозные ресурсы категории P_3 по Иоутыньинскому потенциальному узлу составляют (тыс. т): меди – 300, цинка – 160; из них на лист P-40 приходится: меди – 11,7, цинка– 6,3.

Не менее широкое распространение в Западно-Тагильской минерагенической зоне имеет железорудная минерализация, в основном представленная скарновым и магматическим типами. Наиболее распространены скарновые объекты, локализованные на площади листа P-40 в пределах трех рудных узлов: *Второго* (7.0.5.) и *Третьего* (7.0.6.) *Северных железорудных* и *Покровского золото-железорудного* (7.0.7.) Оруденение (магнетитовая скарновая рудная формация) контролируется интрузиями габбро-диорит-плагиогранитового северорудничного комплекса, скарнирующего отложения павдинской и именновской свит; а также габброидами тагило-кытлымского комплекса.

Магматические железорудные объекты представлены проявлениями титаномагнетитовой рудной формации (качканарский тип оруденения), пространственно и генетически связанными с позднеордовикским качканарским дунит-клинопироксенит-габбровым комплексом.

С образованиями дунит-клинопироксенит-габбрового качканарского комплекса, образующими на Урале Платиноносный пояс, связано и платинометалльное оруденение. В пределах листа P-40 платиноносные породы локализуются среди крупных габбровых массивов тагило-кытлымского комплекса. С севера на юг выделяются массивы: Вольинский, Ялпинг-Ньер, Чистопский, Денежкин Камень и Кумбинский. Многие речки, пересекающие эти массивы, золотоносны и содержат постоянную примесь платины. Многочисленные мелкие тела платиноносных ультрамафитов и габбро дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации присутствуют во всех массивах. Эти массивы в принципе можно рассматривать в качестве потенциальных платинометалльных рудных узлов, в которых может быть обнаружено два геолого-промышленных типа платиноидного оруденения: соловьевогорский в дунитах и малосульфидный золото-палладиевый баронский в оливинитах. Платинометалльное оруденение соловьевогорского типа известно в настоящее время только в западной части массива Денежкин Камень, где установлены шлировидные скопления хромшпинелидов в дунитах качканарского комплекса (проявления VI-6-20 и VI-6-25), содержащие платину в количестве 5–42,3 г/т (по архивным данным). Для Вольинского, Ялпинг-Ньерского и Чистопского массивов суммарные прогнозные ресурсы платиноидов оцениваются по категории P_3 в 311 т; из них на соловьевогорский тип приходится 161 т, на баронский – 150 т [331].

Определенные перспективы на платиноиды связываются также с зоной Главного Уральского надвига; их присутствие установлено (в ассоциации с золотом) в черносланцевых образованиях войкаро-кемпирсайского комплекса тектонитов в процессе проведения прогнозно-поисковых работ в южной части листа [332].

Центрально-Тагильская золото-железорудная бокситоносная минерагеническая зона (8.Al,Fe,Au/D–C) выделяет-

ся в виде незначительных по площади фрагментов в восточной части листа P-40, где она представлена терригенно-карбонатными образованиями раннедевонской вагранской и ранне-среднедевонской тальтийской свит, на соседнем листе вмещающих залежи бокситов. Прогнозные ресурсы на листе P-40 не оцениваются.

Западно-Сибирская минерагеническая провинция на территории листа представлена незначительным фрагментом Сосьвинско-Салехардской бокситоносно-угленосной минерагенической зоны (13.УБ.Al /T_3–J_2)).

Сочленение Тиманской и Западно-Уральской минерагенических мегазон.

Полюдовско-Ксенофонтовский алмазоносный район прогнозируемый (0.1.di/C–MZ) охватывает Ксенофонтовскую, Верхнеухтымскую и Полюдовскую антиклинальные структуры на стыке Западно-Уральской складчато-надвиговой мегазоны с Тиманским складчато-глыбовым сооружением. Перспективы коренной алмазоносности связываются с широким развитием в пределах этих структур специфических магматогенно-гидротермально-терригенных образований, которые одними авторами называются «туффизитами», другими – «интрузивными пирокластитами». В процессе проведения геологосъемочных и поисковых работ доказана промышленная алмазоносность этих образований, однако до настоящего времени нет единого, общепринятого, петрографического определения их. В настоящей работе для обозначения алмазоносных магматогенно-гидротермально-терригенных образований принято определение «флюидно-эксплозивные» (или «флюидизаты)», по мнению авторов, наиболее соответствующее представлениям об их природе. Ниже приведена краткая характеристика «флюидизатов» («туффизитов») по материалам И. П. Тетерина и др. (2006).

Неоднозначность петрографической оценки этих образований связана с высокой степенью вторичных изменений и преобладанием в их составе ксеногенного материала. Чаще всего это глинистые или глинисто-песчаные породы с текстурами флюидного течения или брекчиевидные. Ксеногенный материал преимущественно терригенного происхождения; обломки безусловно магматических пород отмечаются редко, однако с учетом высокой степени гидротермальной проработки (в основном – аргиллизация), можно предполагать более значительное их количество. В составе глинистых минералов флюидно-эксплозивных образований преобладают гидрослюды, иллит, каолинит; реже отмечаются монтмориллонит, нонтронит и галлуазит. В тяжелой фракции широко распространен лимонит, отмечаются хромит, гранаты, муассанит, сульфиды, гематит, барит, пироксены, эпидот, самородные металлы. Из гранатов преобладает альмандин, находки пиропов довольно редки.

По химическому составу флюидно-эксплозивные образования – это щелочные, высокоглиноземистые, низкомагнезиальные породы с повышенными значениями марганца и титана, достигающими 1–1,2 %. Относительно повышены содержания группы халькофильных элементов и незначительно – никеля. Хорошо выражена корреляционная связь никеля и кобальта, а также элементов халькофильной группы между собой. Несмотря на интенсивные вторичные изменения, флюидно-эксплозивные образования сохранили некоторые петрохимические особенности (распределение редкоземельных элементов, соотношение ряда

тугоплавких литофилов, содержание хрома), указывающие на присутствие в их составе магматической компоненты.

Установлена отчетливая связь «флюидизатов» с разрывными тектоническими нарушениями различной ориентировки. При внедрении они активно инъецируют любую систему трещиноватости, часто локализуясь вдоль субпластовых надвигов. Формы внедрения различные: самыми распространенными являются жило- и дайкообразные тела, образующие сложные штокверки, диатремы; а также силлообразные пластовые тела. Наиболее крупные из них образуются в карбонатных породах или на контакте с последними.

Основным эндогенным фактором, формирующим характеризуемые магматогенно-гидротермально-терригенные образования, скорее всего являлся газ-флюид, образовавшийся при дегазации мантии в периоды тектонической активизации региона. При движении флюида к поверхности по зонам глубинных разломов на участках локального растяжения, образовавшихся при формировании структуры Полюдовско-Колчимского поднятия, происходило активное разрушение вмещающих пород, в том числе и ранее внедрившихся алмазоносных кимберлитов и лампроитов; возможно и частичное их плавление. В этом случае в земной коре могли сформироваться вторичные, потенциально алмазоносные, магматические очаги щелочно-основного и щелочно-ультраосновного состава. Возникающие флюидные расплавы в той или иной мере наследовали алмазоносность замещаемых пород (Маракушев, 1988). В верхней, трещиноватой, зоне земной коры происходило внедрение во все открытые к этому времени трещины и полости перегретой глинисто-песчаной массы, которая и транспортировала алмазы из «традиционных» магматических образований на различные уровни геологического разреза. Образование диатрем сопровождалось выбросом гидратированных обломков осадочных и магматических пород различного состава, пара и газов. На периферических участках внедрения, в связи с резким падением флюидного давления, интрузивное продвижение «флюидизатов» прекращалось. Здесь развивались процессы низкотемпературной флюидизации и гидротермально-метасоматической проработки пород.

Флюидогенный генезис характеризуемых потенциально алмазоносных образований позволяет объяснить практически полную их аргиллизацию, отмечаемую во всех регионах; более низкое по отношению к кимберлитам или лампроитам содержание в них алмазов; почти полное отсутствие в глинизированных туффизитах мелких (0,5 мм и менее) алмазов и крайне неравномерное (до полного отсутствия) – минералов-индикаторов.

С флюидно-эксплозивными образованиями связаны, кроме алмазов, проявления сульфидов железа, меди, цинка, свинца, бокситов, железных руд, агатов, каолиновых глин. В отдельных пробах обнаружены самородные металлы (медь, серебро, золото, ртуть, платиноиды, никелистое железо).

Возраст пород, в которые внедрены «флюидизаты», определяется ныне в широком диапазоне – от рифея до среднего плейстоцена (Тетерин, 2006); плиоцен-четвертичный – на основании установленного факта внедрения их глинизированных разностей в среднеплейстоценовые тер-

расовые галечники (р. Илья-Вож, месторождение Спутник-2, обнажение 3529). Однако, по мнению авторов настоящей работы, трудно предположить тектоническую активизацию такого масштаба в послеплейстоценовое время; в связи с чем вызывает сомнение определение генетической принадлежности глинистых образований среди галечников р. Илья-Вож. С большой долей условности, на основании особенностей эволюции Уральского складчато-надвигового пояса, время формирования алмазоносных флюидно-эксплозивных образований Полюдовско-Ксенофонтовского прогнозируемого района принимается нами в интервале карбон—мезозой.

Территория прогнозируемого алмазоносного района характеризуется сочетанием благоприятных региональных и локальных прогнозно-поисковых критериев (благоприятное структурное положение, наличие контрастных гравиметровых и магнитных аномалий соответствующей ориентировки и др.) с прямыми признаками коренной алмазоносности [251 и др.]. Здесь развиты аллювиальные и склоновые образования, коррелятные таковым в Красновишерском районе; отмечаются шлиховые потоки алмазов в аллювии современных водотоков.

Выделяются две площади с различной степенью перспективности: Полюдовско-Верхнеухтымская, относящаяся к Западно-Уральской минерагенической мегазоне, и Ксенофонтовская, расположенная уже на территории Тиманской мегазоны. Прогнозные ресурсы алмазов категории P_3 Полюдовско-Верхнеухтымской площади оцениваются в 2,9 млн карат, Ксенофонтовской — 0,56 млн карат при глубине прогноза 40 м [251 и др.]. Таким образом, суммарные ресурсы прогнозируемого Полюдовско-Ксенофонтовского алмазоносного района составляют 3,5 млн карат (категория P_3).

В границах выделяемого перспективного района рекомендуется проведение поисковых работ, включающих в себя детализацию перспективных аномалий магнитной и гравиметровой профильной съемкой, ВЭЗ, проведение геохимического опробования, бурение скважин глубиной 100—300 м.

РОССЫПИ

Все россыпные месторождения и проявления территории листа относятся к Уральскому россыпному минерагеническому поясу, разделенному, в соответствии с изложенными в начале раздела принципами, на Западно-Уральскую алмазо-золотороссыпную и Восточно-Уральскую платино-золотороссыпную минерагенические зоны.

Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная минерагеническая зона (14.Au,di/J_2—Q) в структурно-фациальном отношении соответствует территории Уральской и отчасти — Предуральской СФцО; а в геоморфологическом — областям предгорий Уральского горного сооружения и денудационно-аккумулятивной равнины Предуралья. Характерно большое разнообразие обстановок формирования и, соответственно, типов и возраста россыпей: ложковые современные, террасовые и долинные плиоцен-четвертичные, прибрежно-морские неоген-четвертичного возраста,

и связанные с мезозойско-кайнозойскими эрозионно-структурными депрессиями палеоген-четвертичные.

В границах минерагенической зоны выделяется Красновишерский алмазороссыпной район и два потенциальных (прогнозируемых) района: золото-алмазороссыпной Щугорско-Верхнепечорский и алмазо-золотороссыпной Предпарминский.

В Красновишерском районе (14.2.di/P_2—Q) сосредоточены многочисленные аллювиальные и карстово-эрозионные россыпные месторождения и проявления алмазов. Промышленная алмазоносность района связана с русловыми, пойменными и террасовыми аллювиальными образованиями четвертичного возраста, а также с олигоцен-плиоценовыми аллювиальными, аллювиально-делювиальными и делювиально-пролювиальными образованиями мезозойско-кайнозойских эрозионно-структурных депрессий. Накопление алмазов в этих отложениях происходило за счет размыва алмазоносных пород такатинской свиты (промежуточный коллектор). Перспективы района определяются суммой ресурсов многочисленных россыпных проявлений, установленных на его площади. Общие прогнозные ресурсы подразделения категорий $P_2 + P_3$ составляют 3,2 млн карат [218, 252 и др.].

Перспективы золото- и алмазоносности прогнозируемого Щугорско-Верхнепечорского золото-алмазороссыпного района (14.1.di,Au/P_2—Q) связываются с двумя субмеридиональными эрозионно-структурными депрессиями — Щугорско-Верхнепечорской и Колвинско-Илычской, выполненными комплексами пород палеоген-неогенового возраста, аналогичными продуктивным отложениям подобных депрессий в Красновишерском районе, вмещающим промышленные россыпи алмазов (Большеколчимское, Рассольнинская и Вогульская депрессии, Волынка, р. Кривая и др.).

Оценка прогнозных ресурсов алмазов перспективного алмазороссыпного района осуществлялась методом аналогии с применением удельной площадной продуктивности 0,25 карат/м^2, подсчитанной по ряду средних россыпных месторождений алмазов Красновишерского района. Расчет производился раздельно для каждой из двух депрессий. Предполагается, что Колвинско-Илычская депрессия (площадь около 2500 км^2) может вмещать не менее трех россыпей площадью 3 км^2 каждая (средняя площадь промышленных россыпей в Красновишерском районе) с продуктивностью 0,25 карат/м^2; а Щугорско-Верхнепечорская (площадь около 4000 км^2) — не менее пяти россыпей с аналогичной площадью и продуктивностью. В результате, с применением коэффициента подобия для этих депрессий — 0,4 и 0,3, прогнозные ресурсы алмазов категории P_3 соответственно будут равны 0,9 и 1,1 млн карат. Суммарные прогнозные ресурсы Щугорско-Верхнепечорского района составят 2,0 млн карат (авторские ресурсы).

На площади Щугорско-Верхнепечорского района известны золотороссыпные проявления Овин (I-5-1), Зеленый Луг (II-5-3), Воротятный (IV-5-10) и Евтропин (IV-5-9). Суммарные прогнозные ресурсы категории P_2 первых трех оценены предшествующими исследователями (В. А. Капустин, Л. С. Капустина, 1988) в 580 кг. Золото принадлежит преимущественно к классу мелкого, плохообогащаемого металла. В процессе прове-

дения прогнозно-минерагенических исследований на Верхнепечорской опорной площади пробы с подобным золотом из продуктивных русловых образований р. Унья были обработаны на концентраторе «Нельсон». В результате содержания металла, по сравнению с оценками предшественников, увеличились в среднем в 2 раза. На основании этого был произведен пересчет прогнозных ресурсов с применением повышающих коэффициентов 2 и 1,5 на содержания золота и мощность продуктивных пластов, соответственно. При пересчете ресурсов Щугорско-Верхнепечорского перспективного района применен тот же принцип, т. е. средние содержания уже известных проявлений увеличиваются в 2 раза, а мощности продуктивных пластов в 1,5; это позволяет оценить ресурсы россыпного золота проявлений Овин, Зеленый и Воротятный (при пересчете переведены в категорию P_3) в 1,7 т.

Дополнительно произведен подсчет прогнозных ресурсов категории P_3 ранее не учитывавшегося в расчетах проявления Евтропин. При оценке за эталонный объект принято проявление Светлый (Предпарминский золото-алмазороссыпной район) со средним содержанием золота 55,6 мг/м^3, к которому также применен повышающий коэффициент 2. Вследствие этого прогнозируемое среднее содержание Au на проявлении Евтропин принято равным 111 мг/м^3. Мощность продуктивного пласта принимается равной 2,25 м (средняя мощность эталонного объекта – 1,5 м), длина прогнозируемой россыпи – 7600 м, предполагаемая ширина – 100 м; коэффициент достоверности – 0,8. В результате ресурсы проявления будут равны 150 кг шлихового золота.

Суммарные прогнозные ресурсы золота Щугорско-Верхнепечорского района категории P_3 оцениваются в 1,85 т (авторские ресурсы). Рекомендуется проведение поисковых работ на россыпное золото и алмазы в пределах эрозионно-структурных депрессий.

Прогнозируемый Предпарминский алмазо-золотороссыпной район (14.3.Au.di/N_2–Q) охватывает территорию с распространением миоцен-эоплейстоценовых прибрежно-морских образований, прерывисто развитых на фрагментах поверхности выравнивания в предгорной части западного склона Урала; предполагается, что эти образования вмещают древние россыпи золота и, возможно, алмазов. Потенциальная промышленная алмазоносность и золотоносность района также связываются с неоплейстоцен-голоценовыми ложковыми образованиями, сформированными при перемыве комплекса прибрежно-морских осадков.

На территории Предпарминского района известны два золотороссыпных проявления – Светлый (IV-4-9) и Ледянка (IV-4-12). По данным В. А. Капустина и Л. С. Капустиной (1988), суммарные ресурсы категории P_2 этих объектов составляют 373 кг.

Основные перспективы Предпарминского золото-алмазороссыпного района связаны с прогнозируемыми здесь прибрежно-морскими россыпями золота. К прямым поисковым признакам, позволяющим предполагать наличие таких россыпей, следует отнести весовые содержания металла, выявленные в настоящее время в миоцен-эоплейстоценовых прибрежно-морских осадках района. Концентрации золота в отдельных пробах колеблются от 20 до 130 мг/м^3; практически все обнаруженное

золото представлено мелкими и весьма мелкими фракциями. Отрицательным фактором, снижающим перспективы площади, является крайне неравномерное распределение металла в потенциально продуктивных образованиях. По аналогии с известными россыпями этого типа – Рывеем (Чукотка), Ном (США), в контурах района прогнозируется наличие как минимум двух, залегающих на разных высотных уровнях, фрагментарно развитых продуктивных пластов. Предполагаемая ширина пластов принята равной 80 м (на эталонных объектах – десятки метров), мощность – 3,0 м. Суммарная длина каждого пласта принята равной 50 км (около 15 фрагментов для каждого пласта). При предполагаемом среднем содержании золота, равном 250 мг/м^3 (среднее содержание металла эталонных объектов, уменьшенное в 2 раза), и коэффициенте достоверности – 0,5 прогнозные ресурсы металла категории P_3 в прибрежно-морских россыпях составят 3 т (авторские ресурсы).

Кроме того, выявление промышленных россыпей золота и алмазов предполагается в неоплейстоцен-голоценовых осадках ложков, накопление которых осуществлялось при перемыве комплекса прибрежно-морских отложений. К прямым поисковым признакам, подтверждающим это предположение, относится присутствие шлихового золота в ложковых образованиях (десятки знаков). В пределах района насчитывается более 800 ложков. Предполагается, что только десятая их часть будет содержать продуктивные россыпи золота со следующими параметрами: средняя длина – 1,5 км, средняя ширина – 50 м, средняя мощность продуктивного пласта – 4 м, средние содержания – 300 мг/м^3. Таким образом, ресурсы золота категории P_3 в ложковых образованиях при коэффициенте достоверности 0,5 будут равны 3,5 т (авторские ресурсы).

В целом прогнозные ресурсы россыпного золота Предпарминского района оцениваются в 6,5 т.

С неоплейстоцен-голоценовыми ложковыми отложениями, сформированными при перемыве комплекса миоцен-эоплейстоценовых осадков прибрежно-морских фаций, связываются и перспективы россыпной алмазоносности Предпарминского района. Практически все известные в настоящее время в России прибрежно-морские россыпи алмазов – непромышленные, поэтому прибрежно-морские отложения рассматриваются нами только как промежуточный коллектор. Как было сказано выше (прогнозная оценка россыпного золота), в пределах выделяемого подразделения насчитывается более 800 ложков. Ориентировочно около 100 из них могут вмещать алмазороссыпные объекты со следующими параметрами: средняя длина – 1,5 км, ширина – 60 м, мощность продуктивного пласта – 6 м, содержание – 0,031 карат/м^3 (6,2 мг/м^3). В результате ресурсы алмазов категории P_3 при коэффициенте достоверности 0,4 составят 0,7 млн карат (авторские ресурсы).

Рекомендуются прогнозно-поисковые работы на россыпное золото на площади распространения кайнозойских отложений прибрежно-морского генезиса.

Восточно-Уральская платино-золотороссыпная минерагеническая зона (15.Au,Pt/R_3–PZ_3(N–Q) в геоморфологическом отношении соответствует приводораздельной зоне горного сооружения (кряжа) Северного Урала и предгорьям восточного склона с эрозионно-структурными депрессия-

ми преимущественно субмеридиональной ориентировки и фрагментами цокольного пенеплена; у восточной рамки листа в границы этой минерагенической зоны попадают незначительные по площади фрагменты денудационно-аккумулятивной равнины Зауралья. Приуроченностью к зоне кряжа определяется специфический набор генетических и морфологических типов объектов: сочетание четвертичных россыпей ближнего сноса (ложковых, делювиально-аллювиальных, пролювиальных) с полихронными многопластовыми россыпями неоген-четвертичного возраста, приуроченными к эрозионно-структурным депрессиям. Характерной особенностью является практически постоянное присутствие в россыпях платины и палладия.

В пределах минерагенической зоны выделяются перспективные: Верхнепечорский золотоносный рудно-россыпной узел и два платино-золотоносных рудно-россыпных района – Северо-Сосьвинский и Вижайско-Вагранский. Выделение рудно-россыпных (а не россыпных) районов и узлов – еще одна специфика характеризуемой зоны, обусловленная пространственной сближенностью россыпей с источниками питания, в большинстве случаев не изученными или слабо изученными, т. е. могущими представлять интерес в плане выявления коренных объектов промышленного значения.

Расположенный в верховьях р. Печора Верхнепечорский рудно-россыпной узел прогнозируемый (15.0.1.Au/R_3–PZ_3(Q) находится в приводораздельной части западного склона Урала, в верховьях р. Печора. Перспективная площадь выявлена еще в XIX в.; в прошлом здесь эпизодически производилась старательская отработка россыпей. Территория сложена вулканогенно-осадочными образованиями позднерифейского возраста, прорванными мелкими телами гранитоидов и долеритов. В процессе проведения геологических съемок в 1970–1980-х годах [393, 394] здесь выявлены признаки золото-сульфидной минерализации в приразломных зонах смятия и многочисленные комплексные (Au,Cu,Zn,Sn) литогеохимические ореолы; а в 1984 г. в процессе общих поисков россыпей подтверждена перспективность верховьев р. Печора и ее притоков. В результате анализа материалов предшествующих исследований и собственных наблюдений в процессе работ по созданию комплекта ГК-1000 листа P-40 авторы при оценке Верхнепечорской площади пришли к выводу о наличии здесь перспектив и на выявление коренных золоторудных объектов. Именно поэтому территория, издавна считавшаяся перспективной на россыпи золота, в настоящей работе предлагается в качестве прогнозируемого рудно-россыпного узла.

В настоящее время в границах узла известно одно малое месторождение россыпного золота (Верхний Ключик – III-6-20) и целый ряд перспективных россыпепроявлений: Маньская Волосница (IV-6-2), Темпья (IV-6-1), проявление р. Печора (III-6-28) и др. При этом, золото в аллювии в основном характеризуется средней или слабой окатанностью. Среди вулканогенно-осадочных образований верхнего рифея, дренируемых водотоками, присутствуют углеродистые сланцы, для которых на Урале регионально отмечаются повышенные фоновые содержания золота и платиноидов; отмечаются кварцевые жилы с сульфидной

минерализацией. С учетом минералогических особенностей металла в россыпях предполагается вероятность выявления рудных объектов золото-кварцевой и золотоносной черносланцевой рудных формаций. На присутствие коренного оруденения указывают многочисленные литохимические ореолы рассеяния и точечные аномалии Au с содержаниями 0,02–0,08 г/т (в комплексе с Cu, Pb, Zn, Sn, Ba) на водоразделах рек Маньская Волосница и Темпья, а также Печора, Сев. Сосьва и Манья, где широко распространены углеродсодержащие сланцы. В отдельных литохимических пробах в истоках р. Темпья концентрации металла достигают 1,0 г/т. Следует отметить, что в черных сланцах района наряду с золотом возможно выявление металлов платиновой группы.

Прогнозные ресурсы россыпного золота Верхнепечорского рудно-россыпного узла определяются суммой ресурсов россыпных проявлений, выявленных предшественниками на его площади, и составляют 1,5 т ($P_2 + P_3$) [359 и др.].

Оценка прогнозных ресурсов коренного золота осуществлена методом экспертной оценки с использованием удельной площадной продуктивности 60 кг/км^2, принятой в соответствии с рекомендациями «Методического руководства по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов» [26]. При площади района около 1100 км^2 и слабой изученности территории на коренное золото (коэффициент надежности прогноза – 0,3) прогнозные ресурсы коренного золота категории P_3 будут равны 20 т (авторские ресурсы), что соответствует оценке на 1.01.1989 г. [355].

В целом ресурсы Верхнепечорского рудно-россыпного узла составляют: коренное золото (категории P_3) – 20 т, россыпное золото (категории $P_2 + P_3$) – 1,5 т. Рекомендуются поисковые работы на коренное золото.

Северо-Сосьвинский платино-золотоносный рудно-россыпной район (15.1.Au,Pt/Є$_3$–MZ(N–Q) включает восточный склон Урала и отчасти – водораздельную территорию в истоках р. Сев. Сосьва; при этом, в пределах листа P-40 находятся все золотоносные притоки реки (Мазапатья, Тосемтоу, Луцоулья, Большая Сосьва и др.), а основная промышленная россыпь относится уже к листу P-41. В геоморфологическом отношении большая часть площади рудно-россыпного района на листе P-40 соответствует горному району Урала, характеризующемуся развитием эрозионно-структурных депрессий и фрагментов цокольного пенеплена; у восточной границы листа в границы района попадает часть аккумулятивно-денудационной равнины Зауралья (см. схему геоморфологического районирования).

Россыпи золота были открыты на этой территории еще в начале XIX в. В 1965–1970 гг. специализированными поисковыми работами была подтверждена перспективность района на россыпное золото, но ввиду низкого качества опробования (низкое качество промывки, множество «недобитых» шурфов и др.) целый ряд объектов из числа перспективных был исключен.

Известные к настоящему времени россыпные объекты приурочены к аллювию поймы и первой надпойменной террасы, реже – к террасам более высоких уровней (реки Большая Сосьва, Котлия). Многие иссле-

дователи района (П. П. Генералов, Б. Ф. Костюк и др.) считают, что основная часть золота в русловых и террасовых россыпях современных долин переотложена из дочетвертичных отложений древних депрессионных зон – эрозионно-структурных депрессий, которые служили основными областями накопления россыпных минералов в течение всего времени своего существования, начиная с раннего мезозоя. Золотоносность эрозионно-структурных депрессий подтверждается бурением и горными работами; это, в частности, относится к Сартынтурской и Предгорной депрессиям.

В различных россыпях отмечается как хорошоокатанное золото со следами многократного переотложения (россыпь р. Большая Сосьва), так и слабоокатанное, крупное (60 % в классе +4,0 + 1,0), свидетельствующее о близости коренных источников (россыпь р. Луцоулья). Констатируется почти повсеместная платиноносность аллювиальных отложений; в некоторых пробах содержания Pt достигают 80 мг/м^3. По опыту поисково-оценочных и добычных работ соотношение золота и платины в россыпях для этого района составляет 1 : 45.

Прогнозные ресурсы россыпного золота оцениваются по результатам предшествующих работ (т): категории P_3 – 1,3; P_2 – 0,46; P_1 – 0,09. Соответственно прогнозируемое количество платины по категории P_3 оценивается в 0,04 т.

Перспективы коренной золотоносности обосновываются благоприятной структурной позицией территории на сочленении салического и фемического блоков коры – Центрально-Уральского поднятия, сложенного вулканогенно-осадочными континентально-рифтовыми образованиями рифейско-раннепалеозойского возраста, и Тагильской складчато-надвиговой мегазоны с характерными океаническими–островодужными палеозойскими комплексами. С подобными шовными зонами связаны многие крупные золоторудные объекты Урала (месторождения Светлинское, Гагарское и др.). Большая часть рудно-россыпного района на территории листа сложена палеозойскими терригенно-сланцевыми отложениями Зилаиро-Лемвинской СФЗ в виде субмеридиональной аллохтонной пластины, перекрывающими вулканогенно-осадочные рифейские комплексы к западу от Главного Уральского надвига. В основании комплекса палеозойских отложений залегают конгломераты кварцевого или олигомиктового состава, с которыми связаны проявления коренного золота.

В настоящее время на территории прогнозируемого рудно-россыпного района известно более десяти проявлений золоторудной минерализации, относимой к гидротермальному (золото-кварцевая рудная формация) или гидротермально-осадочному (золотоносные конгломераты) генетическим типам; а также проявления меди, железа, свинца и цинка гидротермального и метаморфогенно-гидротермального генезиса. Золотое оруденение в основном связано с терригенными базальными горизонтами палеозоя и углеродистыми сланцами зоны тектонитов Главного Уральского надвига, по которому сочленяются вышеупомянутые блоки коры. Основная роль в локализации эндогенного оруденения принадлежит разломам северо-западной ориентировки. Перспективность площади на коренное золото подтверждается наличием крупного неокатанного и слабоокатанного металла в россыпях района.

Площадь прогнозируемого рудно-россыпного района на территории листа P-40 около 1900 км^2. Прогнозные ресурсы коренного золота оцениваются по удельной площадной продуктивности 100 кг/км^2, определенной для этой территории В. Н. Кошевым и В. А. Душиным [356], и при понижающем коэффициенте 0,5 составят 95 т.

Вижайско-Вагранский платино-золотоносный рудно-россыпной район (15.2.Au,Pt/R_3–PZ(N–Q) занимает обширную территорию в юго-восточном углу территории листа P-40 (от долины р. Тошемка на севере до р. Вагран – на юге), сложенную вещественными комплексами трех структурно-формационных зон: Ишеримской, Зилаиро-Лемвинской и Западно-Тагильской, являющимися источниками питания россыпей. В геоморфологическом отношении территория соответствует осевой зоне Уральского горного сооружения.

Большая часть площади рудно-россыпного района сложена рифейскими вулканогенно-осадочными комплексами, принадлежащими к Ишеримской СФЗ и соответствующими в современной структуре Вишерско-Кутимскому антиклинорию; на крыльях антиклинория картируются раннепалеозойские отложения существенно терригенного состава. Восточную часть территории слагают вулканогенные и интрузивные образования океанической и островодужной стадий развития Уральского пояса (Западно-Тагильская СФЗ), ограниченные с запада Главным Уральским надвигом, фиксируемым зоной полимиктового тектонического меланжа и телами ультрабазитов салатимского комплекса.

Критериями объединения бассейнов различных водотоков в один минерагенический район являются общность площади шлихосбора и близость минералогического состава россыпей, поэтому контуры района всецело определяются границами распространения россыпей, россыпепроявлений и шлиховых потоков золота и платиноидов. Многочисленные золотоносные и платино-золотоносные россыпи и россыпепроявления аллювиального (русловые, террасовые) и делювиально-пролювиального генезиса связаны с отложениями в возрастном интервале миоцен–голоцен. Проявления коренного золота на территории района довольно многочисленны; большинство из них образуют скопления в границах выделяемых рудных узлов в рамках Ишеримской железо-вольфрам-золоторудной минерагенической зоны (Ниолсовский золото-вольфрамовый, Мартайский золоторудный). Однако, судя по расположению выделяемых золоторудных узлов, не они являются причиной формировании основных промышленных россыпей района, которые группируются на двух площадях с условными названиями по основным водотокам – Сосьвинско-Вагранской и Вижайской. Эти площади выделены в ранге платино-золотоносных рудно-россыпных узлов, включающих и отдельные коренные проявления, возможные источники питания россыпей.

Сосьвинско-Вагранский платино-золотоносный рудно-россыпной узел прогнозируемый (15.2.1) объединяет площадь распространения россыпной металлоносности в бассейнах рек Сосьва и Вагран, а также верховья р. Сурья (россыпь Сурья Казанская), на основании общности площади шлихосбора и минералогических особенностей россыпей (морфология, крупность и степень окатанности металла и др.). В границах прогнозируемого узла в настоящее время известно более десяти золотоносных, плати-

но-золотоносных и золото-платиновых россыпей, шесть из которых учтены Государственным балансом запасов. Россыпи неоген-четвертичного возраста, в основном приурочены к современным долинам, поймам и I надпойменной террасе; II и III террасы также потенциально металлоносны, но недостаточно изучены.

Минералогические особенности россыпного золота позволяют предполагать, что в формировании россыпей наряду с переотложенным металлом продуктов перемыва кор выветривания и древних (донеогеновых) россыпей эрозионно-структурных депрессий принимали участие и современные коренные источники гидротермального и метаморфогенно-гидротермального генетических типов, относящиеся к золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной рудным формациям. Платиноидая минерализация связана с хромитовой рудной формацией. Многочисленные проявления и пункты минерализации золота в основном сконцентрированы у южной рамки площади (лист P-40-XXXVI) в полосе северо-западной ориентировки, секущей структуры уральского направления и точно совпадающей с долиной р. Вагран, вмещающей наиболее крупную промышленную россыпь территории (VI-6-55). Верхние золотоносные отрезки долины р. Вагран и ее притоков находятся в полях развития верхнерифейских вулканогенно-осадочных образований, с которыми связано и большинство проявлений коренного золота. Наиболее богатый отрезок россыпи р. Вагран приурочен к существенно сланцевой углеродсодержащей толще велсовской свиты (R_3). В бортах более нижних отрезков долины в аллохтонном залегании картируются терригенно-сланцевые раннепалеозойские отложения Зилаиро-Лемвинской СФЗ (Присалатимский аллохтон), также вмещающие золоторудные проявления, относящиеся к золото-кварцевой рудной формации или формации золотоносных конгломератов. С востока к лемвинским фациям палеозоя примыкают образования войкаро-кимперсайского комплекса тектонитов, являющегося вещественным выражением зоны Главного Уральского разлома и включающего тектонические блоки и линзы серпентинизированных ультраосновных пород, мраморизованных известняков, углеродистых сланцев различного состава. Проявления коренного золота отмечаются в бортах долины р. Вагран и в углеродистых сланцах войкаро-кимперсайского комплекса и среди примыкающих к нему с востока осадочно-вулканогенных образований Западно-Тагильской СФЗ. Сквозной, секущий по отношению к современной структуре, характер расположения коренных проявлений золота и их соотношение с золотоносной долиной р. Вагран позволяют предполагать наличие здесь фрагментарно проявленной на современном срезе постпалеозойской глубинной структуры северо-западной ориентировки, контролировавшей эндогенное оруденение.

Немногочисленные коренные проявления платины на площади Сосьвинско-Вагранского рудно-россыпного узла связаны с интрузивными массивами Платиноносного пояса – Денежкин Камень и Кумбинским. Пункты минерализации палладия относятся к углеродистым сланцам зоны Главного Уральского разлома.

В процессе проведения прогнозно-поисковых работ на площади листа P-40-XXXVI, в пределах описанной выше полосы распространения золоторудных проявлений, была выявлена Сурьинская рудная зона мощ-

ностью 60 м и общей протяженностью около 10 км в углеродистых сланцах войкаро-кимперсайского комплекса тектонитов, маркирующего Главный Уральский надвиг. Прогнозные ресурсы золота по этой зоне до глубины 150 м были оценены в 67 т (категория P_2). В отдельных пробах по зоне выявлены повышенные концентрации палладия и платины (МПГ в сумме – до 3,7 г/т). При среднем суммарном содержании 1,69 г/т и коэффициенте рудоносности 0,08 прогнозные ресурсы МПГ категории P_2 по Сурьинской рудной зоне оценены в 20 т [332].

Для прогнозируемого нами рудно-россыпного узла, включающего фрагменты трех структурно-формационных зон и коренные проявления различной формационной принадлежности, ресурсы коренного золота оценивались методом аналогий по удельной площадной продуктивности Северо-Сосьвинского рудно-россыпного района (100 кг/км^2), находящегося в аналогичной геолого-структурной обстановке. При площади прогнозируемого рудно-россыпного узла в 2500 км^2 и понижающем коэффициенте 0,4 прогнозные ресурсы коренного золота категории P_3 для Сосьвинско-Вагранского рудно-россыпного узла составят 100 т. Соответственно, ресурсы платиноидов (платина, палладий) с учетом соотношений по Сурьинской зоне предполагаются в объеме 33 т.

Прогнозные ресурсы россыпных металлов характеризуемого узла оцениваются по предшествующим работам (т): золото – 1,74 (P_2) и 2,84 (P_1); платина – 0,36 (P_2) и 0,71 (P_1).

Вижайский платино-золотоносный рудно-россыпной узел прогнозируемый (15.2.2) объединяет фрагменты золотоносных долин рек: Вижай, Анчуг, Тохта и Сев. Тошемка на основании общности структурной позиции и формационной принадлежности коренных источников питания россыпей. Значительная часть территории прогнозируемого узла являлась объектом прогнозно-минерагенических исследований в процессе подготовки комплекта ГК-1000 листа P-40 третьего поколения (Вижайская опорная площадь). Западная часть площади сложена осадочно-вулканогенными образованиями позднерифейского возраста, в значительной мере перекрытыми аллохтонной пластиной метаморфизованных существенно терригенных отложений, относимых к Зилаиро-Лемвинской СФЗ (саранхапнерская и хомасьинская свиты Присалатимского аллохтона). Последние, в свою очередь, по зоне Главного Уральского надвига (ГУН), фиксируемого войкаро-кимперсайским комплексом тектонитов и телами ультрабазитов салатимского комплекса, сочленяются с осадочно-вулканогенными комплексами Западно-Тагильской СФЗ.

Наряду с промышленной золотоносностью аллювиальных и пролювиальных отложений в границах выделяемого рудно-россыпного узла фиксируются коренные проявления и пункты минерализации золота, локализующиеся в позднерифейских осадочно-вулканогенных образованиях и блоках углеродистых сланцев ГУНа. Отмечается широкое развитие кварцевых и карбонат-кварцевых жил и зон сульфидной минерализации, а также многочисленные аномалии Mo, As, Ag, Pb, Zn, Cu, Hg, имеющие северо-западное простирание. В процессе проведения прогнозно-минерагенических исследований на основании вышеизложенного было выделено шесть потенциальных золоторудных зон; суммарные

прогнозные ресурсы опорного участка оценивались в 72 т по аналогии с Сурьинской рудной зоной. Однако при последующем анализе материалов ресурсы коренного золота были переоценены исходя из значительно более широкого формационного спектра выявленного и предполагаемого оруденения и, соответственно, его площадного распространения. При оценке ресурсов коренного золота принята площадная удельная продуктивность 100 кг/км^2 в соответствии с Методическими рекомендациями ЦНИГРИ [26]. При площади выделяемого перспективного узла около 1000 км^2 и поправочном коэффициенте 0,5 прогнозные ресурсы категории P_3 оцениваются в 50 т. С учетом соотношения, установленного для Сурьинской рудной зоны, прогнозные ресурсы минералов платиновой группы (МПГ) составят 15 т (P_3).

Прогнозные ресурсы россыпного золота в границах Вижайского рудно-россыпного узла оцениваются по результатам предшествующих работ в 2,86 т (категория P_2); МПГ – 1,23 т (категория P_2).

На площади перспективного Вижайского платино-золотоносного рудно-россыпного узла рекомендуются поисковые работы на коренное золото и МПГ.

Сочленение Западно-Уральской россыпной минерагенической зоны с Предуральской минерагенической областью.

Среднепечорский золотороссыпной район (0.2.Au/Q) находится на стыке Западно-Уральской алмазо-золотороссыпной минерагенической зоны и территории минерагенической провинции Русской плиты, в структурно-фациальном отношении соответствующей Печорской подобласти Предуральской СФцО. В геоморфологическом плане большая часть площади относится к денудационно-аккумулятивной равнине Предуралья.

Золотоносными являются аллювиальные песчано-галечные образования голоценового возраста. Наряду с золотом в виде единичных, средне- и слабоокатанных зерен и кристаллов присутствуют минералы платиновой группы, представленные: лауритом, платиной, ферроплатиной, осмистым иридием, платосмиридами, иридосминами, рутениридосмином [389]. В пределах района выявлен ряд косовых и пойменно-русловых россыпных проявлений дальнего сноса: Чирак (I-4-4), Югыдвож (I-4-5), Верхний (II-4-1), Нижняя Сочь (II-4-3), Гудырвож (II-4-7), Сочьвож (II-4-6), Приустьевая часть р. Сочь (II-4-9). Их суммарные прогнозные ресурсы категории P_2 оценены В. А. Капустиным и Л. С. Капустиной в 1,054 т золота (1988). Золото принадлежит преимущественно к классу мелкого и весьма мелкого. Учитывая слабую степень извлекаемости подобного металла, на Верхнепечорской опорной площади была осуществлена обработка проб из продуктивных русловых образований р. Унья на концентраторе «Нельсон». В результате содержания металла в пробах, по сравнению с работами предшественников, увеличились в среднем в 2 раза. На основании этого произведен пересчет ресурсов золотороссыпного района с применением повышающих коэффициентов 2 и 1,5, соответственно на содержания золота и мощность продуктивных отложений (песков). В результате ресурсы металла Среднепечорского района (при пересчете переведены в категорию P_3) увеличиваются до 3,0 т (авторские ресурсы).

НЕФТЬ, ГАЗ, КОНДЕНСАТ

В рамках традиционного нефтегазогеологического районирования характеризуемая территория относится к Тимано-Печорской и Волго-Уральской нефтегазоносным провинциям (НГП). За многие десятилетия отработки месторождений углеводородного сырья в этих провинциях основные закономерности формирования и размещения нефти и газа установлены с большой степенью достоверности, что нашло свое отражение в многочисленных публикациях [7, 20, 21, 69–76 и др.] и сводных отчетах, сопровождаемых цифровыми прогнозными оценками [327, 387, 391, 392 и др.]. Все эти и другие материалы использованы при составлении карты прогноза листа P-40 на нефть и газ.

Процессы нефтегазонакопления и его масштабы в платформенной части территории определяются наличием в осадочных чехлах платформ разновозрастных и находящихся на различных гипсометрических уровнях нефтегазогенерирующих толщ (НГГТ), чередованием в разрезах седиментационных бассейнов пород-коллекторов и пород-флюидоупоров (покрышек), количеством и объемом ловушек. На основании материалов разведочных и добычных работ многих десятилетий выделяются региональные нефтегазоносные комплексы (НГК), ограниченные региональными покрышками или системами зональных пород-покрышек. С учетом необходимой генерализации в связи с масштабом карты на территории листа P-40, в палеозойском разрезе Тимано-Печорского и Верхнекамского седиментационных бассейнов выделяются следующие НГК: ордовикско-нижнедевонский терригенно-карбонатный, терригенный среднедевонско-нижнефранский, верхнедевонско-раннекаменноугольный терригенно-карбонатный, карбонатный каменноугольно-нижнепермский, терригенный пермский.

Ордовикско-нижнедевонский терригенно-карбонатный НГК. Для современных поисков залежей нефти и газа наиболее перспективны земли интенсивной генерации битумов (плотность эмиграции более 200 тыс. т/км), к каковым относятся впадины Предуральского краевого прогиба в пределах распространения нижнедевонской покрышки. Однако на территории листа отсутствуют сведения о нефтегазоносности ордовикско-нижнедевонских отложений, в связи с чем на прилагаемой карте прогноза нефти и газа показаны только границы распространения этого НГК, без выделения перспективных земель.

Терригенный среднедевонско-нижнефранский НГК. Перспективными считаются земли развития мелководно-морских отложений. Морские глинисто-карбонатные и лагунные песчано-глинистые – малоперспективны. В наиболее перспективных районах мощность продуктивной толщи изменяется от 0 до 100 м. Покрышка региональная кыновско-саргаевская, создающая на большей части территории высокоблагоприятные условия для нефтегазонакопления.

Терригенно-карбонатный верхнедевонско-нижнекаменноугольный НГК. Залежи нефти установлены во франских, фаменских, турнейских карбонатных отложениях и в нижне-средневизейских терригенных. В связи с мелким масштабом карты мы не выделяем терригенные нижне-средневизейские отложения в самостоятельный НГК,

как это делают в настоящее время геологи-нефтяники [74]; тем более, что и во франско-турнейском нефтегазоносном уровне присутствуют терригенные отложения. Покрышки для этого НГК локальные или зональные (тульская, малиновская). Отсутствие регионального экрана создает малоблагоприятные условия для сохранения залежей УВ. На территории листа наиболее перспективные земли тяготеют к участкам интенсивной генерации УВ непосредственно в самих отложениях комплекса там, где развита малиновская покрышка, рифогенные коллекторы и биогенные постройки, а именно – на бортах краевого прогиба (Верхнепечорская, Соликамская впадины). В целом, с учетом зонального распространения коллекторов и покрышек, выделяются перспективные земли для этого НГК как в пределах платформы, так и в Верхнепечорской впадине прогиба.

Карбонатный каменноугольно-раннепермский НГК (от верхнего визе до артинского яруса включительно). Покрышки: региональная нижнепермская (кунгурская); в пределах впадин Предуральского прогиба – зональная позднеартинского возраста, сложенная глинистыми и глинисто-карбонатными породами с прослоями алевролитов и песчаников. Оптимальные условия для сохранения залежей УВ – в районах совмещения этих двух покрышек.

Терригенный НГК пермского возраста (включает верхнепермские, кунгурские и, частично, артинские отложения). Основные площади развития НГГТ – земли Предуральского прогиба, где их мощность достигает 1–1,5 км. Покрышки верхнепермского (уфимского) и триасового возраста, развитые преимущественно в платформенной части ТПП.

Многочисленные месторождения нефти, газа и газоконденсата **Тимано-Печорской провинции** группируются в рамках традиционно выделяемых нефтегазоносных областей (НГО) и районов (НГР). Самая западная в пределах характеризуемой территории, Тиманская НГО соответствует контурам Восточно-Тиманского мегавала, структуры первого порядка на границе Тиманской гряды и Ижма-Печорской синеклизы. На территории листа в ее границах выделяется Ухта-Ижемский НГР, нефтегазоносность которого связана с терригенными отложениями среднедевонско-нижнефранского НГК.

Ижма-Печорская НГО отвечает контурам одноименной мегавпадины Печорской синеклизы и подразделяется на семь нефтегазоносных районов: Джебольский, Омра-Сойвинский, Мичаю-Пашнинский, Велью-Тэбукский, Верхнелыжско-Лемьюский, Тобышско-Нерицкий, Седуяхинско-Кипиевский. Каждый из этих районов соответствует по масштабу одноименным тектоническим структурам второго порядка либо их совокупностям.

Верхнелыжско-Лемьюский НГР относится к территории Омра-Лыжской седловины. Этому району свойственен широкий диапазон нефтегазоносности, охватывающий: терригенные отложения среднедевонско-нижнефранского НГК, рифогенные образования и осложняющие их толщи облекания доманиково-турнейского НГК, а также терригенные отложения верхнепермского НГК. Велью-Тэбукский НГК соответствует Тэбукской ступени, а Мичаю-Пашнинский НГР – одноименному

валу Омра-Лыжской седловины, находящемуся на границе с Верхнепечорской впадиной. Омра-Сойвинский НГР выделяется в пределах одноименной ступени Омра-Лыжской седловины. Залежи углеводородного сырья в этих районах связаны главным образом с терригенными отложениями среднедевонско-нижнефранского НГК. Джебольский НГР (соответствует Джебольской моноклинали Омра-Лыжской седловины) относится к юго-восточному замыканию Ижма-Печорской НГО и является пограничным районом с Северо-Предуральской НГО, соответствуя по площади Джебольской ступени. Газовые, газоконденсатные и нефтяные залежи приурочены к малоамплитудным складкам в терригенных отложениях среднедевонско-нижнефранского НГК, пачках карбонатно-терригенной клиноформной формации доманиково-турнейского возраста, а также в кунгурских доломитовых пластах терригенного нижнепермского НГК.

Северо-Предуральская НГО в тектоническом отношении соответствует Предуральскому краевому прогибу, надпорядковой тектонической структуре, осложненной элементами первого порядка в виде системы впадин, внешние борта которых выражены ступенями и моноклиналями, а внутренние осложнены складчато-покровными, складчато-чешуйчатыми зонами и тектоническими пластинами. Впадины прогиба разделяются между собой одноранговыми структурами поперечных поднятий. В пределах Северо-Предуральской НГО на территории листа P-40 выделяются: Верхнепечорский, Вуктыльский и Курьинско-Патраковский НГР.

Верхнепечорский НГР охватывает внешний борт Верхнепечорской впадины в пределах Печоро-Илычской моноклинали. К этому району относятся Юрвож-Большелягское и Козлаюское (за северной рамкой листа) месторождения, залежи которых приурочены к терригенным отложениям доманиково-турнейского и нижневизейского уровней.

Вуктыльский нефтегазоносный район соответствует внутренней структурной зоне Верхнепечорской впадины краевого прогиба, осложненной надвигово-чешуйчатыми дислокациями. К фронтальной части одной из тектонических пластин и приурочено Вуктыльское месторождение, а с погруженной частью пластины связано Мишпарминское месторождение. Залежи открыты в визейском терригенном и верхневизейско-нижнепермском карбонатном НГК.

В контуры этого района нами, вслед за геологами-нефтяниками, включается и Сарьюдинская складчато-чешуйчатая зона, в виде узкой полосы располагающаяся к югу от Вуктыльского вала.

Курьинско-Патраковский нефтегазоносный район включает в себя локальные антиклинальные структуры внутренней и внешней структурных зон Верхнепечорской впадины. В границах района выделяются: Курьинско-Патраковская антиклинальная и Патраковская складчато-покровная зоны. Промышленная газоносность связана со структурами надвигового происхождения и выявлена на Рассохинском, Курьинском и Анельском месторождениях, залежи которых приурочены к отложениям верхневизейско-нижнепермского карбонатного и пермского терригенного НГК.

Юго-западная часть территории листа относится к **Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (НГП)**, разделяющейся на Верхнекамскую НГО и Средне-Предуральскую НГО.

В Средне-Предуральской НГО выделяется Соликамский нефтегазоносный район, нефтегазоносность которого связана с верхнедевонско-турнейским, нижне-средневизейским, визейско-башкирским и нижнепермским НГК по классификации пермских геологов [327]. В варианте, принятом нами, продуктивные уровни соответствуют верхнедевонско-нижнекаменноугольному терригенно-карбонатному и карбонатному каменноугольно-нижнепермскому НГК. Залежи представлены массивными, пластовыми сводовыми, пластовыми литологически экранированными типами, преимущественно с поровым и трещинным типами пустотного пространства. В верхнедевонско-турнейских карбонатных отложениях нефтегазоносность в основном приурочена к рифогенным постройкам и к структурам их облекания, сложенным слоистыми карбонатами; в нижне-средневизейских – к аргиллитам и песчаникам с прослоями алевролитов. В визейско-башкирской части разреза залежи фиксируются в пористо-кавернозных известняках и доломитах или в органогенных пористых известняках. Коллекторы нижнепермского НГК сложены рифогенными известняками, иногда – известняковыми конгломератами и полимиктовыми песчаниками. Флюидоупорами служат глинистые известняки, аргиллиты, глины.

Верхнекамская НГО на характеризуемой территории представлена двумя потенциально нефтегазоносными (перспективными) районами: Камским НГР, соответствующим северо-восточной части Камского свода, и Кельтменско-Удорским НГР, связанным с одноименной зоной дислокаций.

Камский потенциальный НГР выделяется пермскими геологами-нефтяниками [327] на основании косвенных признаков нефтегазоносности, установленных в южной половине Камского свода, где выявлены три субмеридионально вытянутых вала (Кочевский, Кудымкарский и Воскресенский), представляющих собой системы структурных мысов, раскрывающихся в северном направлении.

Для этой территории характерно последовательное сокращение мощности верхнедевонских, нижне- и среднекаменноугольных отложений от юго-восточных границ к северо-западу. В палеоплане позднефранского времени на рассматриваемой территории существовал Пономаревский прогиб Камско-Вятской системы, обрамленный массивами (палеоплато), в краевых частях которых, очевидно, развивались позднефранские биогенные сооружения. В отдельных частях с ними, возможно, связаны залежи нефти. Залежи нефти в ловушках литологического и стратиграфического типов предполагаются в полосе выклинивания отложений нижнего карбона и верхнего девона.

Кельтменско-Удорский перспективный НГР выделен авторами настоящей работы. В тектоническом отношении он соответствует Кельтменскому валу Мезенской синеклизы и включает Вычегодскую потенциальную зону нефтегазонакопления, выделявшуюся ранее в юго-восточной части Предтиманского прогиба [327]. В разрезе осадочного чехла здесь присутствуют рифейские отложения, не установленные на Камском своде. Залежи нефти в пластовых сводовых ловушках возможны на тектоногенных поднятиях. Вероятны залежи в ловушках литологического типа. В настоящее время на этой площади известно одно ма-

лое нефтяное месторождение – Долдинское (VI-3-10) и одно нефтегазовое проявление – Кошелевское (VI-2-1). Находится в бурении крупная структура антиклинального типа – Елмач-Парминская.

В настоящее время соотношение начальных суммарных ресурсов (НСР) и прогнозных ресурсов нефти и газа на северо-востоке европейской части России (рис. 20, 21), сокращение фонда подготовленных к бурению традиционных нефтегазоносных структур антиклинального типа вызывают необходимость поиска ловушек УВ в районах, слабо изученных по причине их сложного геологического строения. К числу таких районов относятся внутренние зоны северных впадин Предуральского краевого прогиба и Западная структурная зона Уральской складчатой системы, до недавнего времени считавшаяся бесперспективной в отношении поиска залежей углеводородов и не имевшая официально принятой количественной оценки. Эта точка зрения была отражена на картах нефтегазоносности Советского Союза и Тимано-Печорской провинции.

Установлено, что территория Западной зоны Уральской складчатой системы в течение всего палеозоя составляла единый бассейн осадконакопления с прилегающей областью Предуральского краевого прогиба. Одновременно, в последние годы получены многочисленные доказательства в пользу того, что Урал и Западное Предуралье имеют сложное чешуйчато-надвиговое строение, и главная роль в формировании их структуры принадлежит зонам региональных надвигов. Данными сейсморазведки и глубокого бурения подтвержден прогноз о многокилометровом перекрытии аллохтонными пластинами Урала восточных частей впадин Предуральского краевого прогиба, причем на большей части территории автохтон залегает на доступных (до 6 км) для бурения глубинах. Бурение скважины 1-Верхняя Сочь (рис. 18) показало наличие хороших коллекторов в породах автохтона, а данные сейсморазведки указывают на наличие в поднадвиговых зонах крупных антиклинальных структур. Во внутренней зоне Предуральского краевого прогиба уже открыт ряд газовых и газонефтяных месторождений (Вуктыльское, Курьинское, Рассохинское, Анельское, Мишпарминское, Южно-Сынинское, Интинское, Кожимское). Непосредственно к югу от характеризуемого региона, в Пермской области, в пределах передовых складок Урала выявлены: Ветосское нефтяное месторождение, Сурсайское непромышленное скопление нефти и газа, подготовлена к глубокому бурению Северо-Мальцевская структура. В фонде выявленных перспективных числятся Базовская, Верхнеивакинская, Сабикская, Северо-Пултовская и Пыстимская структуры. При этом следует учесть, что мощность осадочного чехла, продуцирующего углеводороды на Среднем Урале, меньше, чем на Северной его части. В то же время и изучена территория севера Урала значительно хуже: сейсморазведка здесь почти не проводилась, а поисковое бурение на газ было только на Еджид-Кыртинской и Югыд-Вуктыльской площадях. Согласно общепринятому тектоническому районированию, эти площади относятся к Среднепечорскому поднятию Предуральского краевого прогиба, хотя по строению они гораздо ближе к уральским структурам. При бурении здесь неоднократно отмечались проявления метанового газа в виде повышенных газопоказаний, разгазирования бурового раствора, а также выбросов газа при

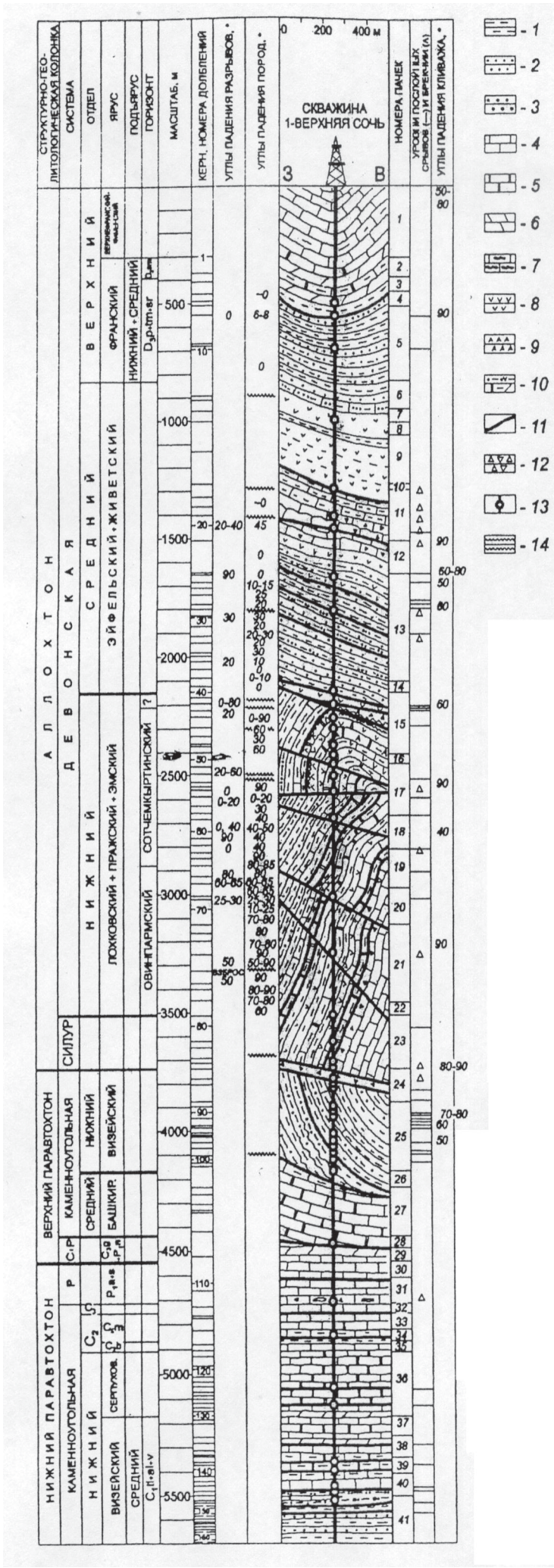


Рис. 18. Структурно-литологический разрез скважины 1-Верхняя Сочь (Н. В. Беляева и др., 1997).

1 – алевролиты и аргиллиты; *2* – песчаники; *3* – гравелиты; *4* – известняки; *5* – доломиты; *6* – мергели; *7* – известняки с конкрециями кремней; *8* – габбро-диабазы; *9* – ангидриты; *10* – тонкое переслаивание соответствующих пород; *11* – разрывы; *12* – тектонические брекчии; *13* – зоны дробления по керну; *14* – мелкие складки.

Вклейка. Заказ 80000020

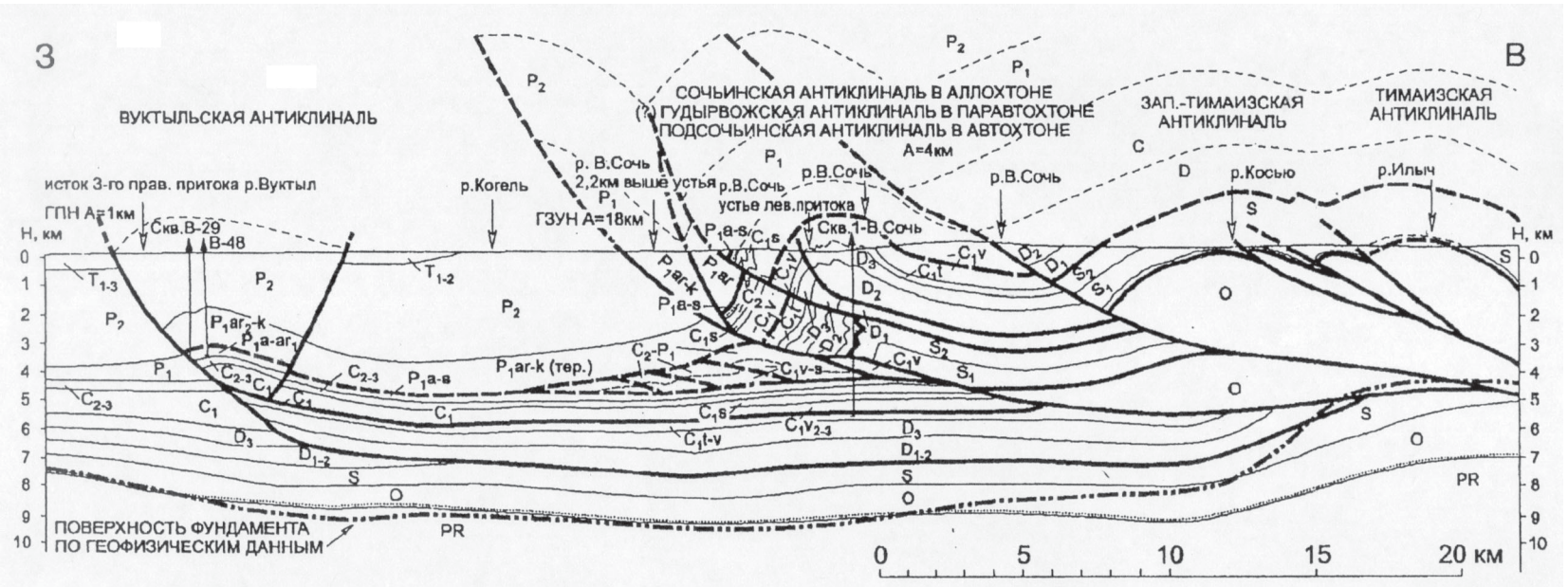


Рис. 19. Структурно-тектонический разрез западного склона Северного Урала в районе Сочьинской антиклинали, уточненный по данным бурения скв. 1-Верхняя Сочь. Составил В. В. Юдин.

опробовании. В скв. 1-ЮВ при опробовании девонских терригенных отложений с глубины 2,5—2,7 км был получен первый в такого рода структурах промышленный приток газа дебитом 200—250 тыс. м³/сут, а в скв. 4-ЮВ — приток метана дебитом 100 тыс. м³/сут.

Анализ и переинтерпретация ранее накопленных материалов свидетельствуют о наличии в пределах западной складчато-надвиговой зоны Урала благоприятных структурных и литологических факторов для формирования залежей УВ. Главный структурный фактор, контролирующий формирование и размещение скоплений УВ — широкое развитие шарьяжно-надвиговых дислокаций, определяющих структурный план западного склона Урала. Крупные надвиги, ориентированные параллельно Уралу и протягивающиеся на десятки и сотни километров, формируют тектонические пластины, под которыми, как показала скв. 1-Верхняя Сочь, прослеживается иной структурный план и возможно нахождение относительно простых поднадвиговых антиклинальных и тектонически экранированных ловушек углеводородов.

Граница Урала и Предуральского краевого прогиба весьма условна. На всем протяжении восточная граница прогиба проходит по кулисообразно расположенной системе крупных разрывов, объединенной под общим названием Главный Западноуральский надвиг. Положение фронтальной части этого регионального надвига фиксируется по комплексу геолого-гефизических методов, а также по результатам дешифрирования дистанционных материалов. Амплитуда горизонтальных перемещений от первых километров до первых десятков километров, вследствие чего значительная часть внутренней зоны Предуральского краевого прогиба перекрыта аллохтонными пластинами Западной структурной зоны Урала, а в принадвиговой части у поверхности отмечаются фрагменты крупных складок, частично скрытых под аллохтоном (рис. 19).

В отношении перспектив нефтегазоносности территория западной структурной зоны Урала является одной из самых слабоизученных сопредельных территорий Тимано-Печорской провинции. Параметрическое и поисковое бурение на нефть и газ в пределах передовых складок Урала не проводилось. Исключение — скв. 1-Верхняя Сочь (рис. 18), первая на Северном Урале параметрическая скважина, дающая объективное представление о строении Сочьинской антиклинали и всего западного склона Урала. Сочьинская антиклиналь представляет собой крупную асимметричную линейную бескорневую складку. В результате бурения выявлено, что от поверхности до глубины 2200 м в своде субгоризонтально залегающие девонские породы сорваны по серии послойных срывов. В результате 600-метрового смещения по надвигу до глубины 3740 м вскрыт уже не свод, а крутое западное крыло антиклинали, сложенное вулканогенно-терригенно-карбонатными отложениями нижнего девона и верхнего силура. Ниже силурийских известняков под высокоамплитудным надвигом вскрыты чешуи, сложенные средневизейскими алевролитами и песчаниками, а также серпуховско-среднекаменноугольными известняками и доломитами. Параавтохтон под Главным Западно-Уральским надвигом сложен известняками ассельско-сакмарского возраста ранней перми. Ниже, до глубины 5700 м, вскрыты субгоризонтально залегающие отложения от известняков верхнего карбона

до песчаников и алевролитов среднего визе. Стратиграфически нормальный разрез нарушен лишь субгоризонтальными послойными срывами с зеркалами скольжения по пластичным слоям алевролитов и аргиллитов.

Комплексная интерпретация геолого-геофизических материалов позволяет также прогнозировать в параавтохтоне очень пологую и широкую Подсочьинскую антиклиналь амплитудой до 600 м.

В пользу перспективности западного склона Урала на углеводородное сырье свидетельствуют следующие факты:

– Достоверно установлено, что территория западного склона севера Урала в течение всего палеозоя составляла литологически и генетически единый бассейн осадконакопления с прилегающей областью Предуральского краевого прогиба, где уже открыты восемь нефтегазовых месторождений, в том числе известное Вуктыльское месторождение. На ряде прилегающих с запада площадей Приуралья получены промышленные притоки углеводородов.

– Мощность доорогенных палеозойских отложений на западном склоне севера Урала значительно больше, чем на территории Предуральского краевого прогиба. Так, например, если в Верхнепечорской впадине она составляет около 5 км, то в Западной структурной зоне Урала – изменяется (по данным разных исследователей) от 5,5 до 7–10 км. При этом следует учесть, что за счет перекрывающего орогенного комплекса и складчато-надвиговых структур общая толща осадочного чехла на Урале была еще больше. При таких погружениях палеозойские отложения безусловно прошли главные фазы нефте- и газообразования.

– Литологический состав отложений палеозоя на западном склоне Урала и территории Предуральского краевого прогиба весьма сходен. Кроме того, эти отложения подстилаются одновозрастными и сходными по литологическому составу породами единого байкальского фундамента, а в разрезе палеозоя отсутствуют глубокие региональные размывы и несогласия, способные привести к расформированию залежей.

– В палеозойском разрезе Урала имеют место разновозрастные пласты с повышенной сингенетичной битуминозностью, которые могли продуцировать значительное количество углеводородов. К ним относятся терригенно-карбонатные толщи ордовика, среднего девона, депрессионные карбонатные толщи верхнего девона–нижнего карбона, нижнепермская морская моласса, а также, видимо, ордовикско-раннесилурийские отложения. Битуминологические показатели неметаморфизованных отложений девона, карбона и перми в Западной зоне Урала аналогичны тем же показателям пород Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции.

– Свободные выходы газа на поверхность в руслах рек установлены почти на всей территории Западного Урала. Большинство газопроявлений приурочено к нижнепермско-каменноугольным отложениям в зоне сочленения складчатого Урала с впадинами прогиба. Газ имеет преимущественно азотный состав. Сходные по составу газы были обнаружены на территории нефтегазоносных площадей Татарии и Удмуртии.

– Одним из признаков окисляющихся залежей углеводородов являются сероводородные источники. Такие источники известны на руч. Родник (правом притоке р. Унья) в средне-верхнекаменноугольных известняках

западного крыла Восточно-Бердышской антиклинали на руч. Шежимью (левом притоке р. Ильич), в нижнедевонско-верхнесилурийских отложениях западного крыла Косью-Уньинской синклинали.

– Представление о том, что Западный Урал в гидрогеологическом аспекте является глубокопромытой зоной, весьма спорно. Для суждения о «промытости» необходимы данные бурения, которых на Урале пока нет. Незначительные превышения поверхности Западного Урала над уровнем моря (150–200 м) вряд ли создают благоприятные условия для глубокого промыва его недр. Наличие в Западно-Уральских ПНГР воклюзов и сероводородных источников свидетельствует скорее о разгрузке здесь подземных вод.

– Список пород, которые имеют высокую первичную пористость и могут служить коллекторами, весьма обширен и разнообразен: это доломиты силурийско-нижнекаменноугольного возраста; биогермные и детритовые известняки девона–нижней перми; терригенные отложения карбона, среднего девона и нижнего ордовика. Наличие коллекторов (от низко- до высокоемких) на больших глубинах в поднадвиговой части разреза установлено в скв. 1-Верхняя Сочь.

Косвенными признаками, указывающими на большие значения пористости, служат данные о наличии палеокарста, рифовых и биогермных тел, визуальной трещиноватости и пористости с крупными кавернами, фиксируемые при изучении палеозойских пород Урала.

– На разных уровнях палеозойского разреза западного склона Северного и Приполярного Урала имеется большое разнообразие плотных пород, способных служить экраном (предполагаемые покрышки). Можно предположить наличие следующих экранирующих толщ: среднеордовикской глинистой и карбонатно-глинистой; среднедевонской (бийско-афонинской) глинистой и карбонатно-глинистой; верхнедевонской (нижнефранской) глинистой и карбонатно-глинистой; верхнедевонской верхнефранско-фаменской) карбонатно-глинистой; нижнекаменноугольной (визейской) глинистой. В пределах поперечных опусканий и в тектонически экранированных ловушках поперечных поднятий возможно наличие и нижнепермских (артинской и кунгурской) преимущественно глинистых покрышек.

– Мощные зоны брекчирования для западноуральских надвигов не характерны; есть основания полагать, что крупные надвиги не разгерметизировали потенциально нефтегазоносные структуры. Кроме того, отдельные относительно мощные зоны послойного дробления и трещиноватости, видимо, могут не только служить путями миграции углеводородов, но и сами накапливать их. По аналогии с Юго-Восточным Кавказом и другими нефтегазоносными районами крупные протяженные зоны дробления можно рассматривать как вместилища углеводородов. Учитывая пологую дислоцированность сместителей отдельных крупных надвигов, можно предполагать и образование тектонически экранированных залежей – как пластовых, так и в зоне самого нарушения.

– Наличие на западном склоне Урала отрицательных аномалий силы тяжести, не соответствующих плотности пород, выходящих на поверхность, интерпретируется как наличие под плотными породами аллохтона относительно менее плотных толщ. Такими толщами на Урале и в

Приуралье являются терригенные отложения пермского возраста. Поэтому при построении геолого-геофизических разрезов, с учетом интерпретации гравиметрических полей, предполагается, что автохтон на значительном расстоянии к востоку под передовыми, аллохтонными складками Урала сложен пермскими отложениями. Однако анализ геолого-геофизических материалов позволяет сделать вывод о том, что терригенные пермские отложения могут частично слагать автохтон лишь в зонах поперечных опусканий Урала.

В настоящее время в складчато-надвиговых поясах мира, сходных с Западноуральским, успешно ведутся работы по выявлению нефтегазоносных структур. Так, например, в структурах Скибовой зоны Карпат выявлено 20 месторождений нефти и газа; открыт ряд месторождений в складчатой области Загроса (Иран). По освоению ресурсов газа можно провести аналогию между Тимано-Печорской провинцией и Предаппалачским бассейном в США. В нем насчитывалось 670 нефтяных и 1050 газовых месторождений, которые уже почти полностью выработаны. Интерес к бассейну резко возрос после теоретического обоснования с позиций современного мобилизма нефтегазоносности прилегающих сложнопостроенных складчатых зон. После этого за последние 10 лет в Предаппалачском бассейне выявлено пять месторождений нефти и газа в поднадвиговых структурах и пропущенных ранее зонах трещинных коллекторов вдоль фронтальных надвигов. В сходных по строению Скалистых горах открыто 19 месторождений УВ. На начало 1981 г. извлекаемые запасы только поднадвиговых месторождений американские геологи оценивали в 2,1 млрд т нефти и 2,8 трлн м^3 газа [387].

Большинство уральских геологов считают, что и шарьяжно-надвиговые западноуральские структуры перспективны для поисков углеводородов [20, 96, 99, 100, 195—197 и др.]. Под сложнопостроенными приповерхностными складчато-надвиговыми дислокациями на глубине от нескольких сот метров до первых километров уже обнаружены относительно просто построенные складки и зоны с промышленной нефтегазоносностью (Асташская и др.). Поднадвиговые структуры считаются наиболее перспективными. На территории Севера Урала поднадвиговые структуры намечены в автохтоне Главного Западно-Уральского надвига. Они выявляются по выходам ассельско-сакмарских известняков в пограничной полосе краевого прогиба или по сейсморазведке. Морфология их почти не изучена, так как у поверхности часто наблюдаются лишь западные, обычно опрокинутые крылья, а своды и восточные крылья скрыты под аллохтоном. На характеризуемой территории предполагаются следующие типы поднадвиговых структур: а) антиклинали, частично расположенные под фронтальными дислокациями крупных надвигов (например, Гудырвожская, Кумайская, Подшайтановская, Подиспередская, расположенные под Главным Западно-Уральским надвигом); б) тектонически экранированные ловушки в автохтоне вышеуказанного надвига; в) предполагаемые по геофизическим и геологическим данным антиклинали, перекрытые аллохтонами сланцевых комплексов (Подмалопечорская под Малопечорским аллохтоном). Весьма существенно, что своды приповерхностных и поднадвиговых складок иногда расположены друг под другом (например, Шайтановская и Подшайтанов-

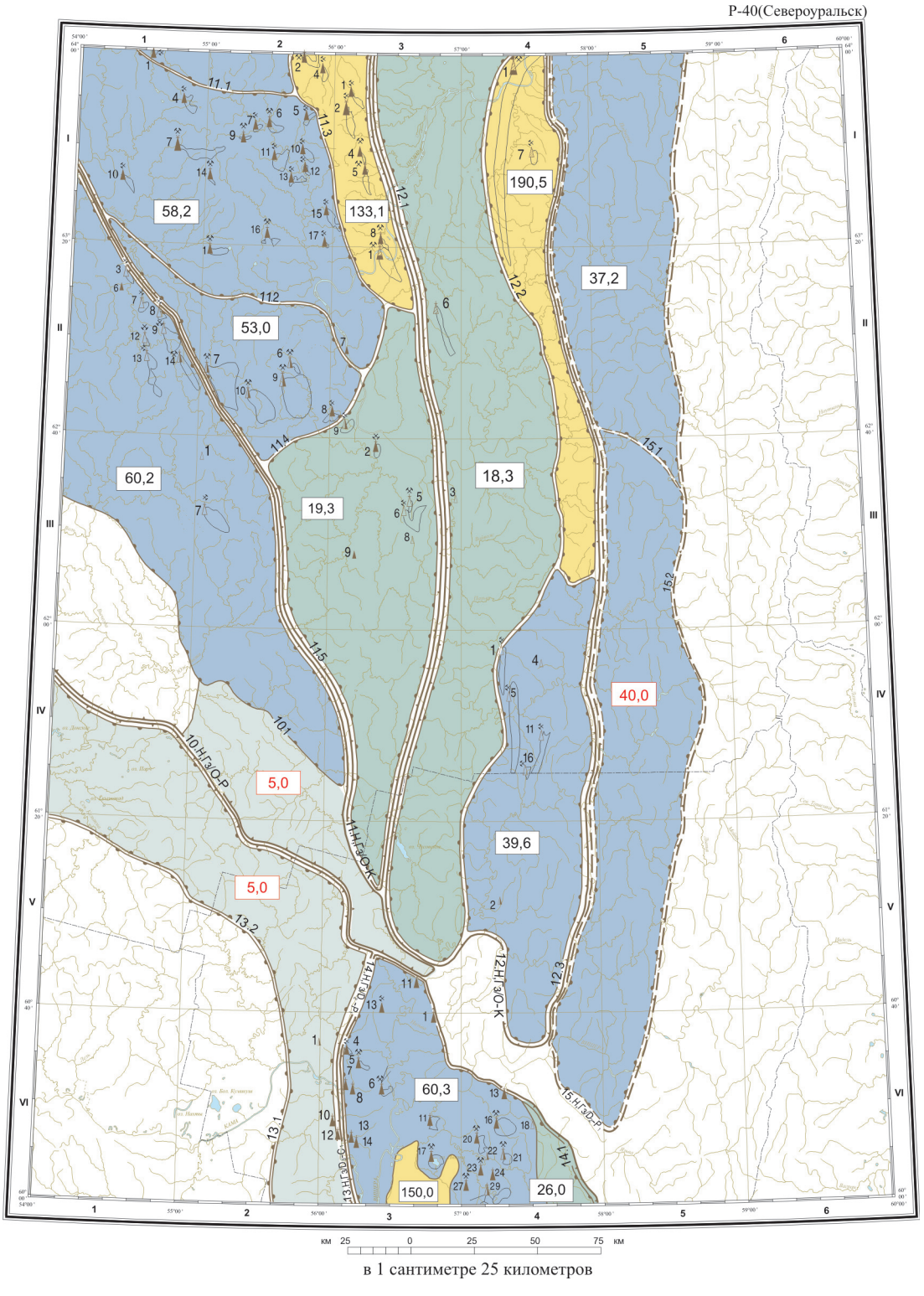


Рис. 20. Схема размещения начальных суммарных ресурсов углеводородов (материалы Тимано-Печорского научно-исследовательского центра по состоянию на 1.01.2000 г.)

Плотность геологических начальных суммарных ресурсов углеводородов (тыс. т. у. т. / км)

< 10 | 10 - 30 | 30 - 100 | 100 - 300

Локальные плотности начальных суммарных ресурсов :

18,3 Установленные 40,0 Предполагаемые

Вклейка. Заказ 80000020

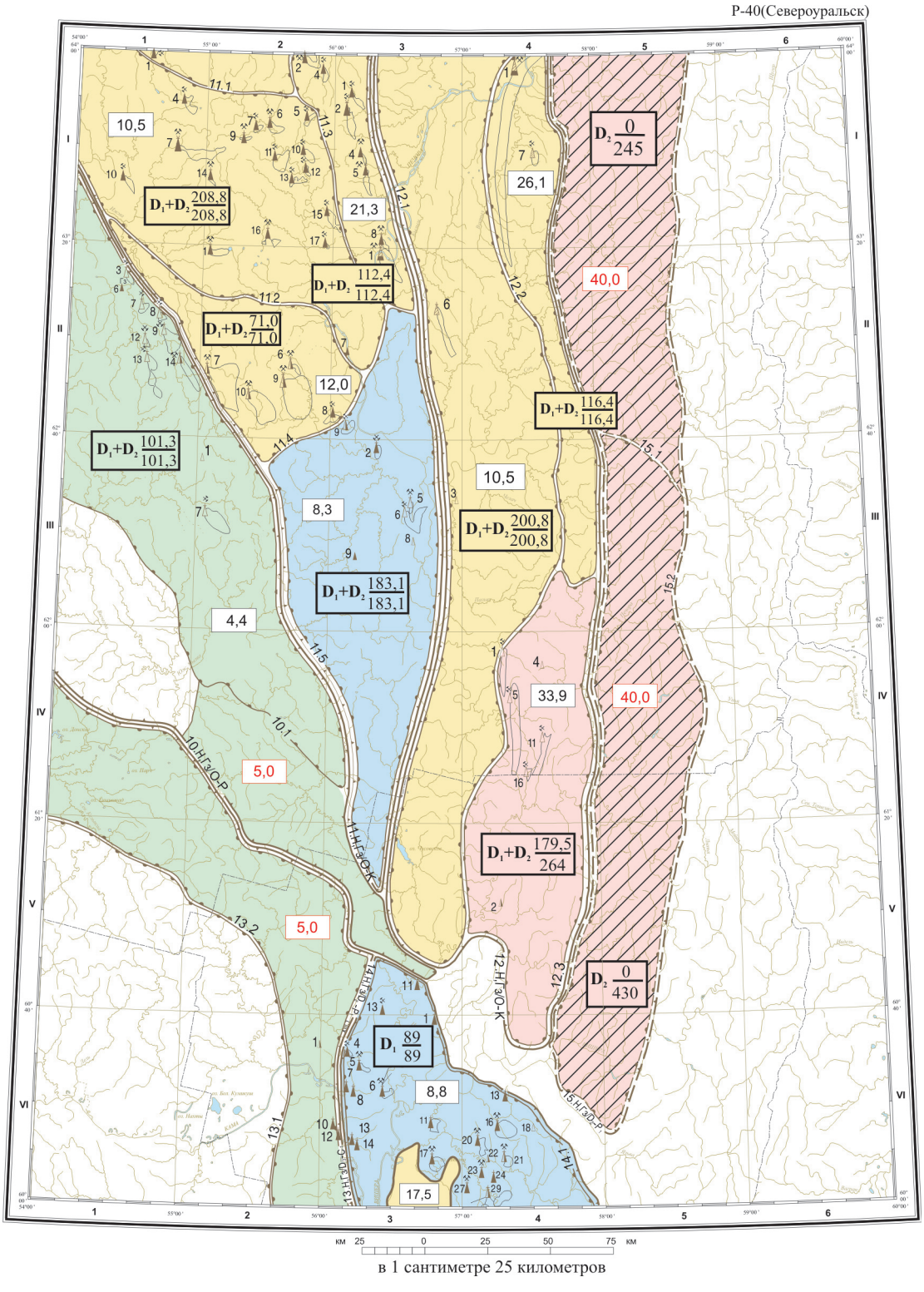


Рис. 21. Схема размещения неразведанных (прогнозных и перспективных) ресурсов углеводородов (по материалам ТПНИЦ).

Плотность неразведанных ресурсов углеводородов (C_3 + D) (тыс. т. у. т. / км^2)

3 - 5 | 5 - 10 | 10 - 30 | 30 - 50

Локальные плотности неразведанных ресурсов:

10,5 Установленные | 40,0 Предполагаемые

Прогнозируемая Западноуральская НГО

Прогнозные ресурсы: (млн.т.у.т.) D_2 0/430 по состоянию на 01.01. 2000 г. / на 01.01. 2006 г.

ская и др.). На таких площадях можно предполагать наличие нескольких ловушек углеводородов.

К числу благоприятных для накопления углеводородов приповерхностных западноуральских структур на территории листа P-40 относятся: Сочьинская, Шайтановская, Сусайская, Няризьская антиклинали, северная периклиналь Подчерской антиклинали, Гореловская структура. Наиболее крупную, относительно пологую и простопостроенную приповерхностную Тимаизскую антиклиналь, видимо, также следует отнести к категории перспективных, учитывая шарьяжное строение территории: в автохтоне под ордовикско-нижнедевонскими отложениями могут быть более молодые, потенциально нефтегазоносные комплексы.

Следует отметить, что из приповерхностных структур наиболее перспективными являются крупные складки тыловых участков чешуй, где развиты более пологие и менее нарушенные антиклинали. Наиболее благоприятной является каждая вторая крупная антиклиналь, расположенная к востоку от Главного Западно-Уральского надвига (например, Сочьинская, Шайтановская, Сусайская, Сыпучинская). К востоку от них вдоль меньшего по масштабу надвига обычно развита еще одна цепочка относительно просто построенных антиклиналей (Няризьская, Быркамская, Гореловская и др.).

На основании вышеизложенного на западном склоне Урала впервые прогнозируется Западноуральская перспективная нефтегазоносная область, к которой на территории листа относятся два перспективных НГР: 1 – Щугорско-Тимаизский, соответствующий площади Тимаизского поперечного поднятия, выраженного выходами на современную поверхность отложений ордовикско-раннедевонского возраста, и южному замыканию Щугорского поперечного опускания, выполненного каменноугольно-пермскими породами; 2 – Печоро-Сыпучинский, примыкающий с востока к Курьинско-Патраковскому и соответствующий Верхнепечорскому поперечному опусканию в пределах западного склона Урала.

Прогнозные ресурсы категории D оценены «методом геологических аналогий» по установленным плотностям суммарных неразведанных (прогнозных и перспективных) ресурсов на единицу площади (рис. 20, 21). В качестве объекта-эталона выбран Курьинско-Патраковский НГР Северо-Предуральской НГО, месторождения газа и газоконденсата в котором связаны с приразломными (в т. ч. – поднадвиговыми структурами). Геологами-нефтяниками для этого района определена удельная плотность начальных суммарных ресурсов (НСР) углеводородов (39,6 тыс. т у. т./км^2) и по этой же плотности ими выделен перспективный Печоро-Сыпучинский район к востоку, в пределах Западной складчато-надвиговой зоны Урала, с суммарными прогнозными ресурсами газа и конденсата 90,3 млн т у. т. на площадь 2250 км^2. Всесторонний анализ геологических материалов позволил авторам настоящей работы значительно увеличить перспективную площадь, за счет чего при той же (округленной для удобства расчетов) удельной плотности ресурсов, сумма последних возросла многократно. Учитывая отсутствие на прогнозируемых перспективных территориях каких-либо объектов углеводородного сырья, все прогнозные ресурсы отнесены к категории D_2.

Печоро-Сыпучинский перспективный НГР. При площади, равной 10 780 км^2, удельной плотности ресурсов 40 тыс. т у. т./км^2 и коэффициенте аналогии 1 прогнозируемые суммарные ресурсы газа и конденсата составляют 430 млн. т у. т.

Щугорско-Тимаизский потенциальный НГР. При площади 8750 км^2, плотности ресурсов 40 тыс. т у. т./км^2 (эталон тот же) и коэффициенте аналогии 0,7 прогнозные ресурсы газа и конденсата составляют 245 млн т. у. т.

Приведенные в табл. 3 (прил. 2) цифры неразведанных прогнозных ресурсов для Курьинско-Патраковского НГР, оцененные по состоянию на 1.01.2000 г. [391], относятся к площади в 5000 км^2. В результате проведенного комплексного анализа геолого-геофизических материалов в южной части этого НГР (к югу от известных нефтегазоносных структур) выявлены протяженные поднадвиговые и приповерхностные структуры антиклинорного типа и раннепермские рифогенные постройки, что позволило расширить перспективную площадь до 6600 км^2 и, соответственно, на 80 млн т у. т. увеличить прогнозные ресурсы газа и конденсата для этого НГР. По состоянию на 1.01.2006 г. суммарные прогнозные ресурсы (газ и газоконденсат) Курьинско-Патраковского НГР составляют 264 млн т у. т. ($D_1 + D_2$).

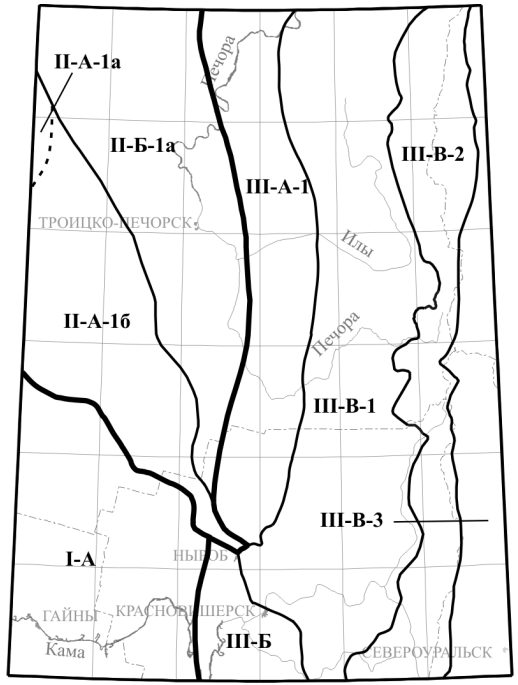
ГИДРОГЕОЛОГИЯ

В пределы листа входят части трех гидрогеологических регионов: Восточно-Европейской и Тимано-Печорской платформ и Уральской складчатой системы (вместе с Предуральским прогибом), представленные, соответственно, структурами первого порядка: Восточно-Русской и Тимано-Печорской артезианскими областями; Северо-Предуральской и Уральской гидрогеологическими складчатыми областями. В составе этих подразделений в зависимости от гидрогеологических условий и характера циркуляции подземных вод выделены в свою очередь структуры 1—2-го порядков (рис. 22).

Структуры Тимано-Печорской и Восточно-Русской артезианских областей, а также Большесынинско-Печорский и Юрюзано-Сылвинский предгорные артезианские бассейны Северо-Предуральской гидрогеологической складчатой области рассматриваются совместно, поскольку, несмотря на некоторые структурно-генетические отличия, обладают сходными литологическим составом водовмещающих отложений и типами скоплений подземных вод. В подавляющем большинстве случаев здесь встречаются порово-пластовые, трещинно-пластовые и трещинно-карстово-пластовые типы вод, заключенные в тектонически ненарушенных, пологозалегающих осадочных образованиях.

В северо-восточной части территории листа, в пределах Уральской и Северо-Предуральской гидрогеологических складчатых областей, отмечаются [123] небольшие площади несплошного развития комплексов криолитозоны двух типов (рис. 23). В Предуралье фиксируются фрагменты подзоны распространения реликтовой плейстоценовой криогенной толщи (КТ), залегающей под положительнотемпературной пачкой пород на глубинах от 100 до 200 м. В пределах водораздела и восточного склона Урала (Уральская гидрогеологическая область) вырисовывается площадь островного распространения многолетнемерзлых пород (ММП), относящаяся к залегающей с поверхности голоценовой КТ. Мощность криозоны изменяется от 10 м у подножия горного сооружения до 600 м на отметках более 1000 м. Под многолетнемерзлыми породами и между ними залегают прослои охлажденных пород, доля которых в строении КТ территории листа весьма значительна.

Температура мерзлых массивов на этой территории варьирует от 0,0 до 2,5 °С. Самыми «отепленными» являются толщи, залегающие в долинах и озерных впадинах, благодаря влиянию поверхностных вод и более мощного снежного покрова.



Гидрогеологические структуры и их номера

Порядок структур				Название структур
1	**2**	**3**	**4**	
Гидрогеологический регион Восточно-Европейской платформы				
I				**Восточно-Русская артезианская область**
	I-А			***Камско-Вятский артезианский бассейн***
Гидрогеологический регион Тимано-Печорской платформы				
II				**Тимано-Печорская артезианская область**
	II-А			***Канино-Тиманская гидрогеологическая складчатая область***
		II-А-1		Восточно-Тиманский артезианский бассейн
			II-А-1а	Ухтинский артезианский бассейн
			II-А-1б	Верхне-Вычегдинский артезианский бассейн
	II-Б			***Печорский артезианский бассейн***
		II-Б-1		Ижма-Печорский артезианский бассейн
			II-Б-1а	Тобышско-Лемьюский артезианский бассейн
Гидрогеологический регион Уральской складчатой системы				
III				**Северо-Предуральская гидрогеологическая складчатая область**
	III-А			***Большесынинско-Печорский предгорный артезианский бассейн***
		III-А-1		Верхнепечорский предгорный артезианский бассейн
	III-Б			***Юрюзано-Сылвинский предгорный артезианский бассейн***
	III-В			***Уральская гидрогеологическая складчатая область***
		III-В-1		Западно-Уральская система гидрогеологических массивов
		III-В-2		Центрально-Уральская система гидрогеологических массивов
		III-В-3		Тагило-Магнитогорская система гидрогеологических массивов

Рис. 22. Схема гидрогеологического районирования (составлена на основе Карты гидрогеологического районирования Российской Федерации масштаба 1 : 2 500 000, 2001 г.).

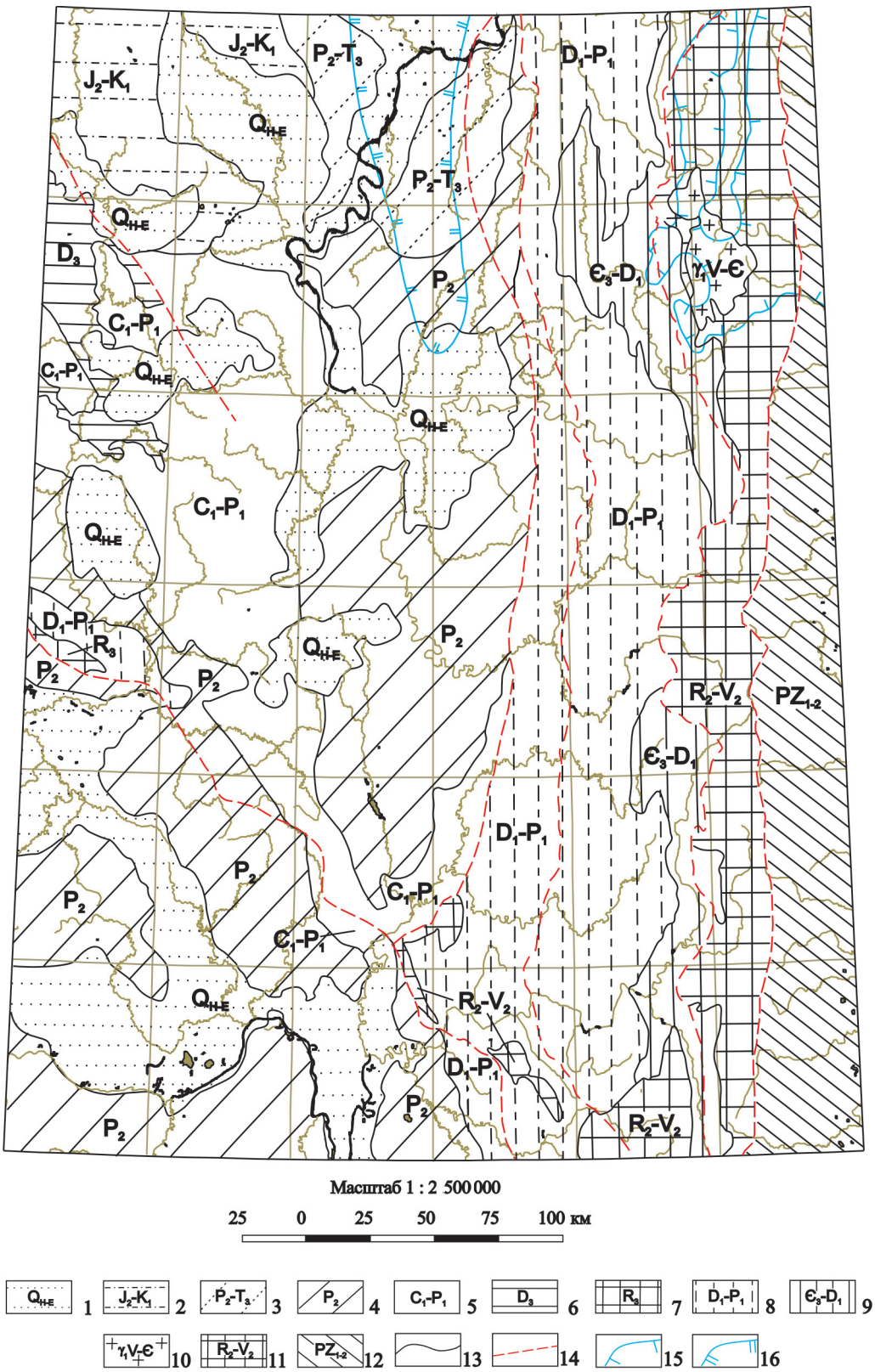


Рис. 23. Гидрогеологическая схема.

1 – водоносный комплекс голоцен-эоплейстоценовых аллювиальных, озерно-аллювиальных и аллювиально-морских образований; *2* – водоносный комплекс средней юры–нижнего мела; *3* – водоносный комплекс отложений верхней перми–верхнего триаса; *4* – водоносный (спорадически водоносный) комплекс верхней перми; *5* – водоносный комплекс нижнего карбона–нижней перми; *6* – водоносный комплекс верхнего девона; *7* – водоносная зона трещиноватости верхнего рифея; *8* – водоносная зона трещиноватости нижнего девона–нижней перми; *9* – водоносная зона трещиноватости верхнего кембрия–нижнего девона; *10* – водоносная зона трещиноватости вендско-кембрийских интрузий гранитовой формации; *11* – водоносная зона трещиноватости среднего рифея–верхнего венда; *12* – карстово-трещинная водоносная зона раннего-среднего палеозоя; *13* – границы водоносных комплексов и зон; *14* – зоны основных разрывных нарушений; *15* – подзона островного распространения голоценовых многолетнемерзлых пород; *16* – подзона распространения реликтовой плейстоценовой криогенной толщи.

Вклейка. Заказ 80000020

Первым от поверхности выдержанным по площади гидрогеологическим объектом в долинах крупных водотоков и на прилегающих водораздельных участках является *водоносный комплекс голоцен-эоплейстоценовых аллювиальных, озерно-аллювиальных и аллювиально-морских образований* ($Q_{н-е}$) (рис. 23). Представлены эти образования песками, галечными гравийниками, супесями и алевритами, имеющими мощность до 20—50 м. Воды комплекса поровые и порово-пластовые, обычно безнапорные, но в случаях, когда водоносные горизонты перекрыты суглинками, имеют местный напор до 10—30 м. Водоносность пород крайне разнообразна: на водоразделах комплекс частично дренирован, а наиболее водонасыщен в понижениях рельефа; источники встречаются в долинах рек и имеют дебит 0,01—3 л/с, дебиты скважин изменяются в пределах 0,4—8,0 л/с, колодцев — 0,05—8,0 л/с. Химический состав вод гидрокарбонатный, различный по катионам; формируется за счет привноса вещества и выщелачивания терригенных пород, минерализация составляет 0,1—0,5 г/л.

Развитые на значительной части площади мощные плиоценовые аллювиально- и ледниково-морские суглинки и алевроглины с линзами песков и галечников можно отнести к водоупорному, спорадически водоносному комплексу. Воды, заключенные в линзах песков, развиты локально, условия их питания затруднены и запасы весьма ограничены.

Водоносный комплекс средней юры—нижнего мела ($J_2—K_1$), сложенный преимущественно терригенными отложениями, развит на севере Ижма-Печорского артезианского бассейна. Залегающие в основании комплекса среднеюрские пески мощностью 10—120 м являются наиболее водообильными. Для них характерны порово-пластовые скопления вод, питание которых происходит преимущественно за счет нисходящей фильтрации из вышележащих объектов и инфильтрации атмосферных осадков, разгрузка — за счет перетока в нижележащие комплексы. Воды в большинстве случаев напорные, пресные, гидрокарбонатные натриевые и кальциевые с минерализацией, не превышающей 0,3 г/л. Вышележащие образования юры и мела, имеющие мощность до 150 м, представлены глинами, алевролитами, мергелями со спорадически водоносными прослоями и линзами песчаников.

Водоносный комплекс отложений верхней перми—верхнего триаса ($P_2—T_3$) выделен на севере площади. В основании разреза преобладают глины, выше развиты песчаники с прослоями алевролитов и глин, реже — известняков и гравелитов. Мощность комплекса достигает 3300 м. Породы вмещают порово-пластовые и трещинно-порово-пластовые скопления вод. В районах выхода на поверхность выше региональных базисов дренирования воды гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией, не превышающей 0,6 г/л. Ниже распространены хлоридные натриевые воды с минерализацией 50—80 г/л, а на глубинах 800—1000 м — до 120 г/л [60].

Водоносный комплекс верхней перми (P_2) широко развит в Камско-Вятском артезианском бассейне, где является спорадически водоносным, и в Верхнепечорском и Юрюзано-Сылвинском предгорных артезианских бассейнах, где относится к водоносному. В первом случае в разрезе комплекса преобладают глинистые породы с прослоями песчаников и известняков (мощность до 600 м), во втором — доминируют водоносные песчаники с

известняками и мергелями, разделенные местными водоупорными толщами глин (мощность 500—1900 м). Породы фациально изменчивы и содержат сложную систему водоносных пластов и линз, гидравлически связанных между собой. В зоне свободного водообмена воды трещинно-грунтовые безнапорные пресные гидрокарбонатно-кальциевые с минерализацией 0,1—0,5 до 3 г/л (увеличение минерализации связано с выщелачиванием линз гипсов). Выходы пресных вод в виде источников и пластовых выходов восходящего, реже — нисходящего типов отмечаются в долинах водотоков. Дебиты источников 0,1—2,0 л/с, в единичных случаях до 15—40 л/с. С глубиной соленость вод увеличивается и в условиях затрудненного водообмена встречаются напорные соленые сульфатные кальциевые и хлоридные натриевые воды с минерализацией до 50 г/л. Подток соленых вод осуществляется из нижележащих горизонтов по зонам разрывных нарушений [60]. В основном же питание комплекса происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков в местах близкого залегания пород к дневной поверхности.

Водоносный комплекс нижнего карбона—нижней перми (C_1—P_1) первым от поверхности картируется в Тимано-Печорском артезианском бассейне; на остальной территории залегает на значительных глубинах. Общая его мощность в Предуральском прогибе достигает 3000 м.

В комплексе кунгурских отложений заключены трещинно-грунтовые, трещинно-пластовые и трещинно-карстово-пластовые воды разнообразного химического состава. В гидрогеологических регионах Восточно-Европейской и Тимано-Печорской платформ превалируют карбонатные породы с водоупорными гипсово-ангидритовыми пластами. В северной части Верхнепечорского предгорного артезианского бассейна в разрезе преобладают терригенные образования с линзами ангидритов, а на юге Верхнепечорского бассейна верхнюю часть разреза занимает водоупорная толща каменных солей. Отложения этого комплекса в районах выхода на дневную поверхность, где наблюдается влияние инфильтрационных атмосферных осадков, вмещают пресные и слабоминерализованные воды (0,1—2 г/л). С погружением минерализация быстро возрастает до 200 г/л. Соленые воды и рассолы имеют, как правило, хлоридно-натриевый состав, генетический тип вод — хлор-кальциевый. В районах развития соленосных отложений минерализация достигает 317 г/л. Подземные воды высокосульфатны (до 2,7 %-экв.) и высокосероводородны (до 1564 мг/л). В составе пластовых вод из ценных микрокомпонентов присутствуют (мг/л): бром — до 162, стронций — до 150.

Воды, связанные с залегающими ниже преимущественно карбонатными породами карбона—нижней перми (ассельский—артинский ярусы), относятся к пластово-трещинным и трещинно-карстово-пластовым. Вблизи поверхности они гидрокарбонатные кальциевые с невысокой минерализацией (до 0,4 г/л). На глубинах свыше 100 м содержат хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 100—300 г/л, с сероводородом — до 540 мг/л, бромом — 359—1406 мг/л и йодом — 10—55 мг/л [60]. Воды в основном напорные (самоизлив 0,2—0,3 л/с с глубин 650—700 м), наибольшей водообильностью обладают в зонах повышенной трещиноватости, где преимущественно за счет родникового стока и происходит их разгрузка.

В водоносном комплексе турнейско-визейских терригенных отложений с пластами песчаников и алевролитов связаны пластовые напорные, на глубинах свыше 1000 м – высокоминерализованные (до 200–300 г/л) хлоридные натриевые рассолы, содержащие бром и йод.

Водоносный комплекс верхнего девона (D_3) сложен преимущественно карбонатными породами среднего–верхнего франа и фамена. В районах выхода на дневную поверхность (Верхневычегдинский артезианский бассейн) они содержат слабоминерализованные воды (8–14 г/л). С глубиной минерализация увеличивается до 194 г/л (в Камско-Вятском артезианском бассейне на глубинах более 2000 м встречены хлоридные натриевые рассолы с минерализацией до 270 г/л). По мере приближения к флюидоупору тиманского горизонта, лежащего в основании разреза комплекса, практически повсеместно происходит уменьшение содержания солей. Преобладающий генетический тип вод – хлор-кальциевый. В составе рассолов присутствуют ценные компоненты (мг/л): бром – до 375, йод – до 20, стронций – до 260.

Водоносный комплекс нижнего–верхнего девона (D_{1-2}) объединяет песчаники, алевролиты, аргиллиты и реже – известняки, суммарная мощность которых изменяется в широких пределах (от первых метров до 600 м). Наиболее широко водоносный комплекс развит в палеодепрессиях Печорской синеклизы и Предуральского прогиба в пределах Тобышско-Лемьюского и Верхнепечорского предгорного артезианских бассейнов, где включает трещинно-порово-пластовые скопления вод. До глубины около 300 м в составе комплекса преобладают гидрокарбонатные натриевые и магниевые воды с минерализацией 0,2–0,7 г/л [60]. С погружением водоносных пластов минерализация увеличивается до 30–47 г/л, а на глубинах свыше 2000 м превалируют главным образом рассолы хлор-кальциевого и хлор-натриевого типов с минерализацией до 235 г/л. Из ценных компонентов в составе вод присутствуют (мг/л): бром – 720–962, йод – 10–34, литий – до 12, стронций – 260–350. Водорастворенные газы в нижнем этаже комплекса метановые и азотно-метановые.

Водоносный комплекс верхнего кембрия–верхнего силура ($Є_3–S_2$) распространен в Тобышско-Лемьюском и Верхнепечорском предгорном артезианских бассейнах, залегая на глубинах 3–7 км. Верхнеордовикско-силурийская часть разреза сложена преимущественно доломитами с прослоями сульфатов, верхнекембрийско-среднеордовикские отложения представлены песчаниками. Воды комплекса пластовые, трещинно-пластовые и трещинно-карсто)во-пластовые. В Тобышско-Лемьюском бассейне, в районах, примыкающих к Тиману, кембрийско-ордовикские песчаники включают хлоридные натриевые рассолы с минерализацией 191–203 г/л. Для более восточных районов характерно распространение высокоминерализованных и метаморфизованных вод хлор-кальциевого типа с содержанием солей до 234 г/л. В Верхнепечорском бассейне состав вод различный, минерализация изменяется от 30 до 342 г/л, содержание брома до 1027 мг/л, йода – до 22 мг/л, присутствуют литий, стронций, рубидий и калий.

Водоносная зона трещиноватости верхнего рифея (R_3) в гидрогеологическом регионе Тимано-Печорской платформы связана с метаморфическими сланцами, кварцито-песчаниками и доломитами. Залегает она под

палеозойскими образованиями на глубинах 1—8 км и более, на поверхность выходит только в антиклинальных структурах Тимана. Воды зоны образуют трещинно-жильные скопления и в глубоко погруженных частях региона представляют собой хлоридные натриевые и кальциевые рассолы с минерализацией 190—232 г/л, с содержанием брома до 623,0 мг/л, йода — до 10,8 мг/л. Вблизи поверхности отмечаются трещинно-жильные скопления гидрокарбонатных вод с минерализацией 0,1—0,3 г/л.

В составе Уральской гидрогеологической складчатой области выделяются: Западно-Уральская, Центрально-Уральская и Тагило-Магнитогорская системы гидрогеологических массивов.

Для этой области характерно двухъярусное строение. Верхний гидрогеодинамический этаж охватывает зону экзогенной трещиноватости, где развиты трещинный, трещинно-карстовый и спорадически блоково-порово-пластовый типы подземных вод, относящихся по условиям залегания, циркуляции и характеру водообмена с поверхностными водами к водам зоны активного водообмена. Водообильность пород обеспечивается тем, что они широко развиты на дневной поверхности, имея тем самым обширную область питания за счет инфильтрации атмосферных осадков; кроме того, приток вод происходит по трещинам из других водоносных горизонтов. Интенсивному водообмену различных горизонтов способствует дислоцированность пород. Мощность верхнего этажа наибольших значений достигает в водораздельной части. Нижний гидродинамический этаж охватывает часть разреза с жильно-блоковым типом водовмещающих тел ниже зоны экзогенной трещиноватости, содержащую напорные воды, связанные преимущественно с тектоническим разломами.

Водоносная зона трещиноватости нижнего девона—нижней перми (D_1—P_1) распространена в Западно-Уральской системе гидрогеологических массивов, где картируется первой от поверхности. Сложена терригенно-карбонатными (песчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки, доломиты, глинистые известняки) отложениями мощностью 1200—3800 м.

Узколинейный характер многочисленных аллохтонов и осложняющих их складок, частое чередование выходов карбонатных и терригенных толщ, а также наличие разрывов взбросово-надвигового типа обусловливают линейность и локальность развития водоносных горизонтов. Наиболее обводнены трещиноватые, пористые, интенсивно-карстующиеся карбонаты. Приуроченные к их выходам карстовые поля, наблюдающиеся вдоль западного склона Урала и окаймляющие Колчимско-Полюдовское поднятие, заключают гидравлически связанную систему карстовых водотоков и более глубоких трещинных вод в известняках. С карстовыми образованиями связаны источники, характеризующиеся наибольшими расходами. Выходы многочисленных родников располагаются в основании склонов долин водотоков, где дебит их изменяется в широких пределах (от 0,4 до 300 л/с).

Глубина залегания подземных вод зоны колеблется от 1—2 м в долинах до 50 м на водоразделах. Там, где трещиноватость пронизывает всю толщу пород, уровень вод свободный, при наличии нетрещиноватых водоупорных прослоев появляется напор, достигающий в долинах 15—20 м. Удельные дебиты скважин составляют 0,13—5,3 л/с.

По составу воды преимущественно гидрокарбонатные магниево-кальциевые и натриево-кальциевые, иногда встречаются сульфатно-гидрокарбонатные; минерализация колеблется в пределах 0,2–1,0 г/л. В западной части зоны под краевыми частями аллохтонов возможно наличие соленых и рассольных вод, связанных с соленосными отложениями нижней перми. Колво-Вишерский район характеризуется значительными выходами соленых вод хлоридного состава из глубоко залегающих каменноугольных и девонских отложений. Эти воды несут с собой водород, азот, метан и редкие газы. Кроме того, с широко развитыми девонскими битуминозными известняками зоны могут быть связаны сероводородные источники.

Водоносная зона трещиноватости верхнего кембрия–нижнего девона ($Є_3–D_1$) сложена терригенно-карбонатными отложениями. В нижней части разреза развиты терригенные образования (песчаники, алевролиты, реже – конгломераты), сменяющиеся алевро-сланцевыми (алевролиты, аргиллиты); вверху преобладают известняки и доломиты. Общая мощность отложений 3000–4500 м. Приурочена водоносная зона к восточной части Западно-Уральской системы гидрогеологических массивов. Наиболее обводненными являются карбонатные породы, с которыми связаны карстово-трещинные и трещинные типы вод. Поверхность участков распространения карбонатов характеризуется сильной расчлененностью с выраженными карстово-эрозионными формами. В естественных условиях подземные карстово-трещинные воды гидравлически взаимосвязаны между собой и имеют единое водное зеркало преимущественно безнапорного характера. Химический состав воды гидрокарбонатно-кальциевый, реже – кальциево-магниевый, с минерализацией, не превышающей 110 мг/л.

Водоносная зона трещиноватости вендско-кембрийских интрузий гранитовой формации ($γV–Є$) представлена порфировидными гранитами, слагающими интрузивный массив в верховьях р. Илыч. Породы обладают незначительной водоносностью и вмещают исключительно трещинные воды. Дебиты редких источников – сотые и десятые доли л/с. По химическому составу воды гидрокарбонатно-магниевые, иногда – натриевые с минерализацией 0,08–0,5 г/л.

Центральная система гидрогеологических массивов в своем распространении совпадает с развитием Центрально-Уральской структурно-фациальной мегазоны, сложенной рифейско-вендскими метаморфическими сланцами и метавулканитами с прослоями кварцитов, кварцито-песчаников и доломитов. Она соответствует структуре Центрально-Уральского поднятия и представляет собой горную страну с абсолютными отметками до 1500 м. Геологические морфоструктуры формируют возвышенные хребты меридионального и субмеридионального простирания с межгорными понижениями, выполненными аллювием рек, наследующих эти отрицательные формы рельефа, и делювиально-солифлюкционными склоновыми образованиями. Склоны верхней части хребтов и отдельных вершин покрыты рыхлым чехлом из коллювиальных, десерпционных и коллювиально-делювиальных образований, обладающих высокими фильтрационными свойствами. Для малых рек, стекающих с горных склонов, характерен крупнообломочный состав аллювия и незначительные мощности (до 3–5,

редко – 10 м). В относительно крупных меридиональных, участками переуглубленных, долинах (реки Щугор, Ильч, Улс и др.) базальный аллювий представлен водонасыщенными гравийными галечниками и разнозернистыми гравийными песками повышенной мощности (до 20 м). Водоносный горизонт этого аллювия, перекрытый ледниковыми ханмейскими либо глинистыми покровными образованиями, имеет значительную водообильность и участками местный напор. Воды аллювия гидравлически тесно связаны с рекой и водоносными трещинами коренных пород. Водоотдача аллювия крайне неравномерна. Дебиты колодцев и скважин, по данным В. И. Антипина (1972), находятся в пределах 0,1–0,8 л/с; расходы колеблются от 0,1 до 1,5 л/с. Минерализация не превышает 1 г/л, преобладающий химический состав гидрокарбонатный кальциевый.

Трещинно-грунтовые воды связаны с коренными породами. Они приурочены к зоне экзогенного выветривания, к контактам разнородных пород и к зонам тектонических разломов. Глубина трещин экзогенного происхождения распространяется в диапазоне 25–60 м, линейных приконтактовых (сопряжение кварцитов и сланцев) и тектонических – до 100 м.

Наиболее обводненными являются зоны дробления пород по тектоническим нарушениям, к которым приурочены трещинно-жильные воды. Питание подземных вод происходит за счет атмосферных осадков, приконтактовых и тектонических зон – за счет грунтовых трещинных вод экзогенной зоны выветривания. Зеркало грунтовых вод экзогенного происхождения повторяет естественный рельеф, вершины водоразделов часто безводны; разгрузка осуществляется на склонах долин рек в виде редких родников и заболоченных мочажин. Дебиты источников менее 0,1 л/с; по скважинам – редко превышают 0,1–0,5 л/с. По химическому составу преобладают пресные гидрокарбонатные – сульфатные, сульфатно-гидрокарбонатные кальциевые воды.

Водоносная зона трещиноватости среднего рифея–верхнего венда (R_2–V_2) занимает обширные площади в Центрально-Уральской системе гидрогеологических массивов. Локальные ее выходы картируются в сводах антиклиналей Колчимско-Полюдовского поднятия. В нижней своей части зона сложена песчаниками, кварцитами, сланцами, реже – доломитизированными известняками и доломитами, в верхней части доминируют вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения (вулканиты основного и кислого составов). Мощность 3500–8500 м. Обводненность пород слабая и ограничивается зоной развития экзогенной трещиноватости (глубина 30–60 м). Наиболее водоносными являются локализованные участки разрывных нарушений и зоны контактов с интрузивными образованиями. Воды безнапорные, циркулируют в верхней части разреза. Дебиты родников 0,05–0,5 л/с, скважин – до 0,72 л/с при значительных понижениях. Состав вод гидрокарбонатный и гидрокарбонатно-сульфатный магниево-кальциевый и натриево-кальциевый с минерализацией 0,05–0,3 г/л.

Карстово-трещинная водоносная зона раннего–среднего палеозоя (PZ_{1-2}) относится к Тагило-Магнитогорской системе гидрогеологических массивов, занимающей восточную часть площади листа. Трещинные воды, связанные с сильно дислоцированными вулканогенно-осадочными породами раннего палеозоя, имеют локальное распространение в центральной части

площади. Вмещающие породы представлены зелеными кристаллическими сланцами, парасланцами, с прослоями порфиритоидов, амфиболитов и рассланцованных туфов. Породы сильно перемяты в мелкие гофрированные складки, раздроблены многочисленными тектоническими нарушениями субмеридионального простирания. Неоднородный литологический состав и неравномерность дислоцированности предопределили сложные гидрогеологические условия этого водоносного комплекса. Подземные воды локализуются преимущественно в узких зонах тектонических разломов и литологически разнородных контактах, ширина которых не превышает 200—300 м. Глубина зоны интенсивной трещиноватости прослеживается до 20—30 м на водоразделах и 50—60 м на придолинных участках. Подземные воды обладают свободным безнапорным уровнем, который изменяется в долинах рек от 0 до 10—15 м, на водораздельных участках до 25—30 м и повторяет рельеф дневной поверхности. Дебиты родников на склонах гор и в долинах рек составляют десятые доли литра в секунду, в зонах дробления — до 1—3 л/с. Химический состав преимущественно гидрокарбонатный кальциевый или кальциево-магниевый с минерализацией до 0,2 г/л.

Трещинные воды, связанные с вулканогенно-осадочными породами среднего палеозоя, распространенные в восточной части листа, по характеру водообильности близки к подземным водам из вулканогенно-осадочных образований раннего палеозоя. Обводненные участки также приурочены к зонам тектонической раздробленности, к контактам разнородных пород и прослоям известняков. Глубина залегания уровня воды изменяется от первых метров до 20—30 м в долинах рек, преобладающая — 10—15 м. Удельные дебиты скважин не превышают 1,0 л/с. В питании подземных вод, кроме атмосферных осадков, в отрицательных структурах большое значение приобретает фильтрация подземных вод из контактирующих пород. В силу выровненности рельефа и незначительной обводненности пород, родники немногочисленны, малодебитны, выходы их рассредоточены и сопровождаются заболоченностью. Более крупные родники с дебитами 3—8 л/с фиксируют очаги разгрузки небольших прослоев известняков или ослабленные участки в зонах нарушений. Химический состав гидрокарбонатно-кальциевый и магниево-кальциевый с минерализацией 0,1—0,2 г/л.

Карстово-трещинные воды, связанные с карбонатными породами среднего палеозоя, распространены в юго-восточной части листа в районе г. Североуральск и приурочены к переслаивающимся серым и светло-серым известнякам с линзами известково-хлоритовых сланцев, в основании которых залегает продуктивная толща бокситов. Поверхность карбонатных пород характеризуется сильной расчлененностью с ярковыраженными карстово-эрозионными формами. Подземные воды, заполняя карстовые пустоты и трещины, образуют сложный водоносный комплекс с отдельными трещинно-карстовыми бассейнами. На североуральских бокситовых месторождениях были вскрыты более обводненный надрудный и менее водоносный подрудный горизонты, разобщенные водоупорными пластами бокситов. Существенное влияние на гидрогеологические условия оказывают также тектонические зоны дробления, обусловливающие высокую водоносность локальных участков. В естественных условиях

подземные карстово-трещинные воды гидравлически взаимосвязаны между собой и имеют единое водное зеркало преимущественно безнапорного характера. Уровень их находится в зависимости от рельефа местности на глубинах от первых метров до 40–60 м и подвержен значительным сезонным колебаниям. Обводненность карбонатных пород неравномерная. Наибольшая водообильность связана со светлыми разновидностями закарстованных известняков. Дебиты скважин 0,01–10–15 л/с при преобладающих до 5 л/с, родников – 3–5 л/с. Максимальная водообильность отмечается в местах пересечения речных долин линейными водоносными зонами. На этих участках дебиты родников достигают 10–80 л/с. Химический состав воды гидрокарбонатно-кальциевый, реже – кальциево-магниевый с минерализацией от 0,2 до 0,8 г/л при преобладающей 0,3–0,5 г/л.

В Тагило-Магнитогорской системе широко представлены также трещинные воды, связанные с интрузивными образованиями основного и кислого составов.

Трещинные воды интрузий основного и ультраосновного состава приурочены к протяженным поясам перидотитов и габброидов. Подземные воды связаны с верхней трещинной зоной, глубина проникновения которой колеблется от 30–40 до 70–80 м. Преобладающий дебит скважин – 1 л/с, коэффициент фильтрации – 0,1–1 л/сут. Дебиты родников от 0,2–0,5 до 1–2 л/с и более. Питание происходит исключительно за счет атмосферных осадков, что и определяет неустойчивый характер режима. По химическому составу воды гидрокарбонатно-магниевые, магниево-кальциевые с минерализацией 0,01–0,5 г/л.

Трещинные воды интрузий кислого и среднего состава имеют довольно широкое распространение. Интрузии залегают в ядрах антиклинальных структур, слагают плоские возвышенности, к которым приурочены торфяные болота. Породы, слагающие массивы, представлены гранитами, гранодиоритами, плагиогранитами и диоритами. Водоносность интрузивных образований незначительна. Дебиты родников и скважин – сотые и десятые доли л/с, коэффициент фильтрации до 1 м/сут. По химическому составу воды гидрокарбонатно-кальциевые, гидрокарбонатно-магниевые, иногда – натриевые с минерализацией 0,08–0,5 г/л.

Линейные гидрогеологические объекты. Наряду с площадными гидрогеологическими объектами в регионе широко развиты и линейные объекты – зоны разрывных нарушений и связанные с ними тектонические зоны дробления. Подавляющее большинство выходящих на поверхность разрывов располагается в пределах Уральской складчатой системы. Здесь они представляют собой пологие надвиги, разграничивающие многочисленные аллохтонные пластины и автохтонные массивы пород. В платформенной части листа разломы довольно редки и распространяются на большую глубину, затрагивая фундамент.

Характерной особенностью разрывов является их аномально высокая, хотя зачастую и локальная, водообильность. Так, в Уральском бассейне фоновые расходы источников из карбонатов палеозоя равны 5–50 л/с, а вблизи зон крупных нарушений дебиты водопроявлений из тех же карбонатов возрастают до 7 $м^3$/с [381]. В складчатых областях по зонам разломов осуществляется как питание, так и разгрузка подземных вод (в зависимости от времени года), в равнинных регионах преобладает разгрузка.

ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

В рамках проекта самостоятельные работы геоэкологической направленности не проводились, поэтому составление геоэкологической схемы выполнено на основании изучения и анализа ранее проведенных региональных геоэкологических работ [354, 383].

На рассматриваемой площади выделено восемь родов ландшафтов. В пределах горной части территории это: крутые склоны гольцов; средневысотные сильно расчлененные горы; низкие расчлененные горы, кряжи; денудационно-аккумулятивные равнины межгорных и предгорных впадин. Для равнинной части листа: денудационно-аккумулятивные равнины и аккумулятивные равнины. Также выделено два интрозональных рода ландшафтов: долины крупных рек и аккумулятивные ландшафты верховых, низинных и переходных болот.

Кроме природных ландшафтов, довольно значительное распространение имеют природно-антропогенные и антропогенные ландшафты. Первые из них представлены вторичными лесами и вырубами, вторые – сельскохозяйственными и техногенными комплексами. Природно-антропогенные и антропогенные ландшафты показаны линейными и внемасштабными знаками. Также внемасштабными знаками показаны участки развития экзогенных геологических процессов.

Для денудационных и эрозионно-денудационных (поверхности водоразделов и их склонов) ландшафтов характерна средняя степень геодинамической и геохимической устойчивости. Горные ландшафты являются преимущественно автономными, поэтому их геохимическая специфика обусловлена рудоносностью этих территорий. Так, в верховьях р. Щугор почвы характеризуются умеренно опасными содержаниями Cu, Mo, Cr, Nb, Zn; в верхнем течении р. Печора – опасными концентрациями W и умерено опасными – Ni, Mo, Cr. Естественная литогеохимическая аномалия Березовская (юго-восток территории) характеризуется повышенными содержаниями Pb, Cd, Ba, Cr и других элементов. Содержания Pb в пределах аномалии, имеющей площадной характер, имеют значения от 1,0 до 133,0 ПДК; Cd – от 10,0 до 130,0 ПДК. Характерным для горных ландшафтов является загрязнение почв естественными радионуклидами в связи с наличием урановых и редкометалльных рудопроявлений, создающих на отдельных участках опасный и чрезвычайно опасный уровень радиоактивного загрязнения. Так, в районе массива Мань-Хамбо (северо-восток территории) концентрация U-TR достигает 188 ПДК в урановом эквиваленте. Горные ландшафты отличаются максимальным в условиях региона набором элементов (20–25), содержание которых превышает существую-

щие экогеохимические нормативы. Среди них преобладают элементы III класса опасности в умеренно опасных концентрациях. Определяющими для оценки уровня загрязнения ландшафтов являются 3–5 элементов (As, Be, Cr, W, Mo). Содержания их на отдельных участках достигают чрезвычайно опасных и опасных концентраций. Важное значение в определении экологической устойчивости данного рода ландшафтов имеют экзогенные геологические процессы (ЭГП). Наибольшее распространение здесь получили склоновые гравитационные процессы: обвалы, осыпи, оползни, курумы, солифлюкция. Осыпи широко развиты в пределах наиболее высоких и крутых хребтов. Солифлюкция наиболее выраженно проявляется в нижних и средних задернованных частях склонов Северного Урала.

Потенциальную экологическую опасность представляют многолетние криогенные процессы – термокарст, пучение, связанные с зоной островного развития многолетнемерзлых пород в северо-восточной части территории листа (рис. 23).

Денудационно-аккумулятивные ландшафты межгорных и предгорных равнин отличаются большой пестротой литологического состава и ландшафтно-геохимических условий. В верхних частях склонов миграция элементов осуществляется в условиях окислительной среды при близком залегании коренных пород; в нижних частях и в днищах межгорных котловин, затянутых аллохтонными делювиальными наносами, существует довольно однородный химический и минеральный состав, который практически не связан с подстилающими коренными породами. Наиболее обеднены микроэлементами четвертичные отложения, перекрывающие коренные породы и коры выветривания. Пониженные содержания микроэлементов наблюдаются и в современном аллювии, что в целом свидетельствует об ослаблении контрастности геохимической дифференциации литогенной основы в поверхностных отложениях. Среди экзогенных геологических процессов преобладают оползни, обвалы, речная эрозия, карст, заболачивание, криогенное пучение. Заболачивание и криогенное пучение характерны для северной части территории (район рек Подчерем, Щугор). Карстовые процессы развиты в южной части территории (Колвинско-Вишерский район соляного и гипсового карста и Ксенофонтово-Ныробский район сульфатного карста).

Денудационно-аккумулятивные равнины имеют широкое распространение в центральной и западной частях площади. Ландшафты отличаются незначительными и умеренными мощностями рыхлых четвертичных образований. В строении коренной основы принимают участие породы терригенной, терригенно-карбонатной, карбонатной и сульфатно-карбонатной формаций. Денудационно-аккумулятивные ландшафты обладают средней степенью геохимической и геодинамической устойчивости. В почвах ландшафтов, в концентрациях, превышающих ПДК, встречаются Cr, Mn, V, Zr, реже – Cd, Zn, W. В донных отложениях водотоков отмечаются незначительно превышающие ПДК концентрации W, Zn, Cr, V. Из экзогенных геологических процессов преимущественное влияние на экологию оказывают процессы овражной эрозии, ветровой эрозии, суффозии и карстообразования.

Аккумулятивные равнины сформированы на рыхлых, в основном – неоген-четвертичных отложениях, характеризуются замедленным водо-

обменом и избыточной увлажненностью. Высокая степень заболоченности является показателем восстановительных условий миграции элементов. В ландшафтах аккумулятивных равнин широко развиты оглеенные болотные почвы. В торфах и сапропелях концентрируются гидроокислы Fe, Mn и ряд подвижных компонентов: Sr, Ba, Zn, Ti и др. Поверхностные воды в большинстве случаев относятся к классу ультрапресных, часто со слабокислой реакцией; содержат органические кислоты. В почвах данного типа ландшафтов в концентрациях, превышающих ПДК, встречаются: Cr, Mn, V, Zr, Zn, Ni. Практически повсеместно в ландшафтах этого типа развиты процессы заболачивания. Значительное место занимают процессы карбонатного карста.

Природно-антропогенные ландшафты представлены мелколиственными и хвойно-мелколиственными лесами вторичного происхождения, свежими вырубками, лугами. Значительные площади свежих вырубов наблюдаются практически по всей равнинной территории. Вторичные леса покрывают площади старых вырубов, имеют разную стадию развития и со временем уступят место первичным лесам. Одной из главных экологических проблем лесозаготовок остается разрушение почвенного покрова при трелевке древесины тяжелыми тракторами, а следствием концентрированных вырубок является перераспределение местного и, частично, регионального стока рек, о чем свидетельствуют данные по сопредельным с запада территориям. Произошло значительное (до 10 %) снижение среднегодового речного стока по рекам Луза, Сысола, Вычегда. Ежегодное увеличение площадей, занятых под лесозаготовки, приводит к значительному снижению природного потенциала экосистем, активизации геодинамических процессов.

Антропогенные ландшафты представлены сельскохозяйственными и техногенными комплексами.

Сельскохозяйственные комплексы не имеют широкого распространения в пределах изучаемой территории и развиты исключительно в западной части листа. Они являются трансформированными антропогенными модификациями природных ландшафтов и характеризуются заменой естественной растительности на сельскохозяйственные культуры. К ним относятся пашни, сенокосные угодья и с определенной долей условности – оленьи пастбища. В процессе возделывания претерпевает значительные изменения почвенный покров, нарушается структура почвы, а в случае внесения удобрения и пестицидов и ее химизм.

Техногенные комплексы представлены селитебными, промышленными, водохозяйственными ландшафтами; многие компоненты природных ландшафтов заменяются антропогенными объектами. Селитебные ландшафты (поселения сельского и городского типа) являются одним из основных очагов модификации природы; развиты в основном в западной, центральной и южной частях территории. Промышленные ландшафты пространственно приурочены к селитебным зонам, а также выделяются как линейные промышленные объекты (железные, шоссейные и грунтовые дороги; линии электропередач; нефте- и газопроводы). Максимальная степень антропогенной нагрузки на все компоненты природы наблюдается в районах добычи полезных ископаемых и на площадях, попадающих в зону влияния крупных населенных пунктов с разви-

той промышленностью. На этих территориях повсеместно присутствуют техногенные грунты, свалки бытовых отходов; отмечается загрязнение поверхностных и подземных вод фенолами и нефтепродуктами. Загрязнение подземных вод предприятиями нефтегазового комплекса (район поселков Вой-Вож, Нижний Одес, г. Вуктыл и др.), по оценке Н. Г. Обермана и др., приобрело площадной характер. Отдельно следует отметить загрязнение почв в районе р. Нем техногенными радионуклидами, что может быть напрямую связано с произведенным в районе оз. Гусовское малоглубинным ядерным взрывом. Здесь же отмечается радиоактивное загрязнение подземных вод.

Оценка экологического состояния природной среды изучаемой территории произведена на основании анализа таких критериев как загрязнение почвогрунтов, естественная и техногенная радиоактивность, степень развития экзогенных геологических процессов, качество подземных и поверхностных вод. Интенсивность влияния того или иного фактора оценена в баллах. Критерием оценки территорий по степени эколого-геологической опасности служит суммарный балл. Некоторой условности оценки изначально не удается избежать из-за невозможности однозначно количественно определить влияние отдельных факторов. Участки, в пределах которых суммарная величина опасностей не превышает 3 баллов, относятся к категории территорий с благоприятной обстановкой; 4–7 баллов – удовлетворительной; 8–12 – напряженной; 13–18 – кризисной и более 18 – катастрофической.

Территории с благоприятными экологическими условиями выделены в крайней восточной части листа и фрагментарно в пределах равнинной части площади. К ним отнесены площади с природными условно-естественными лесными или природно-антропогенными (вторичными лесными, частично вырубками, луговыми) ландшафтами и в целом имеют благоприятную (допустимую) степень нарушенности среды. Эти площади характеризуются редким развитием слабых по интенсивности и локальных по распространенности природных (в основном это – заболоченности) процессов; геохимические аномалии либо отсутствуют (из-за низкого фона или слабой изученности), либо локальны, характеризуются допустимой степенью загрязнения и не превышают ПДК.

Территории с удовлетворительными эколого-геологическими условиями занимают предгорную часть территории и характеризуются природными ландшафтами и незначительной пораженностью ЭГП. Геохимические аномалии, незначительно превышающие ПДК, имеют локальный характер, техногенная нагрузка незначительна или отсутствует.

Наибольшее распространение имеют территории с напряженной степенью геолого-экономической опасности. Влияние различных факторов неодинаково для равнинных и горных ландшафтов. В пределах платформы определяющими являются ЭГП (заболачивание, карст, овражная эрозия), техногенная нагрузка (предприятия лесозаготовительного и реже сельскохозяйственного профиля), локальные геохимические аномалии. Для горной части территории преобладающими являются ЭГП (курумы, солифлюкция, криогенное пучение), загрязнение почвогрунтов и подземных вод.

Участки с кризисным геоэкологическими условиями приурочены главным образом к территориям, где развиты промышленные комплексы, связанные с разведкой, добычей и транспортировкой нефти и газа; а также селитебные ландшафты, занятые обслуживанием железнодорожных магистралей. Для них характерно значительное изменение природных ландшафтов, а также механическое и химическое загрязнение естественной среды.

Наиболее сложное состояние природной среды, обусловленное влиянием промышленных комплексов, пространственно приурочено к крупным населенным пунктам Республики Коми, Пермской и Свердловской областей и участкам, непосредственно связанным с добычей углеводородов. В этих районах сказывается влияние всех факторов с явным преобладанием техногенного. Установлены обширные геохимические аномалии по всем средам с ореолами и потоками с чрезвычайно опасной степенью загрязнений, достигающих 3—20 ПДК (иногда более). Здесь отмечается самый высокий уровень заболеваемости населения. Эти районы классифицируются как территории с катастрофическим экологическим состоянием природной (в том числе и геологической) среды.

В заключение следует отметить более высокую устойчивость природных ландшафтов денудационного рода над ландшафтами аккумулятивными в отношении самоочищения. Зонами экологического риска в пределах территории следует считать участки, прилегающие к трассам нефте- и газопроводов, высокая степень изношенности которых приводит к частым авариям с тяжелейшими последствиями для окружающей среды.

В настоящее время достаточно сложно оценить региональную направленность изменения природной среды в целом и геологической — в частности. Достоверность этой оценки должна основываться на длительных мониторинговых и режимных наблюдениях по всем компонентам природной среды на всей территории с характеристикой различных ландшафтно-геологических систем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Авторским коллективом геологов ВСЕГЕИ, ЗАО «МИРЕКО» и ОАО «УГСЭ» на основе анализа, обобщения и переинтерпретации материалов предшествующих работ и авторских прогнозно-минерагенических и редакционно-увязочных исследований составлен в цифровом и аналоговом виде комплект Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 для перспективного планирования геологоразведочных работ и оценки минерально-сырьевых ресурсов территории.

В сравнении с предыдущим комплектом ГК-1000 листа P-40 (О. А. Кондиайн, 1995) нынешний, выполненный в цифровом и аналоговом виде, содержит значительный прирост информации по геологическому строению и минерагении территории, переоценку прогнозных ресурсов с учетом результатов геологоразведочных работ последних 15 лет. В состав комплекта входят: геологическая карта доплиоценовых образований; карта плиоцен-четвертичных образований отсутствующая в предыдущем издании (в настоящем – только в электронном варианте); карта полезных ископаемых с базами данных по месторождениям и проявлениям полезных ископаемых; карты закономерностей размещения твердых полезных ископаемых, нефти и газа.

На геологической карте доплиоценовых образований уточнены границы распространения, вещественный состав и возраст ряда стратифицированных и интрузивных вещественных комплексов, выделено несколько новых магматических комплексов. В частности, впервые показаны на геологической карте образования: малиновского монцодиорит-сиенитового комплекса, кривинского комплекса параллельных долеритовых даек, саклаимсорский гранодиорит-гранитовый и войкаро-кемпирсайский меланжевый комплекс зоны ГУГРа; произведено доизучение вещественного состава и уточнение возраста отдельных (велсовского, мойвинского, ельминского и др.) интрузивных комплексов. В платформенной части листа уточнены границы распространения стратиграфических подразделений на участках поискового бурения на нефть и газ; детализировано литолого-стратиграфическое расчленение разрезов палеозоя; составлены геолого-формационные схемы с изопахитами мощностей для палеозойских отложений, являющихся коллекторами нефти; показано расположение верхнедевонских и раннепермских рифогенных построек.

На основании литолого-стратиграфических и палеомагнитных исследований уточнены возраст и генезис вещественных комплексов неогена–квартера, что нашло свое отражение на карте неоген-четвертичных образований. В частности, впервые для данной территории выделе-

ны и откартированы образования морского и прибрежно-морского генезиса; с последними связываются перспективы территории на россыпное золото. Получены материалы для возможной корреляции террасовых комплексов бассейнов рек Печора и Кама, что имеет принципиальное значение не только для истории развития региона, но, главным образом, для прогноза основных россыпных полезных ископаемых – золота и алмазов.

В результате прогнозно-минерагенических исследований Верхнепечорской опорной площади получены новые направления прогноза на россыпи золота и алмазов; на западном склоне Урала прогнозируются новые золото-алмазороссыпные районы.

В Тагильской мегазоне проведено изучение вулканитов Шемурской вулкано-тектонической структуры и ее западного обрамления. Существенно расширены границы меднорудного района, что позволит значительно увеличить прогнозные ресурсы колчеданных руд.

На основе современных представлений о шарьяжно-надвиговом строении Уральского складчатого пояса – с одной стороны, и на аналогиях структур западного склона Урала и Предуральского краевого прогиба структурам Надвигового пояса Скалистых гор, Аппалачского пояса надвигов и других нефтегазоносных районов мира, прогнозируется увеличение прогнозных ресурсов газа и газоконденсата в поднадвиговой зоне краевого прогиба и на западном склоне Урала. Впервые для этой территории составлена карта прогноза на нефть и газ, оценены прогнозные ресурсы газа и газоконденсата в поднадвиговой зоне краевого прогиба и на западном склоне Урала.

В результате проведенных исследований, на основании полученных результатов выделены перспективные площади для проведения прогнозно-поисковых и поисковых работ на россыпные золото и алмазы, нефть и газ, коренное золото и МПГ.

Вместе с тем, проведенные исследования выявили ряд проблем и нерешенных вопросов в региональной геологии и минерагении района, в значительной мере определяющих стратегию его дальнейшего изучения. Наиболее важными направлениями исследований представляются следующие:

– уточнение стратиграфии и структурно-формационного районирования для выделяемых в пределах листа палеозойских образований Зилаиро-Лемвинской СФЗ: в настоящее время они отнесены к трем изолированным (находящимся в аллохтонном залегании) районам, без привязки к какой-либо конкретной подзоне названной СФЗ;

– дополнительные биостратиграфические и изотопно-радиологические исследования верхнерифейских образований Выдерьинско-Ниолсовского антиклинория с целью расчленения выделяемой здесь нерасчлененной вулканогенно-осадочной толщи, возраст которой также проблематичен;

– дополнительные биостратиграфические и изотопно-радиологические исследования в сланцевых толщах Присалатимского аллохтона для обоснования возраста пород саранхапнерской, хомасьинской и польинской свит; для последней необходимо также доизучение вещественного состава с целью уточнения объема, приведения в соответствие со стратотипом и корреляции с одновозрастными образованиями смежных территорий;

– проведение специализированных изотопно-геохронологических исследований для определения возраста пород интрузивных комплексов, для которых в настоящее время нет надежного геохронологического обоснования, в частности: салатимского, мариинского, качканарского, петропавловского и северорудничного;

– с целью расширения минерально-сырьевой базы и прироста ресурсов минерального сырья необходима постановка прогнозно-минерагенических исследований: углеродистых сланцев Центрально-Уральской мегазоны и войкаро-кемпирсайского комплекса тектонитов на возможность обнаружения в них промышленного золото-платинометалльного оруденения; трахириолитов и метасоматитов малиновского комплекса с целью поиска промышленного золотого и редкометалльного оруденения; ультрамафит-габбровых массивов Платиноносного пояса для выявления золото-платинометалльных месторождений волковского и баронского типов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Опубликованная

1. *Аблизин Б. Д., Курбацкий А. М.* К стратиграфии верхнего докембрия западного склона Северного Урала // Известия АН СССР, серия геол., 1969.

2. *Алексеев В. Я., Морозов Г. Г.* Нижне-среднеордовикские отложения Северного Урала // Комплексное исследование недр Западного Урала – путь ускоренного развития народного хозяйства региона. – Пермь, 1988, с. 59–60.

3. *Алексеев В. Я., Морозов Г. Г., Черепанова Д. В.* О возрасте палеозойских отложений в долине р. Большая Мойва // Геологические исследования и охрана окружающей среды на Западном Урале. – Пермь, 1991, с. 28–29.

4. *Алексеев В. Я., Морозов Г. Г.* Чувальская свита Северного Урала // Геология и металлогения Приполярного Урала. – Сыктывкар, 1993, с. 17–18.

5. *Алексеев В. Я., Морозов Г. Г.* Геолого-структурная позиция магматических комплексов Вишерского Урала // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. – Екатеринбург, 1997, с. 133–135.

6. *Алексеев В. Я., Морозов Г. Г.* Дополнение к схеме стратиграфии рифея Северного Урала // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России. Новые результаты и новые перспективы. Т. I, II. – Сыктывкар, 1999, с. 181–183.

7. *Аминов Л. З., Белонин М. Д., Боровинских А. П и др.* Нефтеперспективные объекты Республики Коми (геолого-экономический анализ). – Ухта, 1999.

8. *Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Рыбалка В. М.* Новые данные о тектонике, магматизме и металлогении Урала, полученные на основании анализа гравитационного и магнитного полей // Применение гравиметровых и магнитных съемок при геологическом картировании, поисках и разведке рудных месторождений. – М.: Недра, 1971, с. 57–64.

9. *Антипин В. И.* Уральская система бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости // Гидрогеология СССР. Т. XIV. – М: Недра, 1972. с. 109–150.

10. *Антошкина А. И., Безносова Т. М.* Стратиграфическая приуроченность органогенных построек верхнего силура Севера Урала // Тр. Ин-та геологии Коми ФАН СССР. Вып. 37, 1981, с. 3–15.

11. *Антошкина А. И., Афанасьев А. К., Безносова Т. М.* Новая стратиграфическая схема верхнего ордовика и силура Севера Урала. Препринт «Научные доклады» Коми НЦ АН СССР. – Сыктывкар, 1989. 13 с.

12. *Анцыгин Н. Я., Шурыгина М. В., Наседкина В. А.* Новые данные по стратиграфии палеозоя Северного Урала // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. – М., 1988, с. 111–121.

13. *Анцыгин Н. Я.* К стратиграфии ордовика на восточном склоне Северного Урала // Новые данные по стратиграфии Урала. – Екатеринбург, 1993.

14. *Астахов В. И.* Урал // Стратиграфия СССР. Т. 2. Четвертичная система. – М.: Недра, 1984, с. 193–226.

15. *Бархатова В. П., Кашеварова Н. П.* Пермские отложения Тиманского поднятия и прилежащей части Печорской впадины // Стратиграфия СССР. Пермская система. – Л.: Недра, 1966.

16. *Бачманов Д. М., Говорова Н. Н., Скобелев С. Ф. и др.* Неотектоника Урала (проблемы и решения) // Геотектоника, 2001, № 5, с. 61–75.

17. *Безносова Т. М.* Биостратиграфический анализ позднесилурийских брахиопод Тимано-Печорской провинции // Палеозой севера Урала и Припечорской синеклизы. Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, вып. 49. – Сыктывкар, 1984, с. 3–9.

18. *Беккер Ю. Р.* Геологическая позиция аннелидоморфных фоссилий Джежим-Пармы Южного Тимана // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы. Тез. Всерос. совещания. – Уфа, 1999, с. 7–8.

19. *Белоконь Т. В., Горбачев В. И., Балашова М. М.* Строение и нефтегазоносность рифейско-вендских отложений востока Русской платформы. – Пермь, 2001.

20. *Беляева Н. В., Юдин В. В., Корзун А. Л. и др.* Глубинное строение западного склона Урала в районе Сочьинской антиклинали (по данным бурения параметрической скважины 1-Верхняя Сочь). – Сыктывкар,1997.

21. *Беляева Н. В., Корзун А. Л., Петрова Л. В.* Модель седиментации франско-турнейских отложений на северо-востоке Европейской платформы. – СПб: Наука, 1998.

22. *Беляков Л. Н., Дембовский Б. Я., Маркитантов И. Ф.* Геолого-геофизический разрез Полярного Урала // Докл.АН СССР, 1984, т. 276, № 6, с. 1435–1437.

23. *Белякова Л. Т.* Строение фундамента Тимано-Печорской провинции и его отражение в палеоструктурах осадочного чехла // Геотектоника европейского Северо-Востока СССР. (Тр. X геологической конференции Коми АССР). – Сыктывкар, 1988, с. 22–25.

24. *Белякова Л. Т., Степаненко В. И.* Магматизм и геодинамика байкальского фундамента Печорской синеклизы // Изв. АН СССР, сер. геол., 1991, № 12, с. 106–117.

25. *Белякова Л. Т., Охотникова С. И. и др.* Новое в стратиграфии верхнего докембрия Тимана // Наследие А. Я. Кремса в трудах ухтинских геологов. – Сыктывкар, 1992, с. 44–49.

26. *Беневольский Б. И., Блинова Е. В., Бражник А. В., Вартанян С. С. и др.* Оценка прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов (Методическое руководство). Выпуск «Золото» / Отв. ред. Б. И. Беневольский. – М.: ЦНИГРИ, 2002. 182 с.

27. *Берлянд Н. Г.* Районирование Урала по типу строения земной коры // Сов. геология, 1982, № 11, с. 79–89.

28. Биостратиграфия и фауна раннего девона восточного склона Урала. – М.: Недра, 1977. 246 с.

29. *Богатиков О. А., Цветков А. А.* Магматическая эволюция островных дуг. – М.: Наука, 1988. 249 с.

30. *Бороздина Г. Н., Иванов К. С., Наседкина В. А. и др.* О возрасте и объеме шемурской свиты Тагильской мегазоны Урала // Ежегодник-2003. ИГГ УрО РАН. – Екатеринбург, 2004, с. 10–13.

31. *Бочкарев В. В., Язева Р. Г.* Субщелочной магматизм Урала. – Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 256 с.

32. *Булин Н. К., Берлянд Н. Г., Булавко Л. Ф.* Глубинное строение Тимано-Печорской провинции (по геофизическим данным) // Сов. геология, 1976, № 1, с. 115–122.

33. *Варганов В. Г., Анцыгин Н. Я., Наседкина В. А. и др.* Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. – М.: Недра, 1973.

34. Верхний докембрий Европейского Севера СССР. Объяснительная записка к схеме стратиграфии / Ред.: В. А. Дедеев, Б. М. Келлер. – Сыктывкар, 1986.

35. *Войновский-Кригер К. Г.* Очерк тектоники Лемвинской структурно-фациальной зоны // БМОИП, отд. геол., 1966, т. 41, № 4.

36. *Ганешин Г. С.* Методические указания по составлению геоморфологических карт при средне- и крупномасштабной съемке. – Л., 1980.

37. *Гафаров Р.А., Прозоров Ю.И.* Тектоническое районирование фундамента Тимано-Печорской плиты // Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, № 1, с. 40–50.

38. *Гейро С. С., Лещенко В. Е., Борисов А. В.* О перспективах нефтегазоносности западного склона Северного Урала // Нефтегазоносность северо-востока европейской части СССР и севера Урала: Труды VIII геол. конф. Коми АССР, т. 3. – Сыктывкар, 1977, с. 140–141.

39. *Генералов П. П.* Новейшие отложения восточного склона Северного и Приполярного Урала и основные проблемы их изучения. Материалы по геоморфологии Северного и Приполярного Урала и Зауралья // Труды ЗапСибНИГНИ, вып.71. – Тюмень, 1973, с. 5–131.

40. Геодинамические реконструкции. – М.: Недра, 1993. 278 с.

41. *Гниловская М. Б., А. Ф. Вейс, Ю. Р. Беккер и др.* Доэдиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000, т. 8, № 4, с. 11–39.

42. *Голдин Б. А., Фишман М. В.* Интрузивные комплексы центральной части Ляпинского антиклинория. – Л.: Наука, 1967. 212 с.

43. *Голдин Б. А, Давыдов В. П., Калинин Е. П., Фишман М. В.* Сивьягинский комплекс базальтоидных гипербазитов западного склона Приполярного Урала // Вопросы петрографии севера Урала и Тимана. Тр. ИГ Коми ФАН СССР. – Сыктывкар, 1972, вып.17, с. 70–82.

44. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2003 г.:

– Известняки флюсовые. – М., 2003.

– Железные руды. Уральский ФО. – М., 2003.

– Медь. Уральский ФО. – М., 2003.

– Строительные камни. Уральский ФО. – М., 2004.

– Платиноиды. Уральский ФО. – М, 2004.

45. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2004 г. Вып. 29. Т. V. Золото. Уральский ФО (ХМАО, Свердловская и Челябинская области). – М., 2004.

46–49. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000.

46. Серия Тиманская. Лист P-40-I / Авт.: Г. И. Гуревич, В. М. Пачуковский, В. С. Мартынов; ред. К. К. Воллосович. – М., 1978.

47. Серия Печорская. Лист P-40-II / Авт.: Г. И. Гуревич, В. С. Мартынов; ред. В. П. Абрамов. – М., 1978.

48. Серия Печорская. Лист P-40-III / Авт.: Х. О. Траат, В. М. Тарссин; ред. Н. Я. Зытнер. – М., 1976.

49. Серия Североуральская. Лист P-40-IV / Авт.: И. С. Муравьев, Л. А. Кузнецова и др.; ред. Ф. И. Енцова. – М., 1978.

50. Серия Тиманская. Лист P-40-VII / Авт.: Х. О. Траат, Р. Я. Мищенко; ред. И. Я. Зытнер – М., 1986.

51. Серия Тиманская. Лист P-40-VIII / Авт. Х. О. Траат, Н. К. Сильверстов и др.; ред. О. А. Солнцев. – М., 1979.

52. Серия Тиманская. Лист P-40-IX / Авт.: Х. О. Траат, И. М. Шкарин и др.; ред. И. Я. Зытнер. – М., 1976.

53. Серия Северо-Уральская. Лист P-40-X / Авт. В. В. Павленко, ред. В. П. Горский. – М., 1974.

54. Серия Тиманская. Лист P-40-XIII / Авт.: Г. И. Гуревич, С. Г. Гринченко и др.; ред. В. П. Абрамов. – М., 1978.

55. Серия Тиманская. Лист P-40-XIV / Авт.: Х. О. Траат, Р. Я. Мищенко; ред. И. Я. Зытнер. – М., 1990.

56. Серия Североуральская. Лист P-40-XXIII / Авт.: Г. Ф. Проскурин, Г. В. Симаков; ред. О. А. Кондиайн. – Свердловск, 1976.

57. Серия Среднеуральская. Лист P-40-XXX / Авт.: С. Г Пестрецов., А. М. Курбацкий и др.; ред. В. В. Шалагинов. – Свердловск, 1989.

58. Серия Среднеуральская. Лист P-40-XXXV. Объяснительная записка / Авт. П. М. Есипов, ред. К. А. Львов. – М., 1960.

59. Серия Среднеуральская. Лист P-40-XXXVI / Авт.: Л. П. Ефимова, С. А. Зворская, Т. М. Новак; ред. В. В. Шалагинов. Свердловск, 1988.

60. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист P-40, 41 – Североуральск. Объяснительная записка / Ред. О. А. Кондиайн. – СПб., 1995. 240 с.

61. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист P-38, 39 – Сыктывкар. Объяснительная записка / Ред. А. С. Лавров. – СПб., 1999. 266 с.

62. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Лист P-40-VI. Серия Североуральская / Авт.: Г. И. Дашкевич, В. И. Кузнецов; ред. Ю. Р. Беккер. – СПб., 1999.

63. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Североуральская. Лист P-40-V / Авт. А. А. Коптяев, ред. О. А. Кондиайн. – СПб., 2001.

64. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Лист Q-40-XXX. Объяснительная записка / В. Н. Иванов и др. – СПб., 2001.

65. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Лист Q-41-XXV. Объяснительная записка / В. Н. Иванов и др. – СПб., 2002.

66. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Лист Q-40-XXXV. Объяснительная записка / М. А. Шишкин. – СПб., 2002.

67. Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды и влиянии факторов среды обитания на здоровье населения Свердловской области в 2002 г. – Екатеринбург: Администрация Свердловской области, 2002. 19 с.

68. Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды Республики Коми в 1997 г. – Сыктывкар: Минприроды РК, Департамент по охране окружающей среды РК, Ин-т биологии Коми НЦ УрО РАН, 1998.

69. *Дедеев В.А., Аминов Л.З. и др.* Прогноз нефтеносности Тимано-Печорской провинции. Серия препринтов «Научные рекомендации народному хозяйству». Вып. 27. – Сыктывкар, 1981. 47 с.

70. *Дедеев В. А., Журавлев В. С. и др.* Тиманская и Печорская складчатые системы // Структура фундамента платформенных областей СССР. – Л.: Наука, 1974.

71. *Дедеев В. А., Гецен В. Г., Запорожцева И. В. и др.* Структура платформенного чехла европейского Севера СССР. – Л.: 1982. 200 с.

72. *Дедеев В. А., Запорожцева И. В.* Земная кора европейского Северо-Востока СССР. – Л.: Наука, 1985. 47 с.

73. *Дедеев В. А., Аминов Л. З, Гецен В. Г. и др.* Тектонические критерии прогноза нефтегазоносности Печорской плиты. – Л.: Наука, 1986. 215 с.

74. *Дедеев В. А., Малышев Н. А., Аминов Л. З. и др.* Научные основы развития поисково-разведочных работ на нефть и газ в Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. – Сыктывкар, 1987. 123 с.

75. *Дедеев В. А., Аминов Л. З.* Геология и ресурсы горючих полезных ископаемых европейского Севера СССР. – Сыктывкар, 1989.

76. *Дедеев В. А., Аминов Л. З. и др.* Тектоника Тимано-Печорской нефтегазоносной провинции. Обьяснительная записка к Тектонической карте Печорской плиты. – Сыктывкар, 1989.

77. *Дембовский Б.Я., Беляков Л.Н.* Надвиговые структуры и проблемы поисков полезных ископаемых на западном склоне Полярного Урала // Докл. АН СССР, 1979, т. 246, № 5, с. 1192–1195.

78. *Дембовский Б. Я., Дембовская З. П., Клюжина М. Л., Наседкина В. А.* Ордовик Приполярного Урала // Геология, литология, стратиграфия. – Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 186 с.

79. *Диденко А. Н., Куренков С. А., Руженцев С. В. и др.* Геодинамика Полярного Урала в позднем докембрии–палеозое на основе геологических и палеомагнитных данных // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Т. 1. (Материалы XXXIV тектонического совещания). – М., 2001, с. 204–208.

80. *Дмитриев Ю. И.* Трапповый магматизм и океанообразование //Изв. АН СССР, сер. геол., 1991, № 6, с. 3–16.

81. *Довжикова Е. Г.* Верхний протерозой Кельтменского вала. Скв. 1-Кельтменская, Западное Притиманье (предварительные данные) // Южные районы Республики Коми: геология минеральные ресурсы, проблемы освоения (Материалы Третьей Всероссийской научной конференции). – Сыктывкар, 2002, с. 47–49.

82. Дополнения к Стратиграфическому кодексу России. – СПб., 2000.

83. *Дружинин В. С., Автонеев С. В., Шарманова Л. Н. и др.* Глубинное строение Северного Урала по Красноленинскому профилю ГСЗ // Сов. геология, 1990, № 9, с.77–82.

84. *Дуркина А.В.* Стратиграфия джеболских отложений Тимано-Печорской провинции // Стратиграфия и литология нефтегазоных отложений Тимано-Печорской провинции. – Л., 1988.

85. *Дьяконова А. Г.* Особенности строения тектоносферы Уральского региона по электромагнитным данным // Физика Земли, 1994, № 6, с. 97–101.

86. *Егоркин А. В., Косминская И. П., Павленкова Н. И.* Комплексные сейсмические исследования литосферы на континентах // Изв. АН СССР. Физика Земли, 1991, № 9, с.82–95.

87. Елисеев В.И. Формации зон ограничения северо-востока Европейской платформы. – Л.: Наука, 1978.

88. *Ефимов А. А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. – М.: Наука, 1984. 232 с.

89. *Запорожцева И. В., Егорова Н. В.* Новые перспективные направления нефтегазопоисковых работ на Северном Приуралье. Серия препринтов «Научные рекомендации – народному хозяйству». Вып. 37. – Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1982. 17 с.

90. *Запорожцева И. В., Пыстин А. М.* Строение дофанерозойской литосферы европейского Северо-Востока России. – СПб.: Наука, 1994. 110 с.

91. *Золоев К. К., Рапопорт М. С., Сурганов А. В., Хрыпов В. Н.* Рудный потенциал Ханты-Мансийского автономного округа. – Екатеринбург–Ханты-Мансийск, 2001.

92. *Иванов С. Н., Пучков В. Н., Иванов К. С. и др.* Формирование земной коры Урала. – М.: Наука, 1986. 169 с.

93. *Иванов К. С., Шмелев В. Р.* Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН, 1996, т. 347, № 5, с.649–652.

94. *Иванов К. С.* Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд лет) и строения Урала. Дис. на соиск. уч. ст. докт. г.-м. н. в форме научного доклада. – Екатеринбург, 1998. 252 с.

95. *Казак А. П.* Глаукофан-сланцевые пояса Севера Урала // Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири //Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 474. – Новосибирск, 1981, с. 143–150.

96. *Казанцев Ю. В.* Структурная геология Предуральского прогиба. – М.: Наука, 1984.

97. *Казачихин В. А., Колечин А. А., Сегаль Ю. З.* Тектоническое районирование Тагильско-Магнитогорского прогиба на Северном Урале с помощью геофизических методов // Тектоника и металлогения Урала. – Свердловск, 1980, с. 88–93.

98. *Калинин Э. П., Матюхина Э. А.* Обзорная карта месторождений строительных материалов Коми АССР масштаба 1 : 1 000 000, 1987 г. с объяснительной запиской 1986 г. изд. – Ухта, 1987.

99. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. – Уфа, 1974.

100. *Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. и др.* Геология и перспективы нефтегазоносности Урала. – М.: Наука, 1988.

101. *Карстен Л. А., Пучков В. Н.* Новые данные о возрасте польинского и лагортинского комплексов на Приполярном Урале // Ежегодник УНЦ. – Свердловск, 1987, с. 3–4.

102. *Карстен Л. А.* Геология метаморфических комплексов в зоне Главного Уральского глубинного разлома на Приполярном Урале. Дис. на соиск. уч. степ. канд. г.-м. н. – Свердловск, 1989. 189 с.

103. Карта глубинного строения земной коры Урала масштаба 1 : 1 000 000 / Ред. Н. Г. Берлянд. – Л., 1990.

104. Карта полезных ископаемых Урала масштаба 1 : 1 000 000 / Ред.: И. А. Петрова, А. М. Мареичев. – Л., 1988.

105. *Кондиайн А. Г.* Силурийские и нижнедевонские отложения Бельско-Елецкой фациальной зоны Печорского Урала /Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 114, 1967.

106. *Кондиайн О. А., Кондиайн А. Г.* Стратиграфия и фауна девонских отложений южной части Печорского Урала // Материалы ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 28, 1960, с. 67–98.

107. *Кириллин С. И.* Вадьявожская структура. Новые данные о геологическом строении южной оконечности Восточно-Тиманского мегавала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока России. Т. 1. (Тезисы Всероссийской геологической конференции). – Сыктывкар, 1994, с. 87–89.

108. Корреляция магматических комплексов севера Урала и прилегающих территорий. Препринт. – Свердловск, 1988.

109. Корреляция магматических комплексов Среднего Урала. Препринт. – Свердловск, 1991. 75 с.

110. *Королюк И. К., Крылов Н. А. и др.* Структурные и формационные особенности краевых прогибов и их нефтегазоносность. – М.: Наука, 1983.

111. *Крапивнер Р. Б.* Стратиграфия новейших отложений бассейна р. Печоры от Камо-Печоро-Вычегодского водораздела до устья р. Цильмы // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. – Уфа, 1976, с. 90–142.

112. *Кушнарева Т. И.* Фаменский ярус Тимано-Печорской провинции. – Л.: Наука, 1977.

113. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли. – М.: Наука, 1987. 438 с.

114. *Максимов С. П. и др.* Геология нефти и газа Восточно-Европейской платформы. – 1990.

115. *Меннер В. Вл.* Литологические критерии нефтегазоносности палеозойских толщ северо-востока Русской платформы. – М.: Наука, 1989.

116. Методическое руководство по количественной и экономической оценке нефти, газа и конденсата России. – 2000.

117. *Меньшиков Ю. П., Назаров А. И., Политов В. Г. и др.* Применение рудной сейсморазведки на Урале // Экспресс-информации ОНТИ ВИЭМС. Сер. Регион. развитие и промысловая геофизика, 1978, № 12, с. 1–7.

118. *Морозов А. Ф.* Силурийский вулканизм западного крыла Тагильского синклинория на Среднем и Северном Урале // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1978, т. 53, вып. 6, с. 123–132.

119. *Морозов Г. Г., Алексеев В. Я.* О карбонатных толщах палеозоя верховьев р. Вишера // Современные проблемы геологии Западного Урала. – Пермь, 1995, с. 25–26.

120. *Муравьев И. С.* Стратиграфия и условия формирования пермских отложений Печорского Приуралья. – Казань, 1972. 201 с.

121. *Наседкина В. А., Пучков В. Н.* Среднеордовикские конодонты севера Урала и их стратиграфическое значение // Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. – Свердловск, 1979, с. 5–24.

122. *Носова А. А., Наркисова В. В., Сазонова Л. В.* Надсубдукционный рифтовый магматизм Тагильской палеодуги Урала: геохимические и минералогические свидетельства проявления мантийного метасоматоза // Рифты литосферы: эволюция, тектоника, магматические, метаморфические и осадочные комплексы, полезные ископаемые. Тезисы докл. Междунар. научной конференции (VIII чтения А. Н. Заварицкого). – Екатеринбург, 2002, с. 220–222.

123. *Оберман Н. Г., Шеслер И. Г., Рубцов А. И.* Экология Республики Коми и восточной части Ненецкого автономного округа. – Сыктывкар, 2004.

124. *Огаринов И. С.* Глубинное строение Урала. – М.: Наука, 1974.

125. Обстановки осадконакопления и фации. Т. 1. – М.: Мир, 1990. 351 с.

126. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург, 1994.

127. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). – Екатеринбург,1996.

128. *Овчинников Л. Н.* Полезные ископаемые и металлогения Урала. – М., 1998. 412 с.

129. *Оловянишников В. Г.* Террейновая модель формирования северо-востока Европейской платформы в позднем докембрии // Рифей Северной Евразии. Общие проблемы стратиграфии. – Екатеринбург, 1997, с. 217–223.

130. *Оловянишников В. Г.* Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998.

131. Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. – Сыктывкар, 1987.

132. *Пейве А. В.* Избранные труды. Эволюция земной коры и мобилизм. – М.: Наука, 1991.

133. *Першина А. И., Цыганко В. С.* Биостратиграфия и корреляция отложений верхнего силура, нижнего и среднего девона Севера Урала // Рефераты III Международного симпозиума по границам силура и девона и стратиграфии среднего девона. – Л., 1968, с. 153–158.

134. *Першина А. И., Цыганко В. С., Щербаков Э. С. и др.* Биостратиграфия силурийских и девонских отложений Печорского Урала. – Л.: Наука, 1971. 130 с.

135. *Першина А. И., Рассказова Н. Б.* Малотавротинская свита верхнего ордовика Приполярного Урала // Ежегодник-1976 ИГ КФ АН СССР. – Сыктывкар, 1977, с.29–33.

136. *Петров Г. А.* Геологическая природа «амфиболитов» обрамления габброидных массивов Платиноносного пояса Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии Урала и Центральной Азии. – Екатеринбург: Наука, 1992, с. 167–177.

137. *Петров Г. А., Пучков В. Н.* Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника, 1994, № 1, с. 25–37.

138. *Петров Г. А., Свяжина И. А., Кошевой Ю. Н.* Палеозойские коллизионные события на Среднем Урале // Коллизионная стадия подвижных поясов. – Екатеринбург, 2000, с. 79–80.

139. *Петров Г. А.* Некоторые тектонические последствия каледонской коллизии, фиксируемые на Уральской окраине палеоконтинента Балтика // Современные вопросы геологии. – М.: Научный мир, 2003, с. 180–183.

140. *Петров Г. А.* Салатимский пояс глаукофан-сланцевого метаморфизма в зоне Главного Уральского разлома на Северном Урале // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Материалы науч. конференции (IX чтения А. Н. Заварицкого). – Екатеринбург, 2003, с. 133–135.

141. *Петров Г. А., Свяжина И. А.* Проявление каледонской коллизии на Урале // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Материалы XXXVII тектонического совещания. Т. 2. – М.: ГЕОС, 2005, с. 81–85.

142. *Пирс Дж. А., Липпард С. Дж., Робертс С.* Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. – М.: Мир, 1987, с. 134–165.

143. *Попов В. С., Никифорова Н. Ф.* Происхождение ультрамафитов и габброидов Кытлымского массива. Платиноносный пояс Урала // Известия вузов. Геология и разведка, 2001, № 3, с. 47–61.

144. *Попова-Львова М. Г.* Пресноводные плиоценовые остракоды с Вычегодско-Печорско-Камского междуречья // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Приуралья. Вып. 1. – Уфа, 1972.

145. *Пучков В. Н.* Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозоя лемвинского типа в бассейне верхней Печоры // Геология и полезные ископаемые северо-востока европейской части СССР. – Сыктывкар, 1973, с. 9–15.

146. *Пучков В. Н.* Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. – М.: Наука, 1979. 260 с.

147. *Пучков В. Н., Карстен Л. А., Шмелев В. Р.* Важнейшие черты геологического строения восточного склона Приполярного Урала // Геология и палеонтология Урала. – Свердловск, 1986, с. 75–88.

148. *Пучков В. Н., Иванов К. С.* Новые данные по тектонике Урала // Геотектоника, 1987, № 2, с. 24–34.

149. *Пучков В. Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа, 2000. 146 с.

150. *Рапопорт М. С., Кашубин С. Н., Рудица Н. И. и др.* Верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения р. Березовая (бассейн р. Вишера, западный склон Северного Урала) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. – Екатеринбург, 1996, с. 96–119.

151. *Романович И. Ф., Коплус А. В. и др.* Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых. – М.: Недра, 1982.

152. *Ронкин Ю. Л., Прямоносов А. П., Телегина Т. В. и др.* Дунит-гарцбургитовый и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый комплексы Полярного Урала: REE и Sr-Nd ограничения // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. – М., 2000, с. 302–305.

153. *Ронкин Ю. Л., Иванов К. С., Шмелев В. Р.* Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Тез. докл. междунар. симпоз. – М., 1997, с. 300–301.

154. *Ронкин Ю. Л., Ефимов А. А., Матуков Д. И. и др.* Новые U-Pb SHRIMP данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского массива. Платиноносный пояс Урала // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Вып. 7. – Пермь, 2005, с. 299–305.

155. Русская платформа / Ред.: В. Д. Наливкин и К. Э. Якобсон. – Л.: Недра, 1985.

156. *Савельева Г. Н., Перцев А. Н., Астраханцев О. В.* Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника. 1999, № 2, с. 36–60.

157. *Свяжина И. А., Петров Г. А., Мезенина З. С.* Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации Северного Урала // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 1, с. 36–44.

158. *Свяжина И. А., Пучков В. Н., Иванов К. С., Петров Г. А.* Палеомагнетизм ордовика Урала. – Екатеринбург, 2003. 135 с.

159. *Сегаль Ю. З., Казачихин В. А., Колечин А. А.* О характере сочленения древних толщ Центрально-Уральского поднятия с офиолитовым комплексом Тагильского прогиба по результатам комплексных геофизических исследований // ДАН СССР, 1975, т. 223, № 3, с. 688–691.

160. Северо-Сосьвинский угленосный район // Труды ЗапСибНИГНИ. Вып. 85. – М.: Недра, 1977. 80 с.

161. *Семенов И. В.* Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров уральского палеозойского океана. – Екатеринбург, 2000. 362 с.

162. *Сигов А. П.* Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. – М.: Недра, 1969. 296 с.

163. Сигов В. А, Сигов А. П. и др. Новейшая тектоника Урала // Материалы по металлогении Урала. Т. V. – Саратов, 1975, с. 85–96.

164. *Сигов А. П., Ромашова В. И.* Определение эрозионного среза герцинид Урала с позднего палеозоя, раннего мезозоя и с начала кайнозоя. – Свердловск, 1984. 93 с.

165. *Симаков Г. В.* Петрохимия палеозойских интрузивных комплексов бассейна р. Верхней Печоры (Северный Урал) // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 190. – Л., 1979.

166. *Смирнов Ю. Д., Боровко Н. Г. и др.* Геология и палеогеография западного склона Урала. – Л.: Недра, 1977.

167. *Соболев И. Д.* Тектоника и магматизм Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды I Уральского петрографического совещания. Т. I. – 1963, с. 31–37.

168. *Соколов В. Б.* Строение земной коры Урала по результатам комплексных геолого-геофизических исследований. Автореф. докт. дисс. – Пос. Шеелит, 1990.

169. *Старков Н. П., Ибламинов Р. Г., Попов И. Б.* Геология, петрография и геохимия гранитоидов Мойвинского массива на западном склоне Северного Урала // Геология и петрография Западного Урала, 1967, вып. 4, № 182.

170. *Старков Н. П.* Рифейско-палеозойские магматические комплексы западного склона Среднего и Северного Урала // Доордовикская история Урала. – Свердловск, 1980.

171. *Степанов А. И., Червяковский Г. Ф., Шатров В. П.* О возрасте кайнотипных вулканитов западной части Тагильского прогиба // Ежегодник-1981 ИГГ УНЦ АН СССР. – Свердловск, 1982, с. 64–67.

172. *Стефановский В. В.* Схема стратиграфии четвертичных отложений Урала. Объяснительная записка к стратиграфическим схемам Урала (мезозой, кайнозой). IV Уральское межведомственное совещание. – Екатеринбург, 1997, с. 97.

173. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. – Л.: Недра, 1975. 541 с.

174. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург, 1993.

175. Стратиграфические схемы Урала (мезозой, кайнозой). – Екатеринбург, 1997.

176. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. – М.: Недра, 1973. 228 с.

177. *Тарбаев Б. И, Беляков Л. Н, Юдин В. В и др.* Перспективы нефтегазоносности надвигово-складчатого пояса Севера Урала // Обзор. инф. ВНИИЭгазпрома. Сер. Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений, вып. 5. – М., 1985. 60 с.

178. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000. – М: Наука, 1977. 109 с.

179. Тектоническая история Полярного Урала. – М.: Наука, 2001. 191 с.

180. *Тимонин Н. И.* Печорская плита: история геологического развития в фанерозое. – Екатеринбург, 1998. 239 с.

181. *Тимофеев Е. М., Стеклов А. А., Алексеева Л. И.* О присутствии плиоценовых отложений на междуречье Печоры и Вычегды // Природная обстановка и фауны прошлого. – Киев, 1970, с. 160–165.

182. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала // Труды III УрМСС. – Свердловск, 1980.

183. Унифицированная стратиграфическая схема юрских отложений Русской платформы. – СПб., 1993.

184. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М., 1997. 320 с.

185. *Хаин Е. В., Федотова А. А., Сальникова Е. Б.* Новые U-Pb данные о возрасте офиолитов Полярного Урала и развитие окраин палеоазиатского океана в позднем докембрии и раннем палеозое // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Материалы науч. конференции (X Чтения А. Н. Заварицкого). – Екатеринбург, 2004, с. 183–186.

186. *Цыганко В. С. и др.* Опорные разрезы верхнего ордовика и нижнего силура Приполярного Урала. – Сыктывкар, 1987. 108 с.

187. *Чермных В. А.* Стратиграфия карбона севера Урала. – Л.: Наука, 1976. 303 с.

188. *Черный В. Г.* Перестройка структурного плана байкальского фундамента в доплитный период развития Печорской экзогональной впадины // Геология и нефтегазоносность северных районов Тимано-Печорской провинции. – М., 1979, № 5, с. 5–23.

189. *Чувашов Б. И., Дюпина Г. В., Мизенс Г. А. и др.* Опорные разрезы верхнего карбона и нижней перми западного склона Урала и Предуралья. – Свердловск, 1990.

190. *Чувашов Б. И., Мизенс Г. А., Черных В. В.* Верхний палеозой бассейна р. Щугор (Правобережье Средней Печоры, западный склон Приполярного Урала) // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. – Екатеринбург, 1999, с. 38–80.

191. *Шилов Л. Н., Кузнецов Г. Н., Кочетков О. С.* и др. Об особенностях глубинного строения Тимана // Изв. вузов, сер.геол. и разв., 1978, № 6, с. 32–39.

192. *Шмелев В. Р., Петров Г. А.* Петрогенезис и механизм становления габброидных комплексов Платиноносного пояса Урала (на примере Чистопского массива, Северный Урал) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 3, т. 1. – Томск, 2002, с. 163–168.

193. *Шмелев В. Р.* Геодинамическая обстановка формирования офиолитовых комплексов Урала // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Материалы науч. конференции (X Чтения А. Н. Заварицкого). – Екатеринбург, 2004, с. 192–194.

194. *Шуб В. С., Баранников А. Г., Шуб И. З. и др.* Золото Урала. Россыпные месторождения (К 250-летию золотой промышленности Урала). – Екатеринбург: Наука, 1993. 125 с.

195. *Юдин В. В.* Разрывные нарушения западного склона Северного Урала в связи с перспективами нефтегазоносности // Тектоника и нефтегазоносность Тимано-Печорской провинции и ее структурных обрамлений / Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР, вып. 26. – Сыктывкар, 1978, с. 30–40.

196. *Юдин В. В.* Варисциды Северного Урала. – Л.: Наука, 1983. 174 с.

197. *Юдин В. В.* Послойные срывы в чехле востока Печорской плиты – возможный объект поиска углеводородов. Печорский нефтегазоносный бассейн // Тр. Инта геологии Коми фил. АН СССР, вып. 52. – Сыктывкар, 1985, с. 38.

198. *Юдин В. В.* Орогенез Северного Урала и Пай-Хоя. – Екатеринбург: Наука, 1994.

199. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Постколлизионный магматизм Северного Урала // Геотектоника, 1993, № 4, с. 56–65.

200. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника, 1995, № 6, с. 32–44.

201. *Язева Р. Г., Бочкарев В. В.* Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношения магматизма и геодинамики // Геотектоника, 2003, № 2, с. 75–86.

202. *Яхимович В. Л., Чигуряева А. А.* О возрасте отложений, вскрытых скважиной на Вильесском болоте (междуречье Вычегды и Камы) // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений северной и южной частей Предуралья. Вып. 3. – Уфа, 1973, с. 86–89.

203. *Яхимович В. Л., Зархидзе В. С.* Стратиграфия неогена Тимано-Уральской области. – Уфа, 1990.

204. *Яхимович В. Л. и др.* Опорный магнитостратиграфический разрез верхнего плиоцена Тимано-Уральской области (гряды Гамбурцева и Яранмусюр). – Уфа, 1992.

205. *Bea F., Fershtater G. B., Montero P., Whitehouse M., Levin V. Ya., Scarrow J. H., Austrheim H., Pushkarev E. V.* Recycling ot continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia. – Terra Nova. 2002. V. 13. P. 1–7.

206. *Bosch D., Krasnobayev A. A., Efimov A. A., Savelieva G. N., Boudier F.* Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt. – EUG 9. Abstracts. Terra Nova, 1997, v. 9, № 1, p. 122.

207. Crustal structure of the Middle Urals: Results from the (ESRU) Europrobe seismic reflection profiling in the Urals experiments // Tectonics, 1998, vol. 17, N 5, p. 710–725 / C. Juhlin, M. Friberg, H. P. Echtler and others.

208. *Gee D. G., Beliakova L., Pease V.* et al. New, Single Zircon (Pb-Evaporation) Ages form Vendian Intrusions in the Basement beneath the Pechora Basin, Northeastern Baltica // Polarforschung. 1998. 68: P. 161–170, (erschienen 2000).

209. *Pearce J. A., Cann J. R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. – Earth Planet. Sci. Lett. 1973, N 19. P. 290–300.

210. *Pease V., Dovshikova E., Beliakova L., Gee D. G.* Late Neoproterozoic granitoid magmatism in the Pechora Basin basement, NW Russia: geochemical constraints indicate westward subduction beneath NE Baltica // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (eds) // GSL Memoirs. 2004. Vol. 30. P. 75–85.

211. *Petrov G., Rybalka A., Sviazhina I. A.* The present-day Urals mountains: do they result from an interaction of the European and Asian plates? – Joint meeting of URALIDES, GEORIFT, TESZ and SW-IBERIA Projects, Moscow, Russia, October 28–29, 2001. Abstracts. P. 24.

212. *Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A. et al.* High $^{143}Nd/^{144}Nd$ in extremely depleted mantle rocks. – Earth Planet Sci. Lett. 1995. V. 135. P. 101–114.

Фондовая

213. *Аблизин Б. Д., Тихов Б. А., Попов И. Б. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Листы Р-40-106-Г и Р-40-107-В, Г. Отчет Мойвинской партии о поисково-съемочных работах, проведенных на западном склоне Северного Урала в бассейне рек Вишеры, Мойвы в 1963–1965 гг. Пермь, 1968. ГФ КПР по Пермской обл.

214. *Аблизин Б. Д., Попов И. Б.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 (листы Р-40-106-Б и Р-40-118-Б). Отчет Велсовского отряда о поисково-съемочных работах на западном склоне Северного Урала в верхнем течении р. Вишеры за 1966–1969 гг. Пермь, 1971. ГФ КПР по Пермской обл.

215. *Аблизин Б. Д., Попов И. Б.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 (лист Р-40-118-Г). Отчет Велсовского отряда о поисково-съемочных работах на западном склоне Северного Урала в верхнем течении р. Велс за 1970–1971 гг. Пермь, 1973. ГФ КПР по Пермской обл.

216. *Алексеев В. Я., Попов И. Б.* Отчет о геологической съемке (листы Р-40-95-А, Б – зап. пол.), геологическом доизучении (листы Р-40-95-В, Г. – зап. пол.) масштаба 1 : 50 000 Ниолсовской площади и общих поисках в верховье рек Вишера, Ниолс и Унья на Северном Урале. Свердловск, 1988. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

217. *Алексеев В. Я., Морозов Г. Г., Ваулина Т. Э.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Тулымской площади (листы Р-40-106-Б, Г; Р-40-107-А – зап. пол, Р-40-107-В – зап. пол.) с общими поисками в верховьях р. Вишера на Северном Урале в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1990–1993 гг. (незавершенные работы). Пермь, 1994. ГФ КПР по Пермской обл.

218. *Алексеев В. Я., Черепанова Д. В., Ваулина Т. Э.* Государственная геологическая карта России, лист P-40-XXXV, Кваркушская площадь, 1994—2004 гг. (незавершенные работы). Пермь, 2004. ГФ КПР по Пермской обл.

219. *Анцыгин Н. Я., Наседкин В. Г., Ананьева Е. М. и др.* Отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 в пределах западной половины листов P-41-XXV и P-41-XXXI. Свердловск, 1977. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

220. *Анцыгин Н. Я., Шурыгина М. В., Зенкова Г. Г. и др.* Отчет «Изучение стратиграфии осадочных нижне- и среднепалеозойских отложений Саумско-Яхтельинской площади и сопредельных территорий» за 1984—1987 гг. Свердловск, 1987. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

221. *Афанасьев А. К. и др.* Отчет по объекту: Производство групповой геологической съемки масштаба 1 : 50 000 на западном склоне Полярного Урала на территории листов Q-40-83-Г, 84-В, Г, 95-Б, Г, 96-А (а, б, в), Б (б, г), В; Q-41-73-В, Г, 74-В, Г, 85-А, Б, Г, 86-А, Б, В, Г. (Результаты работ Кожимской ГСП за 1981—1985 гг.). Воркута, 1986. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

222. *Афанасьева Т. А., Зархидзе В. С.* Отчет: Создание стратиграфических схем палеогеновых, неогеновых, четвертичных отложений и легенд к геологическим картам масштаба 1 : 50 000 и 1 : 200 000. Воркута, 1993. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

223. *Афанасьева Т. А.* Палеоген и неоген западного склона Полярного, Приполярного Урала и Предуралья. Дисс. на соиск. уч. степ. канд. г.-м. н. Воркута, 1996. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

224. Баланс запасов полезных ископаемых (торф) по Республике Коми (на 1.01.2001 г.). Сыктывкар, 2001, ГУТФИ РК.

225. *Беляков Л. Н. и др.* Подготовка к изданию Тектонической карты масштаба 1 : 1 000 000 территории деятельности объединения «Полярноуралгеология». Воркута, 1987. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

226. *Белякова Л. Т., Парфенов В. Д.* Геологическое строение восточной части территории листа P-40-V (Отчет Подчеремской ГПСП по работам 1961 г.). Воркута, 1962. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

227. *Белякова Л. Т., Петров В. Ф., Прибышеня С. В. и др.* Геологическое строение территории листов Q-40-143-Г , Q-40-144-В, P-40-11-Б, P-40-12-А. (Отчет Вольинской ГПСП по геологосъемочным и поисковым работам масштаба 1 : 50 000 за 1967—1970 гг.). Воркута, 1970. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

228. *Белякова Л. Т., Рассказова Н. Б. и др.* Отчет по теме «Обобщение материалов по стратиграфии и литофациальной характеристике разрезов осадочного чехла и фундамента на разведочных площадях Тимано-Печорской провинции». Ухта, 1983. ГФУНГГ.

229. *Благиных Л. Л.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности слабоизученных земель. Обобщение материалов и рекомендации по направлениям работ на территории Верхнепечорской депрессии и Предтиманского прогиба. Пермь, 1996. ГФ КПР по Пермской обл.

230. *Богданов Н. В.*, *Пименов Г. Г.* Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото в верховьях рек Подчерема и Печоры, проведенных летом 1959 г. Верхнепечорской поисковой партией. Воркута, 1960. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

231. *Богданов Б. П.* Отчет по теме «Эволюция и глубинное строение фундамента северо-восточной части Восточно-Европейской плиты». Ухта, 2000. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

232. *Бобров Е. А., Оскотский А. М.* Гидрогеологическая карта Урала масштаба 1 : 50 0000 южных половин листов P-40-В и P-40-Г. Отчет Пермской гидрогеологической партии по результатам работ 1961—1964 гг. Пермь, 1964. ГФ КПР по Пермской обл.

233. *Болотов А. А.* Отчет о результатах поисково-ревизионных работ на медистые песчаники в Предтиманском прогибе и западном борту Соликамской депрессии за 1970—1971 гг. Пермь, 1972. ГФ КПР по Пермской обл.

234. *Варламов В. А. и др.* Отчет по теме «Прогноз алмазоносности западного склона Урала и Предуралья». Отчет за 1987–1990 гг. ГФ КПР по Пермской обл.

235. *Верхояров Г. Н., Марков В. Д.* Торфяные месторождения Пермской области по состоянию изученности на 1 января 1976 г. Пермь, 1978. ГФ КПР по Пермской обл.

236. *Ветчанинов В. А. и др.* Отчет по теме «Обобщение и анализ материалов поисковых и разведочных работ на алмазы, проводившихся в Вишерском районе, и выделение перспективных участков для постановки дальнейших поисковых работ». Пермь, 1970. ГФ КПР по Пермской обл.

237. *Водолазский А. И.* Палеозой Лемвинской зоны Полярного Урала. Канд. дис. Л.: ВСЕГЕИ, 1983.

238. *Водолазская В. П., Берлянд Н. Г., Шкатова В. К. и др.* Геологическое изучение и оценка минеральных ресурсов недр территории Российской Федерации и ее континентального шельфа (совершенствование и межсерийная корреляция Легенд к ГК-200/1000 по Уральскому региону). Информационный отчет по объекту № 64. СПб: ВСЕГЕИ, 2002.

239. *Гаврилюк И. В. и др.* Геологический отчет по поисково-оценочным работам на золото в 1965–1967 гг. в верховьях бассейна р. Северная Сосьва. Саранпауль, 1967. Тюменский ТФГИ.

240. *Гаврилюк И. В. и др.* Геологический отчет по поисковым работам на россыпное золото в долинах рек Манья, Мазапатья, Луцоулья, Котлия, Большая и Малая Сосьва, Лепля, Хултымья (отчет Маньинской ПРП за 1968–1970 гг.). Саранпауль, 1971. Тюменский ТФГИ.

241. *Гагин С. И., Хрыпов В. Н.* Отчет по теме «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы» (Свердловская область). Екатеринбург, 2002. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

242. *Гаевой Ю. М., Логвинюк Г. П. и др.* Отчет о проведении поисковых геолого-геохимических работ на медные руды на Западно-Помурской площади в 1980–1983 гг. Пос. Ивдель-II, 1983. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

243. *Генералов П. П., Михайлов В. А., Топорков В. Я.* Четвертичные отложения Северного Урала. Лист P-40 (восточная часть). Лист P-41 (западная часть). Информационный отчет по работам Четвертичного отряда № 1 за 1961–1962 гг. Свердловск, 1963. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

244. *Генералов П. П., Засядько Г. Н., Турчак Л. Н.* Отчет за 1969–1970 гг. по теме «Геоморфологические исследования территории Приполярного Урала с целью составления прогнозной карты на россыпное золото на геоморфологической основе масштаба 1 : 200 000». ЗапСибНИГНИ, Тюмень, 1970. Тюменский ТФГИ.

245. *Гетьман Д. С.* Отчет о результатах поисково-оценочных работ на россыпное золото в бассейне р. Манья с притоками Арбынья, Мазапатья, Панкъя в 1985–1988 гг. Саранпауль, 1989. Тюменский ТФГИ.

246. *Глазырина Н. С.* Отчет по теме «Подготовка к изданию специализированной эколого-геологической карты масштаба 1 : 500 000 территории Свердловской области». Екатеринбург, 2001. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

247. *Горбунова М. К, Снитко Г. П., Серебренников В. К.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на Быркимской площади в пределах листов P-40-116-В, P-40-117-А и Б в Чердынском районе Пермской области за 1988–1992 гг. Пермь, 1992. ГФ КПР по Пермской обл.

248. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1: 200 000. Серия Пермская. Лист P-40-XXXIII / Авт.: З. А. Леонова-Вендровская, И. И. Черткова; ред. М. И. Денисов. Пермь,1989. ГФ КПР по Пермской обл.

249. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Пермская. Листы P-40-XXXIV / Авт.: Т. Н. Попова, И. И. Черткова; ред. В. И. Горский. Пермь, 1989. ГФ КПР по Пермской обл.

250. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Среднеуральская. Лист P-40-XXIV / Авт.: В. А. Шилов, В. Я. Топорков, В. В. Шалагинов и др. Свердловск, 1994. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

251. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Пермская. Лист P-40-XXVIII (Колва) / Авт.: Г. П. Снитко, Т. Н. Попова и др.; ред. Г. Г. Морозов. Пермь, 2001. ГФ КПР по Пермской обл.

252. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Пермская. Лист P-40-XXIX / Г. П. Снитко, Т. Н. Попова, М. К. Горбунова и др.; ред. Г. Г. Морозов. Пермь, 2002. ГФ КПР по Пермской обл.

253–278. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых СССР.

253. Россыпные месторождения. Паспорт № 39. ТГФ КПР по Уральскому ФО, 1982.

254. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 15. ГУТФИ РК, 1982.

255. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 28. ГУТФИ РК, 1983.

256. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 356. ТГФ КПР по Уральскому ФО, 1983.

257. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 171. ГУТФИ РК, 1984.

258. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 240. ГУТФИ РК, 1984.

259. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 241. ГУТФИ РК, 1984.

260. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 289. ГУТФИ РК, 1984.

261. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 293. ГУТФИ РК, 1984.

262. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 295. ГУТФИ РК, 1984.

263. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 351. ГУТФИ РК, 1984.

264. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 379. ГУТФИ РК, 1984.

265. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Паспорт № 667. ТГФ КПР по Уральскому ФО, 1984.

266. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 43. ГУТФИ РК, 1984.

267. Месторождения угля и горючих сланцев. Паспорт № 46. ГУТФИ РК, 1984.

268. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 50. ГУТФИ РК, 1985.

269. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 54. ГУТФИ РК, 1986.

270. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 55. ГУТФИ РК, 1986.

271. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 56. ГУТФИ РК, 1986.

272. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 78. ГУТФИ РК, 1989.

273. Россыпные месторождения. Паспорт № 153. 1989.

274. Россыпные месторождения. Паспорт № 157. ТГФ КПР по Уральскому ФО, 1991.

275. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 14. ГУТФИ РК, 1991

276. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 26. ГУТФИ РК, 1991.

277. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 27. ГУТФИ РК, 1991.

278. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 34. ГУТФИ РК, 1991.

279–311. Государственный кадастр месторождений и проявлений полезных ископаемых РФ

279. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 30. ГУТФИ РК, 1992.

280. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 29. ГУТФИ РК, 1992.

281. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 35. ГУТФИ РК, 1992.
282. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 36. ГУТФИ РК, 1992.
283. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 53. ГУТФИ РК, 1996.
284. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 137. ГУТФИ РК, 1998.
285. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 90. ГУТФИ РК, 2001.
286. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 105. ГУТФИ РК, 2001.
287. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 143. ГУТФИ РК, 2001
288. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 145. ГУТФИ РК, 2001.
289. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 147. ГУТФИ РК, 2001.
290. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 8. ГУТФИ РК, 2002.
291. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 60. ГУТФИ РК, 2002.
292. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 87. ГУТФИ РК, 2002.
293. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 154. ГУТФИ РК, 2002.
294. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 155. ГУТФИ РК, 2002.
295. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 156. ГУТФИ РК, 2002.
296. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 160. ГУТФИ РК, 2002.
297. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 1. ГУТФИ РК, 2003.
298. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 2. ГУТФИ РК, 2003.
299. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 3. ГУТФИ РК, 2003.
300. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 16. ГУТФИ РК, 2003.
301. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 17. ГУТФИ РК, 2003.
302. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 18. ГУТФИ РК, 2003.
303. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 19. ГУТФИ РК, 2003.
304. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 77. ГУТФИ РК, 2003.
305. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 92. ГУТФИ РК, 2003.
306. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 138. ГУТФИ РК, 2004.
307. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 142. ГФ КПР по Пермской обл., 2004.
308. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 159. ГФ КПР по Пермской обл., 2004.
309. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 169. ГУТФИ РК, 2004.
310. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 209. ГФ КПР по Пермской обл., 2004.
311. Месторождения нефти и газа. Паспорт № 210. ГФ КПР по Пермской обл., 2004.

312. *Гранович О. Б.* Геохимическое доизучение западного склона Урала. Воркута, 1976. ГУТФИ РК, Сыктывкар.
313. *Грибанов Б. В., Проскурин Г. Ф., Лямин А. З. и др.* Отчет по объекту «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-Илычской ГПСП по работам 1975–1976 гг.). Воркута, 1976. ГУТФИ РК, Сыктывкар.
314. *Гуревич Г. И., Гринченко С. Г.* и др. Геологическое строение территории листа Р-40-XIII. Отчет Пузлинской геологопоисково-съемочной партии по работам 1963–1964 гг. Ухта, 1965. ГУТФИ РК, Сыктывкар.
315. *Гурский А. В., Денисов В. А.* Отчет по поискам бурых углей, пригодных для открытой отработки, в пределах Люльинской впадины. Воркута, 1979. ГУТФИ РК, Сыктывкар.
316. *Дембовский Б. Я. и др.* Отчет по объекту «Производство опытно-методических работ по расчленению нижнепалеозойских разрезов западного склона Северного Урала (Щугоро-Уньинский район) за 1989–1992 гг.». Воркута, 1992. ГУТФИ РК, Сыктывкар.
317. *Дембовский Б. Я., Кузенков Н. А., Зархидзе Д. В. и др.* Легенда Северо-Уральской серии листов Госгеолкарты-200 / Ред. В. П. Водолазская. Воркута, 2000. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

318. *Дуркина А. В., Коновалова М. В., Калантар И. З. и др.* Отчет по теме «Детальная корреляция каменноугольных, пермских и мезозойских отложений Тимано-Печорской провинции с целью уточнения строения нефтегазоносных комплексов». Ухта, 1984. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

319. *Дьяченко Л. П.* Отчет по аэрофотогеологическому картированию масштаба 1 : 200 000 с подготовкой к изданию аэрофотогеологической карты территории листа P-40-XI. Воркута, 1991. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

320. *Езерская Т. А.* Комплексная аэрогеофизическая съемка масштаба 1 : 25 000 в 1988–1991 гг. СЗПГО ЛГЭ, 1991.

321. *Елохин В. П.* Анализ результатов ГРР на нефть и газ в РК с целью обоснования направлений и объемов работ на зональных и локальных объектах. Отчет «Анализ результатов ГРР на нефть и газ на территории РК за 2000 г.». Сыктывкар, 2001. ГУТФИ РК.

322. *Елохин В. П.* Обоснование направлений и объемов ГРР на нефть и газ на зональных и локальных объектах. Отчет «Анализ результатов ГРР на нефть и газ на территории РК за 2003 г.». Сыктывкар, 2004. ГУТФИ РК.

323. *Еремеев А. И., Гриневич С. В. и др.* Отчет о поисковых комплексах геофизических работ на медные руды на Западно-Помурской и Саумской поисковых площадях и переинтерпретации геолого-геофизических материалов по Тарньерско-Шемурской поисковой площади в Ивдельском районе Свердловской области за 1978–1981 гг. Пос. Полуночное, 1982. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

324. *Ефимов А. А., Иванова Л. П. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы P-40-131-Г (вост. пол.), P-40-132-В (ю-з четв.), P-40-143-Б (с-в четв.). Отчет Денежкинской геологосъемочной партии по работам 1960 г. Свердловск, 1961. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

325. *Ефимов А. А., Иванова Л. П. и др.* Геологическая карта Урала в масштабе 1 : 50 000, листы P-40-132-А (ю-в четв.), P-40-132-В (сев. пол. и ю-в четв.). Отчет по геологосъемочным работам, проведенным Денежкинской партией УКСЭ в 1963 г. Свердловск, 1965. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

326. *Ефимова Л. П., Шалагинов В. В. и др.* Отчет о результатах аэрофотогеологического картирования в масштабе 1 : 50 000 Саумско-Тарньерской площади, проведенного Саумским отрядом в 1975–1978 гг. Свердловск, 1978. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

327. *Жуков Ю. А.* Анализ и уточнение сырьевой базы нефти, газа и конденсата Пермской области. Пермь, 2002. ГФ КПР по Пермской обл.

328. *Заболотская М. Ф., Помелов А. А. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы P-40-120-В и P-40-132-А (сев. пол.). Отчет о работе Вагранской поисково-съемочной партии за 1958 г. Свердловск, 1960. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

329. *Заболотская М. Ф., Лагутенко В. Н. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы P-40-108-В и Г, P-40-120-А. Отчет о работах Чистопской геологосъемочной партии в 1960–1961 гг. Свердловск, 1963. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

330. *Заболотская М. Ф., Лагутенко В. Н. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы P-40-108-А (вост. пол.), P-40-108-Б и Г, P-40-120-А. Отчет о работах Чистопской геологосъемочной партии за 1962 г. Свердловск, 1964. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

331. Золоев К. К., Хрыпов В. Н. Отчет по теме «Количественная оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного использования на алмазы, благородные и цветные металлы» (металлы платиновой группы). Уральский ФО. Екатеринбург, 2002. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

332. *Зубков А. И. и др.* Отчет «Прогнозно-поисковые работы на благородные металлы (золото, платина) на площади листов P-40-XXX, P-40-XXXVI (Средний и Северный Урал). Сбор, хранение, систематизация и использование первичных геологических материалов для обеспечения региональных и прогнозно-поисковых работ Урала» за 2001–2004 гг. Екатеринбург, 2004. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

333. *Иванов В. Н. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Торгово-Патокской площади на территории листов Q-40-131-А, Б, В, Г, 143-А (а, б), Б (а, б) с общими поисками. Воркута, 1995. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

334. *Игнатьев А. Н., Хозяинов Е. В.* Отчет о результатах поисков и разведки песка и песчано-гравийной смеси в районе Западно-Тэбукского нефтяного месторождения за 1982–1984 гг. Ухта, 1984. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

335. *Ильин С. А.* Отчет по проведению поисков и поисково-оценочных работ на строительный камень для Усть-Немского ЛПХ. Сыктывкар, 1991. ГУТФИ РК.

336. Кадастр торфяных месторождений Республики Коми. Прил. 1, 11, 15. Сыктывкар, 1998. ГУТФИ РК.

337. *Казначеев И. П., Калинин Э. П., Кудрявцев Е. А.* Отчет о результатах поисков и разведки песка и песчано-гравийной смеси для обустройства Вой-Вожской группы нефтяных месторождений. Ухта, 1985. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

338. *Калинин Э. П., Матюхина Э. А.* Отчет по теме «Анализ минерально-сырьевой базы строительных материалов по Коми АССР». Ухта, 1983. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

339. *Канев Н. И., Ларионова З. В.* Отчет по теме «Геологическое строение и нефтегазоносность слабоизученных районов Ижма-Печорской впадины и Предуральского прогиба». Сыктывкар, 1987. ГУТФИ РК.

340. *Капитанов В. М.* Отчет Вычегодской ГРЭ о поисковых и поисково-оценочных работах на каолиновые глины в Усть-Куломском районе в 1991–1992 гг. Сыктывкар, 1992. ГУТФИ РК.

341. *Каретин Ю. С., Каретина Л. Т и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 Тарньер-Валенторской колчеданоносной полосы; планшеты: Р-40-120-Б (ю. п.), В (ю-в. четв.), Г, Р-40-132-А, Б, В (в. п.), Г, Р-40-144-А, Б (з. п.), В, Г (з. п.), О-40-12-А, Б (з. п.), В, Г (з. п.), О-40-24-А,Б (з. п.), В, Г (з. п.). Отчет Шемурского геологосъемочного отряда по геологическому доизучению в масштабе 1 : 50 000, проведенному в 1969–1976 гг. на Северном и Среднем Урале. Свердловск, 1976. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

342. *Каретин Ю. С., Ананьева Е. М. и др.* Объяснительная записка к структурно-формационной карте магматических образований Тагильского мегасинклинория масштаба 1 : 200 000. Свердловск, 1979. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

343. *Кириллин С. И., Казанцева Г. Я.* Отчет по подготовительным работам к объекту «Групповая геологическая съемка масштаба 1 : 50 000. Вольской площади на территории листов Р-39-59-Б, -60-А, Б, В. Г с общими поисками» по работам Вольской ГСП в 1991–1993 гг. Сыктывкар, 1993. ГУТФИ РК.

344 *Кириллин С. И., Жарков В. А. и др.* Отчет о групповой геологической съемке масштаба 1 : 200 000 на территории листов Р-40-XX, Р-40-XXVI (Немская площадь). Сыктывкар, 2002. ГУТФИ РК.

345. *Клименко Б. В., Малков К. И., Лычников В. А и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 (листы Р-40-119-В и Р-40-119-Г). Отчет Кутимского отряда о поисково-съемочных работах, проведенных на западном склоне Северного Урала в среднем течении р. Велс в 1967–1969 гг. Пермь, 1971. ГФ КПР по Пермской обл.

346. Клименко Б. В., Лычников В. А, Малков К. И. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 (лист Р-40–130–Б). Отчет Кутимского отряда о поисково-съемочных работах, проведенных на западном склоне Северного Урала в верховьях рек Шудьи и Б. Расьи в 1970–1971 гг. Пермь, 1973. ГФ КПР по Пермской обл.

347. *Клименко Б. В., Лычников В. А. и др.* Отчет по работам 1972–1973 гг. Геологическая карта листа Р-40-130-А. Пермь, 1975. ГФ КПР по Пермской обл.

348. *Клименко Б. В., Борисов Н. Е., Рыбальченко А. Я. и др.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 Шудьинской площади (листы Р-40-118-Г, Р-40-119-В, Г – зап. пол., Р-40-130-Б) с общими поисками в Красновишерском районе Пермской области, проведенном в 1989–1998 гг. Пермь, 1998. ГФ КПР по Пермской обл.

349. *Колечин А. А., Сегаль Ю. З. и др.* Отчет о результатах геофизических работ, проведенных Североуральской партией по Вижайскому профилю в Ивдельском районе Свердловской области в 1976–1977 гг. Пос. Шеелит, 1977. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

350. *Колобянин В. Я., Погорелов Ю. И. и др.* Отчет по поискам первоисточников алмазов в бассейне р. Бол. Колчима Вишерского алмазоносного района (участки Большеколчимский и Буркочимский), проведенным в 1976–1979 гг. Пермь, 1979. ГФ КПР по Пермской обл.

351. *Колобянин В. Я., Тимофеев А. Ф., Чумаков А. М. и др.* Отчет по поискам кимберлитов в бассейне р. Березовой в Чердынском районе Пермской области за 1987–1991 гг. Пермь, 1991. ГФ КПР по Пермской обл.

352. *Контарь Е. С., Либарова Л. Е. и др.* Прогнозно-перспективная оценка средней части Урала на медные руды. (Отчет партии эндогенной металлогении за 1978–1981 гг. по теме: Составление прогнозной карты масштаба 1 : 200 000 восточного склона Урала для поисков месторождений меди главнейших промышленно-генетических типов с врезками масштаба 1 : 50 000 и крупнее для восточных зон). Свердловск, 1981. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

353. *Контарь Е. С., Сурин Т. Н.* Отчет 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 ФО по состоянию на 1 января 2003 г. (медь, цинк, свинец). Екатеринбург, 2003. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

354. *Копылов И. С. и др.* Составление геоэкологической карты Пермской области масштаба 1 : 500 000. (Отчет геоэкологической партии ПГГСП «Геокарта» по результатам геоэкологических исследований по теме № 48–96–9/11 на территории Пермской области в 1998–2000 гг.), Пермь, 2000. ГФ КПР по Пермской обл. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

355. *Костюкова Л. А.* Изучение закономерностей размещения твердых полезных ископаемых территории ПГО «Полярноуралгеология» и переоценка их прогнозных ресурсов. Воркута, 1989. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

356. *Кошевой В. Н., Душин В. А. и др.* Отчет по теме 59-202-2000 «Составление геологического атласа Урала территории Ханты-Мансийского автономного округа масштаба 1 : 5 000 000». Екатеринбург, 2002. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

357. *Кошевой В. Н., Павлов М. М., Суворов В. В.* Отчет о результатах геологического доизучения масштаба 1 : 200 000, составлению и подготовке к изданию комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 200 000 (новая серия) листа P-41-I. Саранпауль, 2002. Тюменский ТГФ.

358. *Кошелев Б. Л.* Оценка прогнозных ресурсов россыпного золота восточного склона Урала на территории Тюменской области по состоянию на 1.01.1993 г. Пос. Саранпауль, 1993. Тюменский ТГФ.

359. *Крашенинников А. Л., Крашнинникова М. Л., Кудрявцев А. Н.* Результаты общих поисков россыпного золота в пределах Верхне-Печорской золотоносной площади. ПУГРЭ ПГО «Полярноуралгеология». Пос. Полярный, 1985. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

360. *Крылов Ю. К.* Изучение разреза визейских отложений южной части Южного Тимана с целью выбора и обоснования перспективных площадей для постановки поисков бокситов с неглубоким залеганием (под открытую отработку) на 1984–1986 гг. Ухта, 1986. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

361. *Кулбакова Ф. А. и др.* Отчет «Поиски адмазоносных россыпей «Вишерского типа» на Южном Тимане и Юго-Западном Притиманье». Сыктывкар, 2001. ГУТФИ РК.

362. *Курбацкий А. М., Шимановский В. А.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы P-40-130-В и Г, 131-В. Отчет Кутимской партии о поисково-съемочных работах, проведенных на западном склоне Северного Урала в бассейне рек Улс и Кутим в 1962–1963 гг. Пермь, 1964. ГФ КПР по Пермской обл.

363. *Курбацкий А. М., Шимановский В. А., Клименко Б. В. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 (листы P-40-119-А, Б). Отчет Кутимской партии о поисково-съемочных работах, проведенных на западном склоне Северного Урала в бассейне р. Велс в 1964–1966 гг. Пермь, 1967. ГФ КПР по Пермской обл.

364. *Лагутенко В. Н., Заболотская М. Ф., Заборовский Е. Г.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000. Лист P-40-96-Г. (Отчет Чистопского геологосъемочного отряда за 1963–1964 гг.). Свердловск, 1965. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

365. *Леонова-Вендровская З. А., Морозов Г. Г. и др.* Легенда Пермской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е / Ред. О. А. Щербаков. Пермь, 2000. ГФ КПР по Пермской обл.

366. *Лукьянова Л. И.* Пикритовые комплексы западного склона Урала: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. г.-м. н. СПб.: ВСЕГЕИ, 1978.

367. *Лядова Л. И., Быков Н. Я., Колобянин В. Я. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000 (листы P-40-115-Г и P-40-115-В). Отчет Колвинского отряда о поисково-съемочных работах, проведенных в Чердынском районе Пермской области (ср. течение реки Колвы) в 1969–1971 гг. Пермь, 1972. ГФ КПР по Пермской обл.

368. *Лямин А. З., Луппов Ю. И., Баркарь А. И.* Отчет по объекту «Проведение геологопоисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000 на территории листов P-40-81-Г, P-40-82-В, P-40-93-Б, P-40-94-А» (отчет Южной партии по работам 1976–1978 гг.). Воркута, 1979. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

369. *Малашевский В. Н., Бакланов В. Г. и др.* Геологическое строение территории листов P-40-22-Г, P-40-23-А и P-40-23-В. (Отчет Поньинской ГПСП по работам масштаба 1 : 50 000 в 1964 и 1965 гг.). Воркута, 1966. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

370. *Малашевский В. Н., Бакланов В. Г. и др.* Геологическое строение территории листов P-40-22-Б, P-40-34-Б (б, г) вост. пол.; P-40-35-А. (Отчет Поньинской ГПСП по работам масштаба 1 : 50 000 в 1966–1967 гг.). Воркута, 1968. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

371. *Малашевский В. Н., Петров В. Ф., Чулаевский А. М.* Геологическое строение территории листов P-40-10-Г и P-40-11-А, В. (Отчет Тельпосской ГПСП по работам 1968–1970 гг.). Воркута, 1971. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

372. *Малышев Н. А., Дедеев В. А. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе «Седиментационные бассейны европейского Севера России: тектоническая эволюция, геодинамические режимы в связи с прогнозом природных углеводородов». Сыктывкар, 1995. ГУТФИ РК.

373. *Мельников А. С., Ерошевская Р. И. и др.* Условия формирования среднепалеозойских вулканогенных и осадочно-вулканогенных формаций Урала и их рудоносность. Отчет по теме № 254. Л.: ВСЕГЕИ, 1971.

374. *Мельников А. С.* Колчеданоносные вулканогенные комплексы перспективных площадей восточного склона Северного и Приполярного Урала, их прогнозная оценка. Отчет по теме № 32 за 1977–1980 гг. Л., ВСЕГЕИ, 1980.

375. *Миняйло Л. А.* Геологический отчет Мало-Сосьвинской партии о результатах поисковых работ на россыпное золото в долинах рек: Иоутынья, Нахор, Лопсия, Котлия, Луцоулья, Большая Сосьва, Малая Сосьва, Саклинг-Я, Панк-Я, Северная Сосьва в 1970–1972 гг. Тюмень, 1972. Тюменский ТГФ.

376. *Миняйло Л. А.* Прогнозная оценка ресурсов россыпного золота южной части Северо-Сосьвинского Урала по состоянию на 1.01.1987 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, 1987. Тюменский ТГФ.

377. *Мильков В. М., Руфов С. Б., Белонина Л. П.* Отчет по теме «Региональная оценка прогнозных эксплуатационных запасов промышленных подземных вод Тимано-Печорской провинции». Ухта, 1985. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

378. *Мильков В. М.* Обобщение материалов по минеральным водам Тимано-Печорской провинции с целью изучения возможностей использования в качестве баль-

неологических и лечебно-столовых вод. Оценка перспектив использования в лечебных целях минеральных вод Тимано-Печорской провинции. Отчет за 1991–1993 гг. Ухта, 1993. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

379. *Негурица Э. Г., Севостьянов Г. И. и др.* Геологическое строение верховьев рек Б. Турупья, Туяхланья, Волья. (Отчет по результатам поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000 Щугорской партии за 1967–1968 гг.). Тюмень, 1970. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

380. *Никитин Н. С. и др.* Отчет о производстве групповой геологической съемки м-ба 1 : 50 000 на площади листов Р-40-9-А, Б, В, Г, 10-А, Б, В, 21-Б, 22-А, В. Ухта, 1990. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

381. *Оберман Н. Г., Шеслер И. Г. И др.* Составление инженерно-геологических и гидрогеологических карт масштаба 1 : 1 500 000 территории европейской части СССР (в пределах территории деятельности ПГО «Полярноуралгеология»). Сыктывкар, 1985. ГУТФИ РК.

382. *Оберман Н. Г., Семенова Л. В., Шеслер И. Г. и др.* Составление карты экзогенных геологических процессов территории деятельности ПГО «Полярноуралгеология» масштаба 1 : 2 500 000., Воркута, 1989. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

383. *Оберман Н. Г. Шеслер И. Г., Рубцов А. И. и др.* Геоэкологическая съемка территории деятельности ГГП «Полярноуралгеология» масштаба 1 : 1 000 000. (Отчет Комплексной мерзлотно-гидрогеологической партии). Воркута, 2000. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

384. *Озеров В. С.* Отчет по теме «Составление карты масштаба 1 : 500 000 закономерностей размещения и прогноза полезных ископаемых, связанных с межформационной границей уралид (в пределах Республики Коми)». Сыктывкар, 2003. ГУТФИ РК.

385. *Опаренкова Л. И., Иванов Н. Ф.* Легенда Тиманской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е). Ухта, 1999. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

386. *Острижный М. Ю., Деянова Е. В.* Детальные поиски на россыпное золото в верховьях р. Печоры. УГРЭ ПГО «Полярноуралгеология». Ухта, 1983. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

387. *Острижный М. Ю.* Оценка нефтегазоносности перспективных поднадвиговых зон западного склона Урала и Предуральского прогиба и направления развития геологоразведочных работ. Ухта, 2002. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

388. *Пестрецов С. Г., Южаков И. Г. и др.* Геологическое доизучение масштаба 1 : 50 000 Саумской площади в пределах листов Р-40-96-Г (юж. пол.), Р-40-108-А (вост. пол.), Р-40-108-Б, Р-40-108-В (вост. пол.), Р-40-108-Г; геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 листа Р-40-96-В (юж. пол.) и общие поиски меди в пределах Саумско-Яхтельинской и Владимирской рудоносных зон за 1984–1988 гг. Свердловск, 1988. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

389. *Повонская Н. В.* Отчет по теме «Обобщение и изучение шлихового материала кайнозойских отложений западного склона Приполярного и Северного Урала с целью создания шлихо-минералогической основы для производства геологосъемочных и поисковых работ». Воркута, 1988. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

390. *Попов И. Б., Алексеев В. Я. и др.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 листов Р-40-107-Г, Р-40-108-А (з. п.) и геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 листа Р-40-108-В (з. п.) в бассейнах рек Велса и Вижая на Северном Урале в Ивдельском районе Свердловской области и Красновишерском районе Пермской области за 1976–1982 гг. Пермь, 1982. ГФ КПР по Пермской обл.

391. *Проворов В. М.* Анализ геолого-геофизических материалов с целью научного обоснования приоритетных направлений и объемов нефтепоисковых работ в Коми-Пермяцком автономном округе и прилегающих районах. ФГУП НПЦ Недра КамНИИКИГС, 2000.

392. *Проворов В. М.* Анализ и обобщение результатов региональных аэромагнитных исследований совместно с материалами сейсморазведки с целью выбора участков для постановки поисковых работ. ФГУП НПЦ Недра КамНИИКИГС, 2001.

393. *Проскурин Г. Ф., Беляков Л. И., Подмаркова Л. А.* Геологическое строение территории листа P-40-XVII. (Отчет Верхнепечорской ГПСП по работам 1963–1964 гг.). Воркута, 1965. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

394. *Проскурин Г. Ф., Бахтеев М. К., Ларионов А. М. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые бассейна р. Верхняя Печора (Северный Урал, листы P-40-82-Б, P-40-83-А и Б). Отчет по поисково-съемочным работам масштаба 1 : 50 000, проведенным Ключиковской ГПСП ВКГРЭ и МГРИ в 1969–1971 гг. Москва, Воркута, 1972. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

395. *Ремизова Н. Г., Кутергина Т. С.* Составление карты естественной и антропогенной радиоактивности территории Республики Коми масштаба 1 : 1 000 000. Воркута 2001. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

396. *Риндзюнская Н. М. и др.* Отчет о научно-исследовательской работе «Разработка геолого-геоморфологических основ поисков россыпных месторождений золота Приполярного и Полярного Урала. Закономерности формирования и распределения золотоносных россыпей Кожимского района». М., ЦНИГРИ, 1985.

397. *Рубцов А. И. Сорокотягина В. В., Дубовая Н. С.* Составление геохимических карт севера Урала в масштабах 1 : 1 000 000–1 : 500 000. Воркута, 1984. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

398. *Рыбалко Г. Н.* Отчет о геолого-поисковых работах на россыпное золото в бассейне р. Велс на Северном Урале. ГФ КПР по Пермской обл., 1964.

399. *Рыбникова Л. С.* Учет подземных вод и их использование за 2002 г. по Свердловской области. Екатеринбург, 2003. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

400. *Савельев В. П.* Составление геологической карты Тимано-Печорской провинции масштаба 1 : 500 000. Ухта, 2002. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

401. *Савельева К. П., Хрыпов В. Н.* Отчет 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 ФО по состоянию на 1 января 2003 г. (золото рудное). Екатеринбург, 2002. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

402. *Савельева К. П., Хрыпов В. Н.* Отчет о выполнении договорной работы по теме «Количественная и геолого-экономическая оценка ресурсного потенциала территории Российской Федерации с определением приоритетов лицензионного недропользования на алмазы, благородные и цветные металлы» в Ханты-Мансийском и Ямало-Ненецком национальным округам (золото рудное). Екатеринбург, 2002. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

403. *Севастьянов Г. И., Гетьман Д. С., Куделя В. Д.* Отчет о результатах поисков россыпного золота в долинах рек Манья, Луцоулья, Котлия в 1983–1986 гг. Сарапауль, 1987. Тюменский ТГФ.

404. *Севастьянов Г. И.* Отчет о результатах предварительной разведки россыпных месторождений золота в верховьях р. Северная Сосьва за 1988–1991 гг. Сарапауль, 1992. Тюменский ТГФ.

405. *Серебренников В. К., Попова Т. Н., Зязянов А. Л.* Отчет о геологическом доизучении масштаба 1 : 50 000 групповым методом Колчимской площади (бассейн рек Бол. Колчим, Бол. Щугор и Колчим на Северном Урале). Листы P-40-127-Г, P-40-128-В, P-40-140-А, Б) в Красновишерском районе Пермской области в 1977–1983 гг. Пермь, 1983. ГФ КПР по Пермской обл.

406. *Серебренников В. К., Попова Т. Н., Зязянов А. А. и др.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 Верхне-Вайской площади (листы P-40-117-Г, P-40-118-А и Б) в Красновишерском и Чердынском районах Пермской области в 1983–1988 гг. Пермь, 1988. ГФ КПР по Пермской обл.

407. *Серебренников В. К., Снитко Г. П., Горбунова М. К.* Отчет о геологической съемке масштаба 1 : 50 000 с общими поисками на Быркимской площади в пределах листов P-40-116-В, P-40-117-А и Б в Чердынском районе Пермской области за 1988–1992 гг. Пермь, 1992. ГФ КПР по Пермской обл.

408. *Сибиряков Е. А., Шуб И. З., Савельева К. П. и др.* Составление карты прогноза на золото масштаба 1 : 500 000 и оценка золотоносности отдельных районов месторождений в более крупном масштабе. Свердловск, 1988. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

409. *Симаков Г. В.* Гипабиссальные интрузивные комплексы западного склона Северного Урала (бассейн р. Верхней Печоры). Дис. на соиск. уч. степ. канд. г.-м. н. Л.: ВСЕГЕИ, 1973.

410. *Символокова С. Е., Зархидзе В. С.* Легенда Печорской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000 (изд. 2-е) / Ред. В. С. Зархидзе. Ухта, 1999. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

411. *Слуцкий А. И., Ивченко А. К., Левина Н. Б. и др.* Аэрофотогеологическое картирование масштаба 1 : 200 000 на листах P-40-XV, XVI, XIX, XX, XXI, XXII в Коми АССР и Пермской области в 1979–1984 гг. М., 1984.

412. *Соболев Н. Н., Литвинова Т. П., Беленицкая Г. А., Косовая О. Л. и др.* Отчет по объекту ГН-03 «Создать литолого-фациальную, структурно-тектоническую и палеогеографическую основы нового поколения для прогноза и поисков месторождений нефти, газа, урана, цветных и благородных металлов Северо-Запада России, Сибири и Дальнего Востока». Л.: ВСЕГЕИ, 2005.

413. *Сташкова Э. К.* Стратификация разрезов глубоких скважин на севере и северо-западе Пермской области. Каталог стратиграфических разбивок девонских, каменноугольных и пермских отложений. Пермь, 1996. ГФ КПР по Пермской обл.

414. *Степанов А. Е., Виноградов В. Б. и др.* Информационный отчет по геологическому доизучению Тарньерской площади в пределах листов P-40-120-А, P-40-120-Б, P-40-120-В, P-40-120-Г и общим поискам меди, цинка и редких металлов. Екатеринбург, 1994. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

415. *Степанов А. Е., Веприков С. Е., Суслов А. П. и др.* Информационный отчет по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 и подготовке к изданию Госгеолкарты-200 (новая серия) листов P-40-XXX, P-41-XXV Среднеуральской серии (Ивдельская площадь). Отчет Ивдельской ГСП за 1994–1997 гг. Екатеринбург, 1997. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

416. Структурно-тектоническая карта Тимано-Печорской НГО масштаба 1 : 1 000 000 / Ред. В. И. Богацкий. Ухта, 1988. ГФУНГГ.

417. *Суханов Л. П.* Отчет о геологоразведочных работах на Сольвинско-Сосьвинском россыпном месторождении золота и платины (III дражный полигон) с подсчетом запасов по состоянию на 1.07.1974 г. Североуральск, 1974. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

418. *Суханов Л. П., Гетьман Д. С., Яковлев В. С. и др.* Отчет о поисковых работах на россыпное золото и платину в северной части Волчанской депрессии и в долинах рек Бол. Сосьвы, Сурьи Казанской и верховьях Бол. Косьвы за 1968–1976 гг. Североуральск. 1977. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

419. *Сысуев Н. И., Маслов В. Я.* Отчет о поисках и разведке песка и гравийно-песчаной смеси для обустройства Мичаюского и Восточно-Савиноборского месторождений и строительства автодороги Мичаю–Восточный Савинобор. Ухта, 1981. ГФУНГГ.

420. *Сысуев Н. И., Хозяинов Е. В.* Отчет о результатах поисков и разведки песка и песчано-гравийной смеси для обустройства Пашнинского нефтяного месторождения за 1982–1984 гг. Ухта, 1984. ГФУНГГ.

421. *Танасова С. Д., Белякова Л. Т. и др.* Отчет по теме «Комплексное изучение материалов опорного и параметрического бурения на территории Тимано-Печорской провинции». Параметрические скважины: 90-Кыкаель, 91-Кабанты-Вис, 92-Сев. Кыкаель, 93-Кабанты, 94-В. Кабанты-Вис, 95-Сев. Кабаеты, 1-Сев. Чибью, 21-Палью, 11-Ср. Мылва. Комигеолфонд. Ухта, 1982. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

422. *Танасова С. Д., Рассказова Н. Б., Белякова Л. Т. и др.* Отчет по теме «Комплексное изучение материалов опорного и параметрического бурения на территории Тимано-Печорской провинции». Параметрические скважины: 2-Сев. Мичаю, 2-Сев. Савинобор, 1-Прилукская. Комигеолфонд. Ухта, 1981. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

423. *Терешко В. В., Кириллин С. И., Казанцева Г. Я.* Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1 : 50 000 на территории листов P-40-73-В, Г; P-40-74-В; P-40-85-Б; P-40-86-А. Т. 1—6. Сыктывкар, 1991 ГУТФИ РК, Сыктывкар.

424. *Титаренко В. Н., Калинин Э. П.* Отчет о результатах поисков и разведки песка и песчано-гравийной смеси в Троицко-Печорском районе Коми АССР. Ухта, 1982. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

425. *Траат Х. О., Сильвестров Н. К.* Геологическое строение территории листов P-40-VIII и P-40-IX. (Отчет о производстве геологопоисково-съемочных работ Петрушинской и Митрофановской партиями на территории листов P-40-VIII и P-40-IX в 1964—1967 гг.). Ухта, 1967. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

426. *Траат Х. О., Шаплык А. В, Мищенко Р. Я.* Геологическое строение территории листа P-40-VII. (Отчет о производстве геологопоисково-съемочных работ Верхне-Ижемской партии на территории листа P-40-VII в 1968—1969 гг.).Ухта, 1970. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

427. *Траат Х. О., Мищенко Р. Я., Балагуров В. А.* Отчет о производстве геологосъемочных работ масштаба 1 : 200 000 на территории листа P-40-XIV. Ухта, 1984. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

428. *Травников Б. П., Мавричев В. Г.* Отчет о результатах аэромагнитной съемки с КАМ-28, выполненной на Вычегодской площади (Коми АССР) в 1983—1984 гг. Ухта, 1985. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

429. *Тычкова Г. В.* Отчет о геологоразведочных работах на россыпное золото по притокам р. Сосьвы (район II дражного полигона) и р. Ельцовке с подсчетом запасов по состоянию на 1.10.1989 г. Краснотурьинск, 1989. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

430. *Устрижицкий В. Б.* Отчет о поисках гравийно-песчаной смеси и песка в русле и прирусловой части долины р. Печоры от с. Троицко-Печорска до р. Лыжи. Ухта, 1982. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

431. *Уткина М. Н.* Информационный отчет о результатах незавершенных работ по геологическому доизучению масштаба 1 : 200 000 Кваркушской площади (лист P-40-XXXV), проведенном в 1994—2003 гг. Пермь, 2003. ГФ КПР по Пермской обл.

432. *Ушаков С. А., Суханов Л. П., Гетьман Д. С., Яковлев В. С.* Отчет о геологоразведочных работах на Сосьвинском россыпном месторождении золота и платины (II дражный полигон) с подсчетом запасов по состоянию на 1.01.1970 г. Североуральск, 1970. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

433. *Ходан Н. П.* Отчет по поискам и разведке строительного камня (щебня) для автодорожного строительства в районе автодороги Усть-Кулом—Помоздино—Крутая. Ухта, 1977. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

434. *Чайковский И. И.* Гранитоидный магматизм и геодинамика Ляпинско-Кутимского мегантиклинория Северного Урала. Дис. на соиск. уч. степ. канд. г.-м. н. Пермь, 1995. ГФ КПР по Пермской обл.

435. *Черный В. Г., Черная И. П.* Отчет по теме «Изучение щелочно-ультраосновной формации Тимана и связь магматизма с оруденением». Ухта, 1971. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

436. *Черный В. Г., Черная И. П.* и др. Отчет по теме «Изучение докембрийских толщ Тимана в связи с проблемой их рудоносности». Ухта, 1974. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

437. *Шалагинов В. В., Тюриков В. С. и др.* Геологическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы P-40-84-Г, P-40-96-Б. Отчет Ушминского ГСО за 1965—1970 гг. Свердловск, 1971. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

438. *Шалагинов В. В., Тюриков В. С. и др.* Гелогическая карта Урала масштаба 1 : 50 000, листы P-40-143-Б, P-40-143-Г. Отчет Вагранского отряда о геологической съемке на восточном склоне Северного Урала, в верховьях рек Ваграна и Сосьвы, проведенной в 1971—1974 гг. Свердловск, 1974. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

439. *Шалагинов В. В., Стефановский В. В.* Легенда Среднеуральской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Екатеринбург, 1999. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

440. *Шалагинов В. В.* Отчет по теме «Составление комплекта оперативных карт геологического содержания территории Урала и Свердловской области в масштабе 1 : 500 000; подготовка к изданию Геологической карты Урала масштаба 1 : 500 000 (Северный, Средний и северная часть Южного Урала)». Екатеринбург, 2001. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

441. *Шишкин М. А. и др.* Легенда Полярно-Уральской серии листов Государственной геологической карты Российской Фдерации масштаба 1 : 200 000 / Ред. А. В. Жданов. Воркута, 1998. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

442. *Шуб И. З., Гагин С. И., Хрыпов В. Н.* Отчет по теме «Оценка и геолого-экономический анализ прогнозных ресурсов категорий P_3, P_2, P_1 основных твердых полезных ископаемых по состоянию на 1.01.1998 г.» Екатеринбург, 1997. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

443. *Шурыгина М. В., Брейвель М. Г. и др.* Отчет по теме «Опорный разрез силурийско-нижнедевонских отложений Петропавловской бокситоносной структурно-фациальной зоны восточного склона Урала». Свердловск, 1982. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

444. *Щербаков О. А., Щербакова М. В. и др.* Изучение опорных разрезов верхнего палеозоя бассейнов рек Колвы и Вишеры для обеспечения легенд Пермской серии листов Госгеокарты-200. Опорный разрез «Пож», обнажение № 447. Пермь, 2001. ГФ КПР по Пермской обл.

445. *Щербаков О. А., Щербакова М. В. и др.* Изучение опорных разрезов верхнего палеозоя бассейнов рек Колвы и Вишеры для обеспечения легенд Пермской серии листов Госгеокарты-200. Опорный разрез «Талово», обнажение № 449. Пермь, 2001. ГФ КПР по Пермской обл.

446. *Щербин С. С., Ослоновских В. Н.* Отчет о поисковых работах южной партии и научно-исследовательской партии № 41 СГИ за 1965–1967 гг. (Геолого-поисковые работы на редкие и радиоактивные металлы в восточной эндо- и экзоконтактной части гранитного массива Мань-Хамбо. Приполярный Урал.). Воркута, 1967. ГУТФИ РК, Сыктывкар.

447. *Юрин Ю. Ф., Фролов Н. К. и др.* Отчет по производственным работам по составлению схематической геологической карты масштаба 1 : 25 000 Шемурско-Шегультанской структуры (листы Р-40-120-В-г (ю. п.), Р-40-120-Г-в (ю-з. ч.), Р-40-132-А-б, Р-40-132-А-г (с. п.), Р-40-132-Б-а (з. п.), Р-40-132-Б-в (с-з. ч.) Тарньерско-Шемурского горнорудного района за 1982–1986 гг. Свердловск, 1986. ТГФ КПР по Уральскому ФО.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПРОЯВЛЕНИЙ, ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ К КАРТАМ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА P-40 ГОСГЕОЛКАРТЫ РФ МАСШТАБА 1 : 1 000 000

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
I-1-1	Нефть	ММ	Кабантывисовское	Сводный баланс нефти на 1.01.2004 г.
I-1-2	Воды бромные, промышленные	П	Северо-Кабантывожская площадь (скв. 95)	378
I-1-3	Воды бромные, промышленные	П	Скв. 908 ВИС	»
I-1-4	Нефть	ММ	Кыкаельское	284
I-1-5	Сланец горючий	МС	Айювинское	Птушко А.И., 1980; 267
I-1-6	Глины буровые	МС	Керкинское	Паспорт № 394, 1984
I-1-7	Нефть	МС/Э	Западно-Тэбукское	303
I-1-8	Воды бромные, промышленные	П	Северо-Айювинская площадь (скв. 1)	378
I-1-9	Воды бромные, промышленные	И	Западно-Тэбукское месторождение (скв. 6)	»
I-1-10	Нефть	ММ	Нижнеодесское	309
I-1-11	Известняк строительный	МК	Седьюское (участок Правобережный)	338
I-1-12	Гипс	П	Вальдыельское	»

Принятые сокращения. *Месторождения:* коренные: МК – крупное, МС– среднее, ММ – малое; месторождения россыпные: РК – крупное, РС – среднее, РМ – малое; проявления: коренное – П; россыпное – ПР; пункты минерализации – ПМ; ореолы рассеяния полезных ископаемых: шлиховые – ШП – линейные (потоки), ШТ– точечные; геохимические (литохимические): в рыхлых отложениях (вторичные) точечные – ВЛХТ; геофизические аномалии: ВП(Cu) – предположительно связанные с медноколчеданным оруденением, И – источник.

Промышленная освоенность месторождений: Э – эксплуатируемые, О – отработанные; разведанные и неосвоенные, а также частично отработанные и законсервированные даются в таблице без знаков освоенности.

* Показаны только на карте плиоцен-четвертичных образований.

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
I-1-13*	Песок строительный	ММ	Высокое	334, паспорт № 428, 1985
I-1-14*	Песок строительный	ММ	Песчаное	334 паспорт № 431, 1985
I-1-15*	Песчано-гравийный материал	ММ	Вонью	259, паспорт № 389, 1984
I-1-16*	Торф	МК	Ваньель	336, 224
I-1-17*	Песчано-гравийный материал	ММ	Шервожское	Паспорт № 359, 1984
I-1-18*	Песчано-гравийный материал	МС	Синь-Ельское	258, 338
I-1-19*	Песок строительный	ММ	Айювинское (карьер Ижма)	338
I-1-20*	Торф	МК/Э	Пожня-Ель	336, 224
I-1-21*	Торф	П	Седь-Ель	»
I-2-1	Воды бромные, промышленные	П	Большеперская площадь (скв. 1)	378
I-2-2	Нефть	ММ/Э	Мичаюское	297
I-2-3	Воды бромные, промышленные	П	Мичаюская площадь (скв. 16)	378
I-2-4	Нефть	ММ	Южно-Мичаюское	306
I-2-5	Нефть	ММ	Западно-Ныльское	Сводный баланс нефти на 1.01.2004 г.
I-2-6	Нефть	ММ/**Э**	Турчаниновское	285
I-2-7	Нефть	ММ	Западно-Турчаниновское	286
I-2-8	Воды бромные, промышленные	П	Вельюская площадь (скв. 1)	378
I-2-9	Нефть	ММ/**Э**	Расьюское	304
I-2-10	Нефть	ММ	Большепурговское	288
I-2-11	Нефть	ММ	Боровое	289
I-2-12	Нефть	ММ	Луговое	Сводные балансы нефти, газа на 1.01.2004 г.

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
I-2-13	Нефть	ММ	Георгиевское	Сводные балансы нефти, газа на 1.01.2004 г.
I-2-14	Нефть	ММ/**Э**	Южно-Тэбукское	300
I-2-15	Нефть	ММ	Ленавожское	287
I-2-16	Нефть	ММ/**Э**	Сосновское	272
I-2-17	Нефть	ММ	Восточно-Маркаельское	Сводные балансы нефти, газа на 1.01.2004 г.
I-2-18*	Песок строительный	ММ	Песчаное	334
I-2-19*	Песчано-гравийный материал	ММ	Вой-Вож	338
I-2-20*	Песок строительный	ММ	Береговое	»
I-2-21*	Песок строительный	ММ	Березовое	Паспорт № 6, 1981, 338
I-2-22*	Песчано-гравийный материал	ММ	Холмистое	262, 338
I-2-23*	Песок строительный	ММ/**Э**	Дорожное	Паспорт № 430, 1985, 334
I-2-24*	Песок строительный	ММ/**Э**	Карьерное	Паспорт № 429, 1985, 334
I-2-25*	Песок строительный	ММ/**Э**	Лесное	Паспорт № 427, 1985, 334
I-2-26*	Песчано-гравийный материал	ММ	Николаельское	338
I-2-27*	Песчано-гравийный материал	ММ	Правобережное	»
I-2-28*	Песок строительный	ММ	Сюньельское	»
I-2-29*	Песок строитель-ный, песчано-гра-вийный материал	ММ	Профильное	Паспорт № 265, 1984, 420
I-2-30*	Песчано-гравийный материал	ММ	Заболотное	338
I-2-31*	Песок строитель-ный, песчано-гравийный материал	ММ	Нимаельское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
I-2-32*	Песчано-гравийный материал	ММ/Э	Ленавожское	338
I-2-33*	Песчано-гравийный материал	ММ/Э	Валежник 1	Паспорт № 267, 1984, 420
I-2-34*	Песчано-гравийный материал	ММ /Э	Вельюское	259, 338
I-2-35*	Песок строительный	ММ	Валежник 2	Паспорт № 268, 1984, 420
I-3-1	Нефть	ММ	Динью-Савиноборское	296
I-3-2	Нефть	МС/Э	Северо-Савиноборское	299
I-3-3	Воды бромные, промышленные	И	Северо-Савиноборское месторождение (скв. 24)	378
I-3-4	Нефть	ММ	Савиноборское	Сводные балансы нефти, газа на 1.01.2004 г.
I-3-5	Нефть	ММ/Э	Восточно-Савиноборское	298
I-3-6	Воды бромные, промышленные	И	Восточно-Савиноборское месторождение (скв.1)	378
I-3-7	Марганец	ПМ	Деминское	48
I-3-8	Нефть	ММ/Э	Береговое	305
I-3-9*	Торф	МК/Э	Лемтыельыл-Нюр	336, 224
I-3-10*	Песчано-гравийный материал	ММ	Дутово	430, Баланс запасов песчано-гравийной смеси на 1.01.2001 г.
I-3-11*	Песчано-гравийный материал	ММ	Дутово I	430
I-3-12*	Торф	МК/Э	№ 2800–2801	336, 224
I-3-13*	Песок строитель-ный, песчано-гравийный материал	ММ	Кислый 2	Паспорт № 8, 1981, 338
I-3-14*	Песок строительный	ММ	Мутное	Паспорт № 7, 1981, 338
I-3-15*	Песчано-гравийный материал	ММ	Кислый 1	Паспорт № 9, 1981, 338

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
I-3-16*	Песок строительный	ММ	Нилейю	338
I-3-17*	Торф	МК	Ынь-Нюр	336, 224
I-3-18*	Торф	МК/Э	Савояг-Ыджид-Нюр	»
I-3-19*	Торф	МК/Э	Кересул-Нюр	»
I-3-20*	Песчано-гравийный материал	ММ	Шердино	430
I-3-21*	Песчано-гравийный материал	ММ	Шердино I	»
I-3-22*	Песок строительный	ММ	Таежное	338
I-3-23*	Торф	МК	Пылевад-Ыджид-Нюр	336, 224
I-4-1	Нефть и газоконденсат	МК/Э	Вуктыльское	290
I-4-2	Уголь каменный	П	Якъягское	Муравьев И. С., Буров Б. В., Кузнецова Л. А., 1963
I-4-3	Уголь каменный	П	Подчерем-Вуктыльское	Яцук В. И., 1958
I-4-4	Золото	ШП	Чирак	Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
I-4-5	Золото россыпное	ПР	Югыдвож	Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
I-4-6	Уголь каменный	П	Варканъельское	Ферапонтов М. И., 1966
I-4-7	Газоконденсат	ММ	Мишпарминское	291
I-4-8	Уголь каменный	П	Югыдъельское	Муравьев И. С., Буров Б. В., Кузнецова Л. А., 1963
I-4-9	Воды бромные, промышленные	П	Вуктыльская площадь (скв. 25)	378
I-4-10*	Торф	МК/Э	Козла-Нюр	336, 224
I-4-11*	Песчано-гравийный материал	ММ	Ель	334, Паспорт № 445, 1986
I-4-12*	Песок строительный	ММ/Э	Вуктыл	338, Паспорт № 380, 1984

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
I-4-13*	Песчано-гравийный материал	ММ	Приустьевское-Вуктыльское	257
I-4-14*	Песок строительный	ММ	Протока	Паспорт № 382, 1984
I-4-15*	Песок строительный	ММ	Ыджидъель	Паспорт № 379, 1984
I-4-16*	Торф	МК/Э	Маткин-Нюр	336, 224
I-4-17*	Торф	МК/Э	Вуктыл-Нюр	»
I-4-18*	Песчано-гравийный материал	ММ	Осиновое	334, Паспорт № 452, 1986
I-4-19*	Песчано-гравийный материал	ММ	Кедр 2	334, Паспорт № 449, 1986
I-4-20*	Песок строительный	ММ	Кедр	334
I-4-21*	Глины буровые	МС	Бадьинское	Паспорт № 390, 1984
I-5-1	Золото россыпное	ПР	Овин	Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
I-5-2	Железо	ПМ	Овинпарма, возвыш.	226
I-5-3	Железо	ПМ	Высота 453,1	»
I-5-4	Алмазы	ШТ		63
I-5-5	Пироп	ШТ		»
I-5-6	Пироп	ШТ		»
I-5-7	Пироп, оливин	ШТ		»
I-5-8	Пироп	ШТ		»
I-5-9	Пироп	ШТ		»
I-5-10	Пироп	ШТ		»
I-5-11	Железо	П	Залаздибожское	Проскурин Г. Ф., Авилова С.К., 1963
I-5-12	Железо	П	Седьюское	226, 381
I-5-13	Пироп	ШТ		63
I-5-14	Пироп	ШТ		»
I-5-15	Железо	П	Кобылкинское 1	380

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
I-5-16	Уголь каменный	П	Кушвожское	Проскурин Г. Ф., Авилова С. К., 1963; 380
I-5-17	Пироп	ШТ		63
I-5-18	Пироп	ШТ		»
I-5-19	Пироп	ШТ		»
I-5-20	Железо	П	Кобылкинское 2	380
I-5-21	Пироп	ШТ		63
I-5-22	Пироп	ШТ		»
I-5-23	Пироп	ШТ		»
I-5-24	Пироп, оливин, перовскит	ШТ		»
I-5-25	Медь	ПМ	Подчерем-Вож, руч.	226
I-5-26	Алмазы, пироп	ШТ		63
I-5-27	Алмазы	ШТ		»
I-5-28	Пироп	ШТ		»
I-6-1	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		62
I-6-2	Редкие земли	ПМ	Восточный	227
I-6-3	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		62
I-6-4	Медь	ПМ	Снежное II	»
I-6-5	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		»
I-6-6	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		»
I-6-7	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		»
I-6-8	Асбест хризотиловый	П	Турупьинское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
I-6-9	Пироп	ШТ		62
I-6-10	Тантал, ниобий	П	Турупьинское	62, 91
I-6-11	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		62
I-6-12	Медь	ПМ	Турупьинский	»
I-6-13	Медь	ПМ	Озерное	»
I-6-14	Шеелит	ШТ		»
I-6-15	Медь	ПМ	Вольинский	»
I-6-16	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		»
I-6-17	Медь	ПМ	Вольинский 2	»
I-6-18	Редкие земли	ПМ	Высота 762,0	»
I-6-19	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		»
I-6-20	Медь	ПМ	Талтминский	»
I-6-21	Кварц оптический и пьезоэлектрический	П		»
I-6-22	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		»
I-6-23	Золото	РМ	Хомес, р.	375, 376
I-6-24	Медь	ПМ	Хомес	62
I-6-25	Железо	П	Хомесское	»
I-6-26	Редкие земли	П	Редка-I	»
I-6-27	Шеелит	ШТ		»
I-6-28	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		»
I-6-29	Медь	ПМ	Маньманьинский	»
I-6-30	Шеелит	ШТ		»
I-6- 31	Шеелит	ШП	Понья, р.	369, 62
I-6-32	Медь	ПМ	Яныманьинский 1	62
I-6-33	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
II-1-1	Гипс	МК	Седьюское 2	338
II-1-2	Асфальтит	МС	Ижемское (участки Леккемский, Нямедский)	287
II-1-3	Газ горючий	ММ	Нямедское	255
II-1-4	Уголь бурый	П	Нямедское	50
II-1-5	Воды бромные, промышленные	П	Верхнеодесская площадь (скв. 4)	378
II-1-6	Нефть	П	Леккемское	321
II-1-7	Газ горючий	ММ	Куш-Коджское	279
II-1-8	Газ горючий	ММ	Северо-Седьельское	280
II-1-9	Газ горючий	ММ/О	Седь-Иольское	271
II-1-10	Воды бромные, промышленные	И	Седьельская площадь (скв. 17с)	378
II-1-11	Доломит	ММ	Крутянское	50
II-1-12	Газ горючий	ММ/О	Роздинское	270
II-1-13	Газ горючий	ММ	Западно-Изкось-Горинское	278
II-1-14	Нефть и газ	ММ/Э	Войвожское	276
II-1-15	Алюминий	П	Изъюръельское	426
II-1-16	Алюминий	МС	Вольская залежь 1	360
II-1-17	Каолин	П	Изъюръельское	426, 360
II-1-18	Железо	П	Изкосьгоринское	436
II-1-19*	Торф	МК/Э	Казарменное	336, 224
II-1-20*	Торф	П	Ваднюр	»
II-1-21*	Песчано-гравийный материал	ММ	Гажаяг	337
II-1-22*	Песчано-гравийный материал	ММ	Кушкодж	»
II-1-23*	Песок строительный	ММ	Леккем	»
II-1-24*	Песчано-гравийный материал	ММ	Левобережное	»
II-1-25*	Песчано-гравийный материал	ММ	78-й км	338

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
II-1-26*	Песчано-гравийный материал	ММ	Изваильское	337
II-1-27*	Глины кирпичные	ММ	Крутянское	338, Паспорт № 276, 1984
II-2-1	Нефть	ММ/Э	Джьерское	302
II-2-2	Воды бромно-йодные, промышленные	П	Джьерское месторождение (скв. 103)	Вассерман Б. Я., Аношин В. А., 1965; 425
II-2-3	Воды бромно-йодные, промышленные	П	Джьерское месторождение (скв. 112)	378
II-2-4	Марганец	ПМ	Кодач, дер.	Сазонов Н. В., Вассерман Б. Я., 1955; 425
II-2-5	Асфальтит	П	Нибельское	Милехин А. И., Абабков И. Г., 1940; 425
II-2-6	Нефть и газ	ММ/Э	Нижнеомринское (участок Кедровский)	Сводные балансы нефти, газа на 1.01.2004 г.
II-2-7	Нефть и газ	ММ/Э	Нибельское	283
II-2-8	Воды бромные, промышленные	П	Нибельская площадь (скв. 5)	378
II-2-9	Нефть и газ	МС/Э	Нижнеомринское	275
II-2-10	Нефть и газ	ММ/Э	Верхнеомринское	268
II-2-11	Асфальтит	П	Бадъельское	425
II-2-12	Воды бромные, промышленные	П	Нижнеомринская площадь (скв. 4)	378
II-2-13	Сера	ПМ	Нижняя Омра	51
II-2-14	Асфальтит	П	Нижнеомринское	425
II-2-15	Железо	ПМ	Бадъельское	Аношин В. А., 1955
II-2-16	Никель, кобальт	ПМ	Омра-Вожское	Разницын В. А., 1950, Титова Л. С., Мельников Е. К., 1963; 425
II-2-17*	Торф	П	Джъер-Нюр	336, 224

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
II-2-18*	Торф	П	Кэрэс-Нюр	336, 224
II-2-19*	Торф	МК	Парма-Нюр	»
II-2-20*	Песчано-гравийный материал	ММ	Высота 235	Казначеев И. П., 1986 Паспорт № 442, 1986
II-2-21*	Песчано-гравийный материал	ММ	Горка	Казначеев И. П., 1986 Паспорт № 443, 1986
II-2-22*	Песчано-гравийный материал	ММ	Нибель 3	Паспорт № 437, 1985, 337
II-2-23*	Песок строительный	ММ	Сотчемшор 2	Паспорт № 438, 1985
II-2-24*	Песчано-гравийный материал	ММ/Э	Сойва	263
II-2-25*	Песчано-гравийный материал	ММ	Гришеставское	Паспорт № 435, 1985
II-3-1	Нефть и газоконденсат	МС /Э	Пашнинское	301
II-3-2	Воды бромные, промышленные	П	Пашнинская площадь (скв. 54)	52
II-3-3	Марганец	ПМ	Малая Пашня	»
II-3-4	Воды бромные, промышленные	П	Пашнинская площадь (скв. 71)	378
II-3-5	Воды бромные, промышленные	П	Юрвожская площадь (скв. 1)	»
II-3- 6	Газоконденсат	ММ	Юрвож-Большелягское	Баланс газа, конденсата на 1.01.2004 г. № 67, № 65
II-3- 7	Нефть	П	Покчинское	321
II-3- 8	Нефть	ММ	Диньельское	292
II-3- 9	Нефть и газ	ММ	Троицко-Печорское	294
II-3-10*	Торф	МК /Э	Вадья-Нюр	336,224
II-3-11*	Песок строительный	ММ	Сосоновое	Паспорт № 273, 1984
II-3-12*	Песок строительный	ММ	Ваньпи	Хозяинов Е. В., Сысуев Н. И., 1984

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
II-3-13*	Песок строительный	ММ	Базовое	Паспорт № 266, 1984
II-3-14*	Песчано-гравийный материал	ММ	Седьель	Паспорт № 271, 1984
II-3-15*	Торф	МК/**Э**	Ичет-Лега-Нюр	336, 224
II-3-16*	Торф	МК/**Э**	Сисьель-Нюр	»
II-3-17*	Торф	МК/**Э**	Ваддор-Нюр	»
II-3-18*	Песчано-гравийный материал	ММ	Диньель Верхний	Паспорт № 43, 1982
II-3-19*	Торф	МК/**Э**	Когель-Нюр	336, 224
II-3-20*	Торф	П	№ 3020	»
II-4-1	Золото россыпное	ПР	Верхний	Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
II-4-2	Пироп, перовскит	ШТ		»
II-4-3	Золото россыпное	ПР	Нижняя Сочь	»
II-4-4	Золото	ШП		»
II-4-5	Пироп, оливин, перовскит	ШТ		»
II-4-6	Золото россыпное	ПР	Сочьвож	»
II-4-7	Золото россыпное	ПР	Гудырвож	»
II-4-8	Пироп	ШТ		»
II-4-9	Золото россыпное	ПР	Приустьевая часть р. Сочь	»
II-4-10	Пироп, перовскит	ШТ		»
II-5-1	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ		Кольберг Э. А., Кондиайн О. А. и др., 1953
II-5-2	Пироп	ШТ		Капустин В. А.
II-5-3	Золото россыпное	ПР	Зеленый Луг	Капустина Л. С., 1988
II-5-4	Пироп	ШТ		»
II-5-5	Пироп	ШТ		»
II-5-6	Кварц оптический и пьезоэлектрический	П		Кольберг Э. А.
II-5-7	Кварц оптический и пьезоэлектрический	П		Кондиайн О. А. и др. 1953

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
II-5-8	Золото	ШП	Сочьель	Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
II-5-9	Пироп	ШТ		
II-5-10	Кварц оптический и пьезоэлектрический	П		Дьяченко Л. П., 1991
II-6-1	Медь	ПМ	Яныманьинский 2	356
II-6-2	Медь	ПМ	Парасоимский	»
II-6-3	Кварц оптический и пьезоэлектрический	П	Ярута	446
II-6-4	Тантал, ниобий	П	Участки Толья-Щугор, Неизвестный, Парьяур, Северный	»
II-6-5	Золото	ПМ	Тольинское	356
II-6-6	Золото	РМ	Толья, р.	375, 376
II-6-7	Тантал, ниобий	ПМ	Участок Щугорский	Фомишин И. Ф., Павлов Н. П., 1964
II-6-8	Тантал, ниобий	П	Участки Турман, Южный	446
II-6-9	Медь	ПМ	Тольинский	356
II-6-10	Тантал, ниобий	ПМ	Участок Иджидизский	Фомишин И. Ф., Павлов Н. П., 1964
II-6-11	Медь	ПМ	Няйский	356
II-6-12	Тантал, ниобий	П	Участок Хапхартуйтумп	446
II-6-13	Редкие земли	П	Южное I, II	Фомишин И. Ф., Павлов Н. П., 1964
II-6-14	Кварц оптический и пьезоэлектрический	П	Маньхамбо	446
II-6-15	Тантал, ниобий	П	Участок Ук-Ю	»
II-6-16	Медь	ПМ	Южно-Няйский	356
II-6-17	Медь	ПМ	Няйсманьинский	»
II-6-18	Золото	П	Аксысьинское	»
II-6-19	Медь	П	Аксысья	»
II-6-20	Медь	ПМ	Южно-Няйсманьинский	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
II-6-21	Барит	П	Вулкан	91
II-6-22	Золото	П	Иоутынья	356
II-6-23	Золото	РМ	Иоутынья, р.	375, 376
II-6-24	Золото	РМ	Иоутынья, р.	»
II-6-25	Золото	П	Иоутынья 3	356
II-6-26	Золото	П	Иоутынья 2	»
II-6-27	Медь	П	Иоутынья	»
III-1-1	Железо	ПМ	Вежаю, р.	Иванов А. В., 1952; Гуревич Г. И., Гринченко С. Г. и др., 1978
III-1-2	Строительные материалы, известняк	МС	Крутое	334 Паспорт № 231, 1983
III-1-3	Алюминий	МС	Пузлинское	360
III-1-4	Алюминий	МК	Тимшерское	»
III-1-5	Железо	ПМ	Вычегда, р.	Иванов А. В., 1952; Гуревич Г.И., Гринченко С. Г. и др., 1978
III-1-6	Строительные материалы, известняк	МС	Сердивское	Игнатов К. И., 1956 Паспорт № 161, 1983
III-1-7*	Песчано-гравийный материал	ММ	Пузла	Паспорт № 283, 1984
III-1-8*	Песчано-гравийный материал	ММ	Западное	338
III-1-9*	Песчано-гравийный материал	ММ/Э	Помоздино	»
III-1-10*	Торф	ММ/Э	Сорд-Ель	336, 224
III-1-11*	Торф	П	Чой-Йыв	»
III-1-12*	Глины кирпичные	ММ	Помоздино-Южное	338 и др.
III-2-1	Газ горючий	П	Чернореченское	321
III-2-2	Воды бромные, промышленные	П	Нюмылга (скв. 1)	377

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
III-2-3	Уголь бурый	П	Зеленецкое	Степанов Ю. В., Енокян Н. В. и др., 1984; 427
III-2-4	Алюминий	П	Зеленецкое	»
III-2-5	Уголь бурый	П	Лунвожское	Иванов А. В., Сазонов Н. В., 1954
III-2-6	Железо	ПМ	Вычегда, р.	Иванов А. В., 1952; 427
III-2-7	Газ горючий	ММ	Зеленецкое	254
III-2-8	Железо	ПМ	Мылвож, р. (скв. 203)	Иванов А. В., 1952; 427
III-2-9	Железо	ПМ	Южная Мылва, р. (скв. 201)	Иванов А. В., 1952; 427
III-3-1	Воды бромные, промышленные	П	Троицко-Печорская площадь (скв. 1)	378
III-3-2	Нефть	ММ/О	Ягтыдинское	269
III-3-3	Газ горючий	П	Восточно-Пальюское	321
III-3-4	Воды бромные, промышленные	П	Среднемылвинская площадь (скв. 12)	378
III-3-5	Газ горючий	ММ/Э	Джебольское	277
III-3-6	Газ горючий	ММ	Прилукское	266
III-3-7	Воды бромные, промышленные	П	Среднемылвинская площадь (скв. 11)	378
III-3-8	Газ горючий	П	Южно-Джебольское	321
III-3-9	Нефть	П	Северо-Мылвинское	»
III-3-10	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 200	Фойгт Ю. П., Гладков И. И. и др., 1965

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
III-3-11*	Песок строительный	ММ	Пылсянаяг	Паспорт № 44, 1982
III-3-12*	Торф	МС	Большая Сойва	336, 224
III-3-13*	Торф	П	Чука-Егыр	»
III-3-14*	Торф	МК	Мартюшевское	»
III-3-15*	Торф	МК	Мишкин-Нюр	»
III-3-16*	Песок строительный	ММ	Епъельяг	Паспорт № 42, 1982
III-3-17*	Торф	П	№ 3017	336, 224
III-3-18*	Торф	МК/Э	Восьсабэра-Нюр	»
III-3-19*	Торф	МК/Э	Руч. Нюр	»
III-3-20*	Торф	МК	Хребет-Нюр	»
III-3-21*	Торф	МК	Нюмылга-Нюр	»
III-3-22*	Торф	МК	Зэрыдз-Нюр	»
III-3-23*	Торф	МК	Малько-Ель-Нюр	»
III-3-24*	Торф	МК	Порог-Мышвив-Нюр	»
III-4-1	Медь	ПМ	Илыч, р.	411
III-4-2	Медь	ПМ	Мартюр, р	»
III-4-3	Пироп	ШТ		Капустин В. А.,
III-4-4	Пироп, оливин	ШТ		Капустина Л. С.,
III-4-5	Пироп	ШТ		1988
III-4-6	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 1 СК	Фойгт Ю. П., Гладков И. И. и др., 1965
III-4-7*	Торф	МК	№ 3028	336, 224
III-4-8*	Торф	МК	Керешор-Нюр	»
III-4-9*	Торф	МС	Градья-Нюр	»
III-4-10*	Торф	МК	Сюн-Слуда-Нюр	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
III-4-11*	Торф	МК	Заречное	336, 224
III-4-12*	Торф	МС	Кэр-Нюр	»
III-4-13*	Торф	МС	Бадья-Шор-Нюр	»
III-4-14*	Торф	МК/Э	Белая Слуда-Нюр	»
III-5-1	Свинец, цинк	П	Закола-Йоль	Паспорт № 35, 1985; 355
III-5-2	Свинец, цинк	П	Сотчем-Иоль	Паспорт № 36, 1985; 355
III-5-3	Свинец, цинк	П	Шантым-Прилукское	Паспорт № 34, 1985; 355
III-5-4	Пироп	ШТ		Капустин В. А.,
III-5-5	Пироп, перовскит	ШТ		Капустина Л. С.,
III-5-6	Пироп	ШТ		1988
III-5-7	Пироп, перовскит	ШТ		»
III-5-8	Пироп, перовскит	ШТ		»
III-5-9	Пироп	ШТ		»
III-5-10	Пироп	ШТ		»
III-5-11	Пироп, перовскит	ШТ		»
III-6-1	Золото	П	Южно-Иоутыньинское	356
III-6-2	Медь	П	Южно-Иоутыньинское	»
III-6-3	Медь	П	Южно-Нахорское	»
III-6-4	Шеелит	ШТ		»
III-6-5	Золото	П	Лопсинское	»
III-6-6	Свинец	П	Лопсинское	»
III-6-7	Золото	ШП	Ичет-Ляга	Осадчук М. И., Котельников В. А., 1957 Колпаков А.В., 1964
III-6-8	Цинк	П	Тарынья	356
III-6-9	Золото	П	Лопсинское 2	»
III-6-10	Шеелит	ШП	Ыджидляга, р.	313

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
III-6-11	Шеелит	ШТ		313
III-6-12	Золото	П	Южно-Лопсинское	356
III-6-13	Медь	П	Южно-Лопсинское	»
III-6-14	Цинк	П	Западно-Мазапатьинское	»
III-6-15	Золото	РМ	Мазапатья, р.	375, 376
III-6-16	Золото	П	Мазапатьинское	356
III-6-17	Золото	П	Тосемтоу	»
III-6-18	Золото	П	Верхнеманьинское	»
III-6-19	Золото	РМ	Тосемтоу, р.	375, 376
III-6-20	Золото	РМ	Верхний Ключик	386, 359
III-6-21	Золото	П	Луцоулья	356
III-6-22	Золото	РМ	Луцоулья, р.	375, 376
III-6-23	Медь	П	Большесосьвинское	356
III-6-24	Золото	РМ/Э	Бол. Сосьва, р.	375, 376
III-6-25	Золото, медь	ВЛХТ		356
III-6-26	Золото, медь	ВЛХТ		»
III-6-27	Золото	П	Луцоулья 2	»
III-6-28	Золото россыпное	ПР	Печора, р.	359
III-6-29	Медь	П	Котлия	356
III-6-30	Золото	РМ	Котлия, р.	375, 376
III-6-31	Золото	П	Южно-Сосьвинское	356
III-6-32	Золото, олово	ВЛХТ		»
III-6-33	Железо	П	Южно-Котлинское	»
III-6-34	Золото	П	Южно-Котлинское	»
III-6-35	Золото	ВЛХТ		»
III-6-36	Железо	П	Южно-Сосьвинское 1	»
III-6-37	Золото, цинк, олово	ВЛХТ		»
III-6-38	Золото	П	Большесосьвинское	»
III-6-39	Железо	П	Южно-Сосьвинское 2	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
IV-1-1	Известняк	ММ	Шера-Ельское	Паспорт № 131, 1983
IV-1-2	Алмазы	П	Осень	423
IV-1-3	Алмазы	П	Ручгуель	»
IV-1-4	Кварцит	ММ	Асыввожское	338, 423
IV-1-5	Глины красочные	П	Джежимпарминское	423
IV-1-6	Кварцит	МК	Жежимское	423, 338
IV-1-7	Глины керамические	П	Жежимское	423
IV-1-8	Доломит	МК	Ышкемес	»
IV-1-9*	Торф	МС	Модла-Пов-Нюр	336, 224
IV-1-10*	Торф	П	Варламовка	»
IV-1-11*	Торф	П	Коспа-Ель-Тимшерское	»
IV-1-12*	Торф	П	Тимшерское	»
IV-1-13*	Торф	МК	Мылва	»
IV-1-14*	Торф	МК/Э	Ыба-Нюр (включая пункт минерализации Оль)	»
IV-1-15*	Торф	П	Дынь-Куш	»
IV-1-16*	Торф	П	Дынь-Нюр	»
IV-1-17*	Торф	П	Дон-Ты	»
IV-1-18*	Торф	МК/Э	Парч	»
IV-1-19*	Песок строительный, песчано-гравийный материал	ММ/Э	Жежим	Паспорт № 310, 1984
IV-1-20*	Торф	П	Зорич-Нюр	336, 224
IV-1-21*	Торф	П	Дзоля-Нюр	»
IV-1-22*	Торф	П	Сед-Вож	»
IV-1-23*	Торф	П	Себ I, Себ II	»
IV-1-24*	Торф	П	Ыджид-Нюр	»
IV-1-25*	Торф	П	Мулук-Нюр	»
IV-1-26*	Торф	МК/Э	Прупт	»
IV-1-27*	Торф	П	Мулук	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
IV-1-28*	Торф	П	Кельтменское	336, 224
IV-2-1	Известняк	ММ	Красноярское	344
IV-2-2	Рисунчатые кремни	П	Белоборское	»
IV-2-3	Алмазы	ШТ		»
IV-2-4*	Песчано-гравийный материал	ММ	Лопьювад	»
IV-2-5*	Песок строительный	ММ	Ынвож-2	»
IV-3-1	Медь	ПМ	Мамыльский	»
IV-3-2	Галит, каналлит, сильвинит	МК	Верхнепечорское (участок Якшинский)	Фойгт Ю. П., Гладков И. И. и др., 1965 Паспорт № 16, 1982
IV-3-3*	Торф	МС	219 р. х.	336, 224
IV-3-4*	Торф	МС	Нюр-Вомын-Ты	»
IV-3-5*	Торф	МС	Долгое	»
IV-3-6*	Торф	МК/Э	Большое Березовское	»
IV-3-7*	Торф	МС	Вылыс-Сурна	»
IV-3-8*	Торф	МК/Э	Зеповское	»
IV-4-1	Газ горючий	ММ	Рассохинское	281
IV-4-2	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 720	Фойгт Ю. П., Гладков И. И. и др., 1965
IV-4-3	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 722	»
IV-4-4	Газ горючий	П	Пачгинское	321
IV-4-5	Газ горючий	ММ	Курьинское	282
IV-4-6	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 548	Фойгт Ю. П., Гладков И. И. и др., 1965

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
IV-4-7	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 572	Фойгт Ю. П., Гладков И. И. и др., 1965
IV-4-8	Пироп	ШТ		Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
IV-4-9	Золото россыпное	ПР	Светлый	»
IV-4-10	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 573	Фойгт Ю. П., Гладков И. И. и др., 1965
IV-4-11	Газ горючий	ММ	Патраковское	298
IV-4-12	Золото россыпное	ПР	Ледянка	Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
IV-4-13	Пироп	ШТ		»
IV-4-14	Железо	П	Усть-Бердыш	411
IV-4-15	Пироп	ШТ		Капустин В. А., 1988
IV-4-16	Газ горючий	ММ	Анельское	295
IV-4-17*	Торф	МС	Черное	336, 224
IV-4-18*	Торф	МС	Малое Тименское	»
IV-4-19*	Торф	МС	Гасниково	»
IV-4-20*	Торф	МС	Под Лиственничным Носом	»
IV-4-21*	Торф	МС	Безымянное	»
IV-4-22*	Торф	МК	Коровья Уйта	»
IV-4-23*	Торф	МС	Выше Крутой	»
IV-4-24*	Торф	МК /Э	Лелимское	»
IV-5-1	Графит	ПМ	Ельма, р.	56
IV-5-2	Пироп	ШТ		Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
IV-5-3	Пироп, оливин, перовскит, хромдиопсид	ШТ		»
IV-5-4	Алмазы	ШТ		»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
IV-5-5	Пироп	ШТ		Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
IV-5-6	Пироп, оливин, перовскит, хромдиопсид	ШТ		»
IV-5-7	Пироп, оливин	ШТ		»
IV-5-8	Молибден (ванадий)	ПМ	Унья, р.	368
IV-5-9	Золото россыпное	ПР	Евтропин	Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
IV-5-10	Золото россыпное	ПР	Воротятный	»
IV-5-11	Вольфрам	ПМ	Унья, р.	368
IV-5-12	Золото коренное	ПМ	Унья, р.	Капустин В. А., Капустина Л. С., 1988
IV-5-13	Пироп, оливин	ШТ		»
IV-5-14	Пироп	ШТ		»
IV-5-15	Золото	ШТ		»
IV-5-16	Золото	ШТ		»
IV-5-17	Пироп	ШТ		»
IV-5-18	Пироп	ШТ		»
IV-5-19	Пироп	ШТ		»
IV-5-20	Хромдиопсид	ШТ		»
IV-5-21	Пироп	ШТ		»
IV-5-22	Пироп	ШТ		»
IV-5-23	Алмазы	ШП	Няризь, р	Проскурин Г. Ф., Давыдов К. В., 1969
IV-6-1	Золото россыпное	ПР	Темпья, р	359
IV-6-2	Золото россыпное	ПР	Маньская Волосница, р.	»
IV-6-3	Золото, медь свинец	ВЛХТ		»
IV-6-4	Золото россыпное	ШП	Кедр	»
IV-6-5	Медь	П	Мань-Томратское	250
IV-6-6	Медь	П	Скв. 128	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
IV-6-7	Железо	ПМ	Западно-Ахтыльское	250
IV-6-8	Железо	П	Ахтыльское	»
IV-6-9	Медь	П	Туя-Павлур	»
IV-6-10	Железо	П	Пелым-Чакурское	»
IV-6-11	Железо	ПМ	К северу от горы Хой-Эква	»
IV-6-12	Железо	П	Верхнелозьвинское	»
IV-6-13	Медь	ПМ	К востоку от горы Хой-Эква	»
IV-6-14	Золото, платина россыпные	РМ	Ушма, р.	»
IV-6-15	Железо	ММ	Второе Северное	44, 250
IV-6-16	Железо	П	Вирви-Туп	250
IV-6-17	Железо	П	Ушминское	»
IV-6-18	Медь, цинк	П	Нижнеушминское	»
IV-6-19	Железо	П	Чистопское	»
IV-6-20	Железо	П	Южно-Ушминское	»
IV-6-21	Железо	П	Верблюжинское	»
IV-6-22	Золото, платина россыпные	РМ	Бол. и Мал. Тошемка, реки	»
IV-6-23	Железо	П	Витимское	»
IV-6-24	Медь	ПМ	Витимский	»
IV-6-25	Медь	ПМ	Витим-Ятия	»
IV-6-26	Железо	П	Лохньинское	»
IV-6-27	Железо	П	Верховья, р. Ниолс	»
IV-6-28	Медь	ПМ	Сев. Тошемка, р.	»
IV-6-29	Вольфрам, золото	П	Вейнберг	216
IV-6-30	Железо	П	Северо-Тошемское	250
IV-6-31	Железо	П	Бол. Тошемка, р.	»
IV-6-32	Медь, цинк	П	Северо-Саумское	»
V-1-1*	Торф	П	№ 3328	336, 224

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
V-1-2*	Торф	П	Мича-Ель (№ 3330)	336, 224
V-1-3*	Торф	П	№ 3329	»
V-1-4*	Торф	П	Габакуш (№ 3332)	»
V-2-1	Строительные материалы, известняк	МС	Западное	344
V-2-2	Глины керамические	П	Вадьявож	»
V-2-3	Строительные материалы, известняк	МС	Восточное	»
V-2-4	Алмазы	ШТ		344, 361
V-2-5	Сера	П	Дозмерское	Паспорт № 90, 1982
V-2-6	Асфальтит	П	Северо-Кельтменское (Елмач-Парминское)	Ростовцев Н. Н., Наумочева Е. В., 1947
V-2-7*	Песок строительный	ММ	Придорожное	344
V-2-8*	Торф	П	Джурич-Нюр	336, 224
V-2-9*	Торф	МК/Э	Кунтегское	344
V-3-1	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 122	Накорякова И. Р., 2002
V-3-2	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 503	»
V-3-3	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 129	»
V-3-4	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 7830	»
V-3-5	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 7827	»
V-3-6	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 7834	»
V-3-7	Медь	П	Пильва, р.	»
V-3-8	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 5828	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
V-3-9	Алюминий	П	Ныробское	Накорякова И. Р., 2002
V-3-10	Алмазы	ШП	Ухтым, р.	»
V-3-11	Нефть	ММ	Томиловское	287
V-3-12	Свинец, цинк	П	Гассельское	Накорякова И. Р., 2002
V-3-13	Нефть	ММ	Верх-Сыпанское	Паспорт № 121, 1985
V-3-14*	Торф	МС	Семисосенское	Ушков Б. К., 2002
V-3-15*	Торф	МС	Ручьевское	»
V-3-16*	Глины кирпичные	ММ/Э	Рожневское	338 и др.
V-4-1	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 7836	251, 367
V-4-2	Нефть и газ	П	Чумукское	»
V-4-3	Соль натриевая (галит)	П	Скв. 7838	251, 367
V-4-4	Радоновые воды	И	Березовский источник	407, 251
V-4-5	Флюорит	ПМ	Ямжач, р.	251
V-4-6	Алмазы	ШП	Лектым, р.	251, 367
V-4-7	Хромшпинелид	ШТ		»
V-4-8	Алмазы	ШТ		»
V-4-9	Пироп	ШТ		»
V-4-10	Хромшпинелид	ШТ		»
V-4-11	Пироп, хромшпинелид	ШТ		»
V-4-12	Медь	П	Низьвенское	251
V-4-13	Алмазы	ШП	Низьва, р.	251, Ушков Б. К., 2000
V-4-14	Алмазы	ПР	Средняя, Байдач, реки	251, 367
V-4-15	Флюорит	ПМ	Ср. Жерновка, р.	407, 251
V-4-16*	Торф	МС	Кривое	Ушков Б. К., 2002
V-4-17*	Торф	МС	Придорожное (торф)	»
V-4-18*	Агросырье	ММ	Раскатское (гажа)	Кокаровцев В. К.,1992

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
V-4-19*	Торф	МС	Раскатное	Ушков Б. К., 2002
V-5-1	Золото россыпное	ШП	Вишера, р.	252
V-5-2	Золото россыпное	ШП	Мойва, р.	»
V-5-3	Алмазы	ШП	Колва, р.	Маккавеева Г. В., Готфрид Б. А. и др., 1956
V-5-4	Алмазы	ШП	Лыпья, р.	215
V-5-5	Флюорит	ПМ	Вижай, р.	406, 252
V-5-6	Золото россыпное	ШП	Вишера, р.	252
V-5-7	Золото коренное	ПМ	Усть-Долганихинское	214, 252
V-5-8	Золото коренное	ПМ	Зырянка, р.	»
V-5-9	Алмазы	ШП	Восточная Рассоха, р.	Марусин В. М., Кузнецов А. А., 1969
V-5-10	Пироп	ШТ		215
V-5-11	Железо, марганец	ММ	Верхнечувальское	252
V-5-12	Алмазы	ШП	Полуденная Рассоха, р.	Марусин В. М., Кузнецов А. А., 1969
V-5-13	Флюорит	П	Флюоритовый	406, 252
V-5-14	Железо	ММ	Нижнечувальское	252
V-5-15	Золото коренное	П	Плита	»
V-5-16	Алмазы	ПР	Березовая, р.	247
V-5-17	Алмазы	ПР	Пож, р.	Пакулин Г. М., 1963
V-5-18	Золото коренное	П	Чувальская жила	252
V-5-19	Флюорит	ПМ	Березовая, р.	406, 252
V-5-20	Свинец	П	Галенитовое	348
V-5-21	Пироп	ШТ		252
V-5-22	Алмазы	ШП	Вишера, р.	»
V-5-23	Железо	ММ.	Моховское	348
V-5-24	Золото россыпное	ШП	Велс, р. (Нижневелсовское)	252

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
V-5-25	Железо	ММ	Юбрышкинское	252
V-5-26	Пироп	ШТ		348, 252
V-5-27	Пироп	ШТ		252
V-5-28	Железо	П	Больше-Вайское	»
V-5-29	Пироп	ШТ		»
V-5-30	Флюорит	ПМ	Бол. Вая, р.	406, 252
V-6-1	Золото коренное	ПМ	Западниолсовское	Попов И. Б., 1977
V-6-2	Медь, цинк	П	Саумское	57
V-6-3	Медь	ПМ	Вапсос, р.	»
V-6-4	Молибден	ПМ	Ойка-Чахл, гора	Попов И. Б., 1977
V-6-5	Хром	П	Южно-Тошемское	57
V-6-6	Медь, цинк	П	Яхтельинское	»
V-6-7	Медь, цинк	П	Пать-Яныг	»
V-6-8	Золото, платина россыпные	РМ	Вижай, р.	»
V-6-9	Медь	ПМ	В 9 км юго-западнее горы Бол. Салатим	»
V-6-10	Медь	ПМ	Южно-Тохтинский	»
V-6-11	Медь, цинк	П	Владимирское	»
V-6-12	Медь	ПМ	Тохта, р.	»
V-6-13	Медь	ВП	Тохтинская	»
V-6-14	Медь	П	Нововижайское	»
V-6-15	Хром	П	Вижайское	»
V-6-16	Золото коренное	П	Вижайское	»
V-6-17	Медь	ВЛХТ		345
V-6-18	Медь, никель	П	Ишеримское	»
V-6-19	Асбест хризотиловый	П	Ернейское	57
V-6-20	Железо	ПМ	Мань-Тосемский	»
V-6-21	Цитрин	ММ	Ольховочное	Паспорт № 25, 1983

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
V-6-22	Кварц оптический и пьезоэлектрический	П	Хрустальная Горка	57
V-6-23	Медь	ПМ	Анчуг 1, р.	»
V-6-24	Медь, цинк	П	Тошемское	»
V-6-25	Медь	ВЛХТ		»
V-6-26	Золото коренное	П	Южночарынтумпское	390
V-6-27	Палладий	ПМ	Велс, р.	Авторские материалы
V-6-28	Золото коренное	П	Мань-Тумпское	57
V-6-29	Медь	ВП	Анчугская	»
V-6-30	Медь	ПМ	Анчуг 2, р.	»
V-6-31	Золото россыпное	РС	Верхневелсовская	Паспорт № 149, 1985
V-6-32	Золото коренное	П	Поповская Сопка 1 (группа проявлений)	Суханов А. Е., Шмит П. Б., 1981
V-6-33	Мышьяк	ВЛХТ		57
V-6-34	Медь	П	Южно-Тошемское	»
V-6-35	Железо	ПМ	Западно-Тошемский	»
V-6-36	Золото коренное	П	Поповская Сопка 2 (группа проявлений)	Суханов А. Е., Шмит П. Б., 1981
V-6-37	Железо	ПМ	Бол. Мойва, гора	Прохорова К. И., 1951
V-6-38	Кварц оптический и пьезоэлектрический	П	Мартайское	57
V-6-39	Палладий	ПМ	Посьмак, р.	Авторские материалы
V-6-40	Железо	ММ/Э	Третье Северное (участок Северный)	44, 57
V-6-41	Порфирит, туф	МК/Э	Третье Северное	»
V-6-42	Золото россыпное	РМ	Федоровская Мартайка	Паспорт № 157, 1991
V-6-43	Золото россыпное	ПР	Верховья р. Посьмак	Шмит П. Б., 1990
V-6-44	Медь	ВП	Северо-Ивдельская	57
V-6-45	Медь	П	Помское	»
V-6-46	Железо	П	Пиковское	»
V-6-47	Железо	П	Мау-Дарьинское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
V-6-48	Медь, цинк	П	Мундырское	57
V-6-49	Золото россыпное	РМ	Посьмакская	Паспорт № 157, 1991
V-6-50	Золото россыпное	ПР	Велсовское	57, 345
V-6-51	Медь	ПМ	Тары-Ньер	57
V-6-52	Железо	ММ/Э	Третье Северное (участок Южный)	44, 57
V-6-53	Медь, цинк	МС/Э	Тарньерское	»
V-6-54	Молибден	ПМ	Пропащая, гора	Попов И. Б., 1977
V-6-55	Золото россыпное	РМ	Средневелсовская	Паспорт № 157, 1991
V-6-56	Медь	ВП	Северо-Тальтийская	57
V-6-57	Золото коренное	П	Халь-Сори	57, 388
V-6-58	Медь	П	Новое	57
V-6-59	Палладий	ПМ	Велс, р.	Авторские материалы
V-6-60	Медь	П	Новобобровское	57
V-6-61	Медь	ВП	Южно-Тальтийская	»
V-6-62	Железо	П	Западнобобровское южное	»
V-6-63	Медь, никель	П	Чурольское	»
V-6-64	Палладий	ПМ	Велс, р.	Авторские материалы
V-6-65	Золото россыпное	ПР	Чурольское	346, 345
V-6-66	Золото россыпное	РМ	Граничная	Ушков Б. К., 2000
V-6-67	Медь	П	Казанское	388, 57
V-6-68	Базальт, порфирит	МК/Э	Шемурское	44
V-6-69	Медь, цинк	ММ/Э	Шемурское	44, 57
V-6-70	Медь	ВЛХТ		
VI-1-1*	Песчано-гравийный материал	ММ	Лугдынское	Ремаренко М. П., Кикирев Р. Г., 1986
VI-1-2*	Песок строитель-ный	ММ	Гореловское	»
VI-1-3*	Песок строитель-ный	МС	Боровое	»
VI-1-4*	Песок строительный	ММ	Гайнское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
VI-1-5*	Песок строительный	ММ	Харинское	Ремаренко М. П., Кикирев Р. Г., 1986
VI-1-6*	Песок строительный	ММ	Подгорное	»
VI-1-7*	Песок строительный	ММ	Касимовское	»
VI-2-1	Нефть, газ	П	Кошелевское	Сводный баланс нефти на 2003 г.
VI-2-2	Медь	ПМ	Кама, р.	233
VI-2-3*	Торф	С	Сыпанское	224, 336
VI-2-4*	Торф	П	Базимское	»
VI-2-5*	Торф	П	Ошлыбское	»
VI-2-6*	Торф	П	Большое Камское	»
VI-2-7*	Торф	МК	Бушкинское	»
VI-2-8*	Торф	П	Очел-Яг	»
VI-2-9*	Торф	П	Салымское I	»
VI-2-10*	Торф	П	Салымское II	»
VI-2-11*	Торф	П	Селищенское	»
VI-3-1	Нефть	ММ	Исаневское	Паспорт № 124, 1985
VI-3-2	Алмазы	ШП	Низьва, р.	Ушков Б. К., 2000
VI-3-3	Алюминий	П	Западно-Полюдовское (Низьвенское)	248
VI-3-4	Нефть	ММ	Водораздельное	Паспорт № 74, 1984
VI-3-5	Нефть	ММ/Э	Люльвинское	308
VI-3-6	Нефть	ММ/Э	Чердынское	272
VI-3-7	Нефть	ММ	Дружинское	307
VI-3-8	Нефть	ММ	Лесорубное	288
VI-3-9	Гипс	П	Бурилово, д.	248
VI-3-10	Нефть	ММ	Долдинское 1	327, 392

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
VI-3-11	Нефть	ММ	Федорцевское	Паспорт № 58, 1984
VI-3-12	Нефть	ММ	Долдинское 2	327, 392
VI-3-13	Нефть	ММ	Амборское (Амборская площадь)	311
VI-3-14	Нефть	ММ	Амборское (Восточно-Амборская площадь)	310
VI-3-15	Строительные материалы, известняк	ММ	Редикор	Денисов М. И., Никитин А. Г. и др., 1980
VI-3-16	Строительные материалы, мергель	ММ	Кулаково	Ушков Б. К., 2000
VI-3-17	Нефть	ММ/Э	Озерное	Паспорт № 94, 1995
VI-3-18*	Торф	МК/Э	Зыбкое	224, 336
VI-3-19*	Торф	П	Чодва	»
VI-3-20*	Песок строительный	ММ	Покчинское	256
VI-3-21*	Песок формовочный	МС/Э	Губдорское	Паспорт № 50, 1982
VI-3-22*	Торф	МК/Э	Губдорское-Колынвенское	224, 336
VI-3-23*	Торф	П	Редикорское	»
VI-4-1	Алмазы	ПР	Говоруха, р.	234
VI-4-2	Алмазы	ПР	Вильва, р.	»
VI-4-3	Алмазы	ШП	Куликовский Лог	»
VI-4-4	Алмазы	РС/Э	Больше-Щугорское	Паспорт № 125, 1984
VI-4-5	Алмазы	ШП	Лог Бахари	234
VI-4-6	Алмазы	РМ	Акчим, р.	»
VI-4-7	Свинец	П	Бахаревское	Ушков Б. К., 2000
VI-4-8	Уголь каменный	П	Колчимско-Сторожевское	249
VI-4-9	Алмазы	РС/Э	Больше-Колчимское	Паспорт № 126, 1984
VI-4-10	Алюминий	П	Колчимское	249

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
VI-4-11	Алмазы	РС/Э	Рассольнинская депрессия	Паспорт № 129, 1983
VI-4-12	Алмазы	ММ	Ишковский участок	Паспорт № 127, 1983
VI-4-13	Нефть	ММ	Песчанковское	Паспорт № 110, 1989
VI-4-14	Алмазы	РМ	Вогульская депрессия	Паспорт № 158, 2001
VI-4-15	Алмазы	РС/Э	Волынка	Паспорт № 153, 1989
VI-4-16	Нефть	ММ /Э	Гежское	282
VI-4-17	Алмазы	РС	Кривая, р.	Паспорт № 128
VI-4-18	Газ горючий	П	Сурсайское	321
VI-4-19	Алмазы	РС/Э	Северо-Колчимское	Паспорт № 124, 1985
VI-4-20	Нефть	ММ/Э	Кисловское	283
VI-4-21	Нефть и газ	ММ/Э	Цепелское	Паспорт № 107, 1984
VI-4-22	Нефть и газ	П	Язьвинское	327, 392
VI-4-23	Нефть	ММ/Э	Гагаринское	309
VI-4-24	Нефть	ММ	Восточно-Гагаринское	Паспорт № 193, 2001
VI-4-25	Алмазы	ШП	Язьва, р.	234
VI-4-26	Гипс	П	Талавол, дер.	249
VI-4-27	Нефть	ММ/Э	Мысьинское	295
VI-4-28	Алмазы	ШП	Молмыс, р.	249
VI-4-29	Нефть и газ	ММ	Маговское	Паспорт № 98, 1985
VI-5-1	Алмазы	ШП	Бол. Вая, р.	Ушков Б. К., 2000
VI-5-2	Железо	ММ	Шудьинское	348
VI-5-3	Вольфрам, молибден	П	Участок Шудьинский	58, 348
VI-5-4	Железо	П	Пыранское	Младших С. В., 1978
VI-5-5	Золото россыпное	ШП	Шудьинское	348, 218
VI-5-6	Строительные материалы, мрамор	МК	Шудьинское	»
VI-5-7	Офикальцит	ММ	Шудьинское	»
VI-5-8	Золото россыпное	ШП	Шудьинское	»
VI-5-9	Вольфрам, молибден	П	Участок Усть-Рассоха	347, 348

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
VI-5-10	Медь	П	Мал. Шудья	218, 347
VI-5-11	Вольфрам	ПМ	Бол. Расья, р.	347, 348
VI-5-12	Алмазы	ПР	Вишера, р.	218
VI-5-13	Алмазы	ШП	Волим, р.	»
VI-5-14	Алмазы	ШП	Акчимский Лог	»
VI-5-15	Железо	ММ	Верхне-Золотихинское	Попов В. В., 1968
VI-5-16	Железо	П	Эрнестовское	Ушков Б. К., 2000
VI-5-17	Титан	ПМ	Рыбное	»
VI-5-18	Железо	ММ	Берзинское	»
VI-5-19	Железо	П	Усть-Кутимское (239-й квартал)	431
VI-5-20	Железо	П	Пелинское I, II	»
VI-5-21	Железо	ММ	Дмитриевское	Ушков Б. К., 2000
VI-5-22	Кварц оптический и пьезоэлектрический	ПМ	Кутимское 3	431
VI-5-23	Железо	ММ	Кутимское	Попов В. В., 1968
VI-5-24	Золото россыпное	РС	Саменская	Ушков Б. К., 2000
VI-5-25	Золото коренное	П	Благодатское	218
VI-5-26	Золото коренное	П	Верхне-Большесурьинское	»
VI-5-27	Железо	П	Малосурьинское	58
VI-5-28	Алмазы	ШП	Ошмас, р.	Лучников Г. И., 1971
VI-5-29	Алмазы	ШП	Мазярика, р.	Ушков Б. К., 2000
VI-5-30	Железо	П	Цепельское	58
VI-5-31	Железо	П	Среднеулсовское 7 (344-й квадрат)	Попов В. В., 1964
VI-5-32	Золото россыпное	РС	Сурья Казанская	Ушков Б. К., 2000
VI-5-33	Алмазы	ШП	Быстрая, р.	236
VI-6-1	Золото россыпное	ПР	Лев. Рассоха, р.	59
VI-6-2	Базальт, порфирит	МК/Э	Ново-Шемурское	44, 59
VI-6-3	Медь, цинк	МС/Э	Ново-Шемурское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
VI-6-4	Тантал, ниобий	ПМ	Участок Северный	59
VI-6-5	Железо	П	Чащевское	»
VI-6-6	Медь, цинк	П	Южно-Шемурское	»
VI-6-7	Медь	ПМ	Южно-Ольховский участок	»
VI-6-8	Медь	ПМ	Еловский участок	»
VI-6-9	Золото, платина россыпные	РМ	Шегультан, р.	»
VI-6-10	Золото коренное	П	Кутим	Ушков Б. К., 2000
VI-6-11	Золото коренное	П	Средний Кутим	»
VI-6-12	Медь	П	Журавлев Камень	59
VI-6-13	Медь	П	Всеволодо-Благодатский участок	»
VI-6-14	Золото россыпное	РМ	Ельцовка, Ореховка, реки	»
VI-6-15	Золото россыпное	ПР	Кутим, Лямпа Кутимская, реки	Ушков Б. К., 2000
VI-6-16	Медь	ПМ	Черная Сопка	59
VI-6-17	Железо	ПМ	Черная Сопка	»
VI-6-18	Медь	П	Пуинские рудники	»
VI-6-19	Золото россыпное	РМ	Мал. Пуя, р.	»
VI-6-20	Платина	П	Желтая Сопка	»
VI-6-21	Золото коренное	П	Воскресенское	»
VI-6-22	Железо	ММ	Воскресенское	44, 59
VI-6-23	Медь	П	Шарпинское	59
VI-6-24	Золото коренное	П	Западный склон Желтой Сопки	»
VI-6-25	Платина	П	Денежкин Камень	»
VI-6-26	Золото коренное	П	Приемский Увал	»
VI-6-27	Золото, платина россыпные	РС	Сосьва, р. (III дражный полигон)	44, 59
VI-6-28	Золото, платина россыпные	РС	Сосьва, р. (II дражный полигон)	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
VI-6-29	Титан	ПМ	Кутимское	59
VI-6-30	Золото россыпное	РМ.	Сосьва, р.	»
VI-6-31	Золото, платина россыпные	РМ	Бол. Сосьва, р. (Больше-сосьвинский участок)	»
VI-6-32	Золото, платина россыпные	РМ	Сосьва, р. (Сосьвинско-Тонгинский участок)	»
VI-6-33	Золото россыпное	РМ	Лога Березовский и Ивановский, Григорьевский	»
VI-6-34	Золото россыпное	РМ	Большесурьинская	»
VI-6-35	Железо	П	Пихтовка, р.	»
VI-6-36	Золото россыпное	РМ	Крив Сосьвинский, р.	»
VI-6-37	Железо	П	Кедровое	»
VI-6-38	Золото коренное	П	Участок Ивановский	»
VI-6-39	Асбест хризотиловый	П	Участок Ивановский	»
VI-6-40	Железо	П	Высотинское I	»
VI-6-41	Медь	ПМ	Южно-Сосьвинский	»
VI-6-42	Железо	П	Белогорское I	»
VI-6-43	Железо	П	Вересовское	»
VI-6-44	Строительные материалы, диорит	МК/Э	Покровск-Уральское	44, 59
VI-6-45	Медь	ПМ	Кривский	59
VI-6-46	Медь	П	Вересовый Увал	»
VI-6-47	Железо	ММ/О	Баяновское	44, 59
VI-6-48	Железо	ММ/О	Покровское	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
VI-6-49	Известняк флюсовый	МС	Петропавловское	44, 59
VI-6-50	Золото россыпное	РМ	Участок Верхне-Сосьвинский	»
VI-6-51	Золото коренное	П	Сурьинское	59
VI-6-52	Платина	ПМ	Колонга	»
VI-6-53	Аметист	П	Аметистовый карьер	»
VI-6-54	Железо	П	Участок Брусковый	»
VI-6-55	Золото россыпное	РК	Вагран, р. (долина) с притоками	»
VI-6-56	Железо	П	Кочковское	»
VI-6-57	Воды питьевые	ММ	Вагранское	399
VI-6-58	Золото коренное	П	Северо-Бродовское	59
VI-6-59	Золото коренное	П	Бродовое (Кривский Чурок)	»
VI-6-60	Золото коренное	П	Усть-Бродовское	»
VI-6-61	Золото коренное	П	Южно-Бродовское	»
VI-6-62	Золото коренное	П	Участок Травянский	»
VI-6-63	Золото россыпное	РМ	Вагран, р. (Средневагранский участок)	»
VI-6-64	Золото коренное	П	Оленьевское	59, 332
VI-6-65	Медь	П	Шомпинское	»
VI-6-66	Торф*	ММ	Кальинское	44, 59
VI-6-67	Глины кирпичные, черепичные*	ММ	Североуральское	»
VI-6-68	Песчано-гравийный материал*	ММ	Вагранское (1)	»

Индекс квадрата и номер объекта	Полезное ископаемое	Вид объекта и размер месторождения	Название объекта или географическая привязка	Источник сведений
VI-6-69	Торф*	ММ	Большое	59
VI-6-70	Песчано-гравийный материал*	ММ	Вагранское (2)	44, 59

ПРОГНОЗИРУЕМЫЕ ОБЪЕКТЫ ПОЛЕЗНЫХ

Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км^2	Вид полезного ископаемого
Ляпинская редкометалльно-вольфрамово-золоторудная хрусталеносная минерагеническая зона – 1.q,Au,W,R/R_2–O(PZ_3)		
Турупьинско-Маньхамбовский редкометалльный рудный район – 1.1.R/$Є_3$–O		
Турупьинский редкометалльный рудный узел прогнозируемый – 1.1.1. R	160	Тантал (Ta_2O_5) Ниобий (Nb_2O_5) Бериллий (BeO) Вольфрам (WO_3)
Маньхамбовская редкометалльная рудоносная зона 1.1.2.R	530	Тантал (Ta_2O_5) Ниобий (Nb_2O_5) Цирконий (ZrO_2 Титан (TiO_2)
Ишеримская железо-вольфрамово-золоторудная минерагеническая зона 2.Au, W, Fe/ R_2–C_1 (PZ_3)		
Ниолсовский золото-вольфрамовый рудный узел прогнозируемый – 2.0.1 Au, W	200	Вольфрам (WO_3) Золото (кор.) Серебро
Шудьинский медно-вольфрамово-железорудный узел – 2.0.2.Fe,W,Cu	350	Железо (руда) Медь Вольфрам (WO_3) Молибден
Мартайский золоторудный узел прогнозируемый – 2.0.3.Au	664	Золото (кор.) Золото (росс.)
Кожимско-Висимская золото-железорудно-полиметаллическая минерагеническая зона – 4 Pb, Zn, Fe, Au /C_3–MZ		

ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Таблица 1

ИСКОПАЕМЫХ И ИХ ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ

Тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Гидротермально-метасоматический	ГДП-200	P_3 P_3 P_3 $P_1 + P_2 + P_3$	9,4 тыс. т 93 тыс. т 42 тыс. т 6,6 тыс. т	Поисковые работы I очереди	62, 91
Гидротермально-осадочный	Поисковые работы	P_2 P_2 P_2 P_2	2 тыс. т 22 тыс. т 95 тыс. т 153 тыс. т	Поисково-оценочные работы II очереди	446
Гидротермальный	ГДП-50, общие поиски	P_2 P_3	17 тыс. т 48 тыс. т	Поисково-оценочные работы II очереди	216
		P_2 P_3	6,6 т 5,0 т		
		P_2	1,2 т		
Магматический, остаточно-инфильтрационный	ГДП-50, общие поиски	P_1 P_2	17 млн т 104 млн т	Поисково-оценочные работы II очереди, электроразведка	348
Гидротермально-метасоматический		P_1 P_2	110 тыс. т 190 тыс. т		
Скарновый		P_2	40 тыс. т		
		P_2	70 тыс. т		
Гидротермальный	ГДП-200, ГС-50	P_2	27 т	Поисковые работы II очереди	57, 390
Аллювиальный		P_1 P_2	0,1 т 1,7 т		

Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км^2	Вид полезного ископаемого
Илычская свинцово-цинковая рудная зона – 4.1.Pb, Zn/O_2–S_1 В том числе:	790	Свинец Цинк Медь
Шантым-Прилукский свинцово-цинковый рудный узел – 4.1.1 /Pb, Zn	72	Свинец Цинк Медь
Вишерско-Висимская марганцево-золото-железорудная зона – 4.2.Fe,Au,Mn/O_2–MZ		
Расьинско-Приисковский золото-железорудный узел – 4.2.1. Fe, Au	260	Железо (руда) Золото (кор.)
Щугорско-Вуктыльский угленосный район – 4.3.УК/C_1	980 (в границах листа)	Уголь
Верхнеманьинско-Синегорская железо-золоторудная минерагеническая зона – 5.Au,Fe/Є$_3$–O(MZ)		
Няйский золоторудный узел прогнозируемый – 5.0.1/Au/ Є$_3$–O_3	490	Золото (кор.)
Западно-Тагильская ванадиево-титаноносная платино-железо-меднорудная минерагеническая зона – 7.Cu,Fe,Pt(Ti,V)/O–D		
Тарньерско-Шемурский меднорудный узел – 7.0.4Cu/O_3–S_1	460	Медь Цинк
Иоутыньинский меднорудный узел прогнозируемый – 7.0.1. Cu/O_3–S_1	4,5	Медь Цинк
Малососьвинский меднорудный узел прогнозируемый – 7.0.2.Cu/O_3–S_1	76	Медь Цинк
Саум-Владимирский меднорудный узел прогнозируемый – 7.0.3.Cu/O_3–S_1	114	Медь Цинк
Покровский золото-железорудный узел – 7.0.7. Fe, Au/S_2–D_3	600	Железо (руда) Золото
Северо-Предуральская угленосно-соленосная минерагеническая зона – 9.hl,УК,УБ/P		

Продолжение табл. 1

Тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Гидротермально-осадочный стратиформный	АФГК-200, ГС-50, ГДП-200	P_3 P_3 P_3	1100 тыс. т 680 тыс. т 90 тыс. т	Поисковые работы II очереди	355
	Поисковая	P_2 P_2 P_2	570 тыс. т 500 тыс. т 40 тыс. т	–	
Гидротермальный (Au); Fe –гидротермально-метасоматический, остаточно-инфильтрационный	ГДП-200	P_3 P_3	2000 тыс. т 36 т	Поисковые работы II очереди с бурением, электроразведка	252
Биогенно-осадочный	ГС-200	P_1 P_3	67 млн т 45 млн т	Поисковые работы II очереди	
Гидротермальный кварцево-жильный	ГДП-50	P_3	30 т	Прогнозно-поисковые работы II очереди	356
Колчеданный	ГДП-200, на основных месторождениях – разведочная стадия	P_2; P_3 P_2; P_3	400; 1000 тыс. т 640; 1600 тыс. т	Поисковые работы в западной части узла I очереди	57, 353
»		P_3 P_3	11,7 тыс. т 6,3 тыс. т	–	»
»	ГС-50	P_3 P_3	113 тыс. т 169 тыс. т	Поисковые работы II очереди	353
»	ГДП-200	P_1; P_2; P_3 P_1; P_2;P_3	25,6; 240; 210 тыс. т 24,6; 140; 130 тыс. т	Поисковые работы I очереди	353, 57
Скарновый (Fe), гидротермальный жильный (Au)	ГДП-200; для Fe – разведочная	P_2 P_3	120 тыс. т 65 т	Поисковые работы II очереди на золото	44

Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км^2	Вид полезного ископаемого
Верхнепечорский соленосный бассейн – 9.1.hl,crl,sy/P_1	7150	Соли натриевые (NaCl)
		Соли магниевые (MgO)
		Соли калиевые (K_2O)
Тиманская бокситоносная минерагеническая зона (бассейн) – 11.Al /D_2–C_1		
Южно-Тиманский бокситоносный район – 11.1.Al/D_2–C_1		Бокситы с низким содержанием серы
Ижемский бокситоносный узел – 11.1.1.	1200	»
Верхне-Вольский бокситоносный узел – 11.1.2.	900	»
Тимано-Печорская сланценосная минерагеническая зона (бассейн) – 12.СГ/J_3		
Ижемский сланценосный район – 12.1.СГ В том числе:	14 400	Горючие сланцы
Айювинский сланценосный узел – 12.1.1.СГ	1050	»
Сочленение Тиманской и Западно-Уральской минерагенических мегазон		
Полюдовско-Ксенофонтовский алмазоносный район прогнозируемый – 0.1 di/C–MZ	2000	Алмазы (кор.)

Окончание табл. 1

Тип оруденения	Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
Осадочный хемогенный	ГДП-200	P_1 P_3	592 000 млн т 28 000 млн т	Поисковые работы II очереди в южной части бассейна (Пермская область)	Накоряков, 2002
		P_1	148 млн т		
		P_1 P_2	141 млн т 1186 млн т		
Осадочный	ГС-200, поисковая			Поисковые работы II очереди	360, 426
»		P_2	70 млн т		»
»		P_1	55 млн т	Поисково-оценочные работы II очереди	»
Биогенно-осадочный		P_2	3338 млн т	Поисковые работы II очереди	355
		P_2	2528 млн т	Поисково-оценочные работы I очереди	
Лампроитоидный ?	ГДП-200, общие поиски	P_3	3,5 млн карат	Поисковые работы I очереди с бурением	251 и др.

ПРОГНОЗИРУЕМЫЕ РОССЫПНЫЕ И РУДНО-РОССЫПНЫЕ

Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км^2	Вид полезного ископаемого	Тип россыпного (коренного) объекта
Западно-Уральская алмазо-золотороссыпная минерагеническая зона –14. Au,di/P_2–Q			
Щугорско-Верхнепечорский алмазороссыпной район прогнозируемый – 14.1 di /P_2–Q	11 000	Алмазы	Аллювиальный
		Золото	
Красновишерский алмазороссыпной район – 14.2.di /P_2–Q	7500	Алмазы	Аллювиальный, эрозионно-карстовый
Предпарминский золото-алмазороссыпной район прогнозируемый – 15.3.Au, di /N_2–Q	5100	Золото	Прибрежно-морской, пролювиально-аллювиальный
		Алмазы	
Восточно-Уральская платино-золоторос-сыпная минерагеническая зона – 15.Pt,Au/ R_3–PZ, N–Q			
Верхнепечорский золотоносный рудно-россыпной узел прогнозируемый – 15.0.1.Au	1000	Золото (кор.)	Гидротермальный, метаморфогенно-гидротермальный
		Золото (росс.)	Аллювиальный
Северо-Сосьвинский платино-золотоносный рудно-россыпной район – 15.1.Au,Pt	1900 (в границах листа)	Золото (кор.)	Гидротермальный, гидротермально-осадочный
		Золото (росс.)	
		Платина (росс.)	
Вижайско-Вагранский платино-золотоносный рудно-россыпной район – 15.2.Au,Pt/N–Q			
Сосьвинско-Вагранский платино-золотонос-ный рудно-россыпной узел – 15.2.1./Au,Pt	2500	Золото (кор.)	Гидротермальный, гидротермально-метаморфогенный; магматогенный (Pt)
		Платиноиды (кор.)	
		Золото (росс.)	Аллювиальный
		Платиноиды (росс.)	

Таблица 2

ОБЪЕКТЫ И ИХ ПРОГНОЗНЫЕ РЕСУРСЫ

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
ГДП-200	P_3	2,0 млн карат	Поисковые работы II очереди	Авторские материалы
	P_3	1,85 т		
ГДП-200, поисково-разведочная	P_2 P_3	1,31 млн карат 1,84 млн карат	–	218, 252
ГДП-200	P_3	6,5 млн карат	Прогнозно-поисковые работы II очереди	Авторские материалы
	P_3	0,7 т		
ГС-50, поисковые работы на россыпное золото	P_3	20 т	Поисковые работы II очереди	359, 393, авторские материалы
	P_2 P_3	0,2 т 1,3 т	–	
ГС-50, ГДП-50, поисковые работы на россыпи	P_3	76 т	Поисковые работы I очереди	357, 376
	P_3 P_2 P_1	2,8 т 0,46 т 0,09 т	–	
	P_3	0,07 т	–	
ГДП-200, поисково-оценочные и разведочные работы на основных россыпях	P_3	100 т	Поисковые работы I очереди	45, 332
	P_3	33 т		
	P_2; P_1	1,74; 2,84 т	–	
	P_2; P_1	0,36; 0,71 т		

Название и ранг объекта и его индекс на схеме прогноза	Площадь объекта, км^2	Вид полезного ископаемого	Тип россыпного (коренного) объекта
Вижайский платино-золотоносный рудно-россыпной узел прогнозируемый – 15.2.2 Au, Pt	1000	Золото (кор.)	Метаморфогенно-гидротермальный, гидротермальный
		Платиноиды (кор.)	
		Золото (росс.)	Аллювиальный, делювиально-пролювиальный
		Платиноиды (росс.)	
Сочленение Западно-Уральской россыпной минерагенической зоны с Предуральской минерагенической областью			
Среднепечорский золотороссыпной район – 0.2.Au/Q	5500	Золото	Аллювиальный

Окончание табл. 2

Завершенная стадия работ	Категория ресурсов	Ресурсы	Рекомендации, виды работ и их очередность (I, II очередь)	Источник информации
ГДП-200	P_3	50 т	Поисковые работы, I очереди	57, 250
	P_3	15 т		
	P_2	2,86 т	–	
	P_2	1,23 т		
ГС-200, поисковые работы на россыпное золото	P_3	4,7 т	–	Муравьев и др., 1973; Капустин и др., 1988

Таблица 3

РЕСУРСЫ УГЛЕВОДОРОДОВ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА P-40

Элементы районирования	Площадь, тыс. км^2	Прогнозные (D_1, D_2) и перспективные (C_3) ресурсы									
		Нефть, млн т			Свободный газ, млрд м^3			Газоконденсат, млн т			Суммарные прогнозные ресурсы (кат.D), млн т у. т.
		D_1	D_2	C_3	D_1	D_2	C_3	D_1	D_2	C_3	
Тимано-Печорская НГП											
Тиманская НГО											
Ухта-Ижемский НГР	8,9	75,5	18,8		5,7	1,3					101,3
Ижма-Печорская НГО											
Джебольский НГР	8,6	117,5	6,9		38,5	19,8		0,4			183,1
Омра-Сойвинский НГР	3,7	48,7	6,1	4,0	16,2						71,0
Мичаю-Пашнинский НГР	2,4	91,3	19,0	10,4	1,7			0,4			112,4
Велью-Тэбукский НГР	8,2	188,4	20,4	51,3							208,8
Северо-Предуральская НГО											
Верхнепечорский НГР	13,1	44,7	46,6	2,5	62,4	21,8	1,2	18,1	7,2	0,5	200,8

Вуктыльский НГР	3,4	8,6	4,7		56,8	30,6	0,4	7,3	8,4	0,1	116,4
Курьинско-Патраковский НГР	6,4				126,9	30,7	3,1	13,9	8,0	0,1	179,5 **264**
Волго-Уральская НГП											
Средне-Предуральская НГО											
Соликамский НГР		89									89
Западноуральская прогнозируемая НГО											
Щугорско-Тимаизский перспективный НГР						**200**			**45**		**245**
Печоро-Сыпучинский перспективный НГР						75,6 **345**			14,8 **85**		**430**

П р и м е ч а н и е. 1. Прогнозные ресурсы НГР даны для площадей в границах листа Р-40. 2. Выделены авторские ресурсы.

Таблица 4

СВОДНАЯ ТАБЛИЦА ПРОГНОЗНЫХ РЕСУРСОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ТЕРРИТОРИИ ЛИСТА P-40

Группа, подгруппа полезных ископаемых		Вид полезных ископаемых	Количество прогнозируемых объектов	Единица измерения	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Горючие	Углеводородное сырье	Нефть Газ Газоконденсат	**Тиманская НГО**	млн т у. т.	$D_1 + D_2$	101,3
			Ижма-Печорская НГО	»	»	575,4
			Северо-Предуральская НГО	»	»	581,2
			Средне-Предуральская НГО	»	»	89,0
			Западно-Уральская НГО (прогнозируемая)	»	»	675,0
		Итого:		»	»	2021,9
	Твердые горючие ископаемые	Сланец горючий	**Тимано-Печорская минерагеническая зона** Ижемский сланценосный район	млн т	P_2	3338,0
		Уголь каменный	**Кожимско-Висимская минерагеническая зона** Щугорско-Вуктыльский угленосный район	»	P_1 P_3	67 ,0 45,0
		Итого угля каменного:		»	$P_1 + P_3$	112,0
Металлические	Черные металлы	Железо (руда)	**Ишеримская минерагеническая зона** Шудьинский рудный узел **Кожимско-Висимская минерагеническая зона** Расьинско-Приисковский рудный узел **Западно-Тагильская минерагеническая зона** Покровский рудный узел	»	P_1 P_2 P_3	17,0 224,0 2,0
	Цветные металлы	Итого железа:		»	$P_1 + P_2 + P_3$	243,0

Металлические	Цветные металлы	Свинец	**Кожимско-Висимская минерагеническая зона** Илычская рудная зона	тыс. т	P_2	1100
		Цинк	**Кожимско-Висимская минерагеническая зона** Илычская рудная зона **Западно-Тагильская минерагеническая зона** Четыре меднорудных цинковосодержащих рудных узла прогнозируемых	»	P_1 P_2 P_3	24,6 1460,0 1905,3
		Итого цинка:		»	$P_1 + P_2 + P_3$	3389,9
		Медь	**Ишеримская минерагеническая зона** Шудьинский рудный узел **Кожимско-Висимская минерагеническая зона** Илычская рудная зона **Западно-Тагильская минерагеническая зона** Четыре меднорудных узла прогнозируемых	»	P_1 P_2 P_3	135,6 920,0 1334,7
		Итого меди:		»	$P_1 + P_2 + P_3$	2390,3
		Вольфрам (WO_3)	**Ляпинская минерагеническая зона** Турупьинский рудный узел прогнозируемый **Ишеримская минерагеническая зона** Ниолсовский рудный узел прогнозируемый Шудьинский рудный узел	»	P_2 P_3 P	57,0 48,0 6,6
		Итого WO_3:		»	P	111,6
		Молибден	**Ишеримская минерагеническая зона** Шудьинский рудный узел	»	P_2	70,0
		Алюминий	**Тиманская минерагеническая зона** Два бокситоносных узла	млн т	P_2 P_1	70,0 55,0
		Итого алюминия:		»	$P_1 + P_2$	125,0

Продолжение табл. 4

Группа, подгруппа полезных ископаемых		Вид полезных ископаемых	Количество прогнозируемых объектов	Единица измерения	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Металлические	Редкие металлы	Тантал (Ta_2O_5)	**Ляпинская минерагеническая зона** Турупьинский рудный узел прогнозируемый Маньхамбовская рудоносная зона	тыс. т	P_3 P_2	9,4 2,0
		Ниобий (Nb_2O_5)		»	P_3 P_2	93,0 22,0
	Итого:			»	$P_2 + P_3$	126,4
	Благородные металлы	Золото (кор.)	**Ишеримская минерагеническая зона** Ниолсовский рудный узел прогнозируемый Мартайский рудный узел прогнозируемый **Кожимско-Висимская минерагеническая зона** Расьинско-Приисковский рудный узел **Верхнеманьинско-Синегорская минерагеническая зона** Няйский рудный узел прогнозируемый **Западно-Тагильская минерагеническая зона** Покровский рудный узел **Восточно-Уральская минерагеническая зона** Верхнепечорский рудно-россыпной узел *прогнозируемый* Северо-Сосьвинский рудно-россыпной район Сосьвинско-Вагранский рудно-россыпной узел *прогнозируемый* Вижайский рудно-россыпной узел *прогнозируемый*	т	P_3 P_2	382,0 33,6
		Итого золота коренного:		»	$P_2 + P_3$	415,6

Металлические	Благородные металлы	Золото (росс.)	**Ишеримская минерагеническая зона** Мартайский рудный узел *прогнозируемый* **Западно-Уральская минерагеническая зона** Щугорско-Верхнепечорский россыпной район *прогнозируемый* Предпарминский россыпной район *прогнозируемый* **Восточно-Уральская минерагеническая зона** Верхнепечорский рудно-россыпной узел *прогнозируемый* Северо-Сосьвинский рудно-россыпной район Сосьвинско-Вагранский рудно-россыпной узел *прогнозируемый* Вижайский рудно-россыпной узел *прогнозируемый* **Сочленение Западно-Уральской минерагенической зоны с Предуральской минерагенической областью** Среднепечорский россыпной район	»	P_3 P_2 P_1	12,45 6,96 3,03
		Итого золота россыпного:		»	$P_1 + P_2 + P_3$	*22,44*
		Платина и МПГ (кор.)	**Восточно-Уральская минерагеническая зона** Вижайский и Сосьвинско-Вагранский рудно-россыпные узлы *прогнозируемые*	»	P_3	48,0
		Платина и МПГ (росс.)	**Восточно-Уральская минерагеническая зона** Северо-Сосьвинский рудно-россыпной район Сосьвинско-Вагранский рудно-россыпной узел прогнозируемый Вижайский рудно-россыпной узел прогнозируемый	»	P_3 P_2 P_1	0,07 1,59 0,71
		Итого платины и МПГ (росс.):		»	$P_1 + P_2 + P_3$	2,37

Окончание табл. 4

Группа, подгруппа полезных ископаемых		Вид полезных ископаемых	Количество прогнозируемых объектов	Единица измерения	Категория прогнозных ресурсов	Прогнозные ресурсы
Неметаллические	Драгоценные и поделочные камни	Алмаз (кор.)	**Сочленение Тиманской и Западно-Уральской минерагенических зон** Полюдовско-Ксенофонтовский алмазоносный район *прогнозируемый*	млн карат	P_3	3,5
		Алмаз (росс.)	**Западно-Уральская минерагеническая зона** Красновишерский россыпной район Щугорско-Верхнепечорский и Предпарминский россыпные районы *прогнозируемые*	»	P_3 P_2	4,54 1,31
		Итого алмазов россыпных		»	$P_2 + P_3$	5,85

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение. *В. Н. Иванов, Г. А. Петров, В. П. Водолазская.* 3
Стратиграфия. *В. Н. Иванов, Г. А. Петров, С. И. Кириллин, Д. В. Зархидзе, В. В. Стефановский, В. П. Водолазская* 11
Магматические, метаморфические и метасоматические образования. *Н. А. Кузенков, Г. А. Петров.* 149
Тектоника. *Н. А. Кузенков, С. И. Кириллин, Г. А. Петров, Н. Г. Берлянд, А. В. Жиганов* 184
История геологического развития. *В. Н. Иванов, Г. А. Петров, С. И. Кириллин, А. В. Жиганов* 228
Геоморфология. *Д. В. Зархидзе, В. В. Стефановский* 241
Полезные ископаемые 247
Горючие ископаемые 247
Нефть и газ. *В. П. Водолазская, И. Ю. Курзанов, Т. Л. Полянская* 247
Твердые горючие ископаемые. *И. Ю. Курзанов, Е. В. Стороженко* 250
Металлические ископаемые. *И. Ю. Курзанов, Е. В. Стороженко, В. П. Водолазская* 253
Неметаллические ископаемые. Подземные воды. *И. Ю. Курзанов, Е. В. Стороженко, А. В. Шумилов, А. В. Жиганов* 273
Закономерности размещения полезных ископаемых и оценка перспектив района. *И. Ю. Курзанов, В. П. Водолазская, Е. В. Стороженко, А. В. Жиганов* 288
Гидрогеология. *С. И. Кириллин, В. В. Стефановский* 329
Эколого-геологическая обстановка. *В. В. Стефановский, Н. А. Васильченко, Н. С. Глазырина* 339
Заключение. *В. П. Водолазская, В. Н. Иванов, Г. А. Петров* 344
Список литературы 347
Приложение 1. Указатель объектов полезных ископаемых и их признаков, показанных на картах полезных ископаемых и плиоцен-четвертичных образований территории листа P-40 371
Приложение 2. Таблицы прогнозируемых объектов полезных ископаемых и их прогнозных ресурсов. 408

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение)

Серия Уральская

Лист P-40 – Североуральск

Объяснительная записка

Редактор *Т. В. Брежнева*

Подписано в печать 10.12.07. Формат 70 × 100/16.
Гарнитура NewtonC. Печать офсетная.
Печ. л. 26,75 + 9 вкл. Уч.-изд. л. 44. Тираж 150 экз. Заказ 80000020

Картографическая фабрика ВСЕГЕИ
199178, Санкт-Петербург, Средний пр., 72
Тел. 328-9190, факс 321-8153