

О-40-VI МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ "УРАЛГЕОЛОГИЯ"

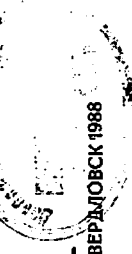
ГОСУДАРСТВЕННАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР
МАСШТАБ 1:200 000

Серия Среднеуральская
Лист О-40-VI

ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составили: Л.П.Ефимова, С.А.Зворская,
Н.А.Шахова
Редактор: В.В.Шалагинов

Утверждена Научно-Редакционным советом Министерства геологии СССР
при ВСЕГЕИ 12 декабря 1985 года, протокол №41



24902
СВЕРДЛОВСК 1988
АВТО
ОН: 15055; Г.к.- в отк.р.ф.

В В Е Д Е Н И Е

Описываемая территория находится в южной части Северного Урала, административно располагаясь в Карпинском и Ново-Лялинском районах Свердловской области.

Западная часть ее гористая; на северо-западе располагается субликвотный хребет Санных Гор, к югу от него изолированные вершины Ольвинский Камень и Буртым и горный кряк Кытлымского и Павлинского массивов, занимающий несколько десятков км². Восточная половина территории пониженная с небольшими (до 500 м над уровнем моря) вершинами, на севере крупные озерами (Мал.Княспинское, Бол.Княспинское, Антипинское и др.) и широким развитием заболоченных участков, фактически занимающих половину площади. Самой высокой точкой района - 1569 м над уровнем моря является вершина Конжаковского Камня, венчающая Кытлымский массив; здесь же находится вершина: Тылайский Камень - 1520 м, Серебрянский Камень - 1305 м, а юго-восточнее - Сухогорский Камень - 1201 м. Изолированно расположенный севернее Ольвинский Камень имеет высоту 1041 м. Наименьшая отметка 167 м находится в юго-западной части района у впадения р. Мал.Талицы в р. Лобву.

Главный Уральский водораздел проходит через вершины Ольвинского, Конжаковского и Косьявского Камней. Речная сеть к западу от этой условной линии относится к бассейну р. Вишеры, восточнее - к бассейну р. Оси. Река западного склона Пожва, Тылай, Косья представлена лишь верхним течением своих извилистых истоков; ширина их достигает 1-2 м, глубина не более 1 м. Она многоводна в период снеготаяния и дождевых сезонов, но для сплава в этой части не пригодна. Реки восточного склона Турья, Каква и Лобва с многочисленными правыми и левыми

ми притоками берут начало в западной части территории и текут на юго-восток. Их истоки и притоки в горной части на отдельных участках приморские, порожисты с крутым падением русла. За пределами гор в восточной половине течения рек становится спокойным, русла извилисты с пологим падением, берега часто заболочены.

Речки всех рек находятся в зависимости от обилия осадков в горной части. Ширина их в летний период в низовьях достигает 10-25 м, глубина 5-10 м, скорость течения 1,5-0,5 м/с. В нижней части реки могут быть использованы при лесосплаве, но неудоходны.

Вся площадь, за исключением гребней и привершинных склонов гор, расположенных выше границы леса, и участков, занятых болотами, покрыта лесом. Обычно это густая пихтово-еловая тайга - черномелье с лиственницей и кедром. Старые вырубленные участки тайги заняты смешанным, преимущественно березовым лесом с подчиненными хвойными видами и кустарниками (ольха, ямусость).

Граница леса располагается на высоте 800-900 м над уровнем моря; примерно с 600-700 м деревья становятся ниже и тоньше, а гипсометрически выше постепенно сменяются кустарниками, редкими карликовыми лиственными и хвойными видами. Еще выше наблюдаются элементы солифлюкционных образований - каменные кольца, полигональные грунты, пятнистые тундры и т.п.

Климат района резко континентальный с коротким летом и продолжительной зимой. Среднегодовая температура $-0,2^{\circ}\text{C}$, среднемесячная температура января $-14,7^{\circ}\text{C}$, июля $-(+17,7^{\circ}\text{C})$ (данные метеостанции в пос. Всеволодо-Благодатском). Максимальная температура $+36^{\circ}\text{C}$, минимальная $-(-45^{\circ}\text{C})$. Пять месяцев температура может доходить до -25°C , в течение 7 месяцев поднимается выше $+10^{\circ}\text{C}$. Годовое количество осадков составляет 560 мм, из них 55% выпадает в течение четырех летних месяцев - мая, июня, июля и августа.

Первый снег появляется в начале сентября, в горных районах в конце августа; сплошной снежный покров устанавливается в октябре. Сходит снег в середине мая, в горах лишь в конце июня - начале июля. В мае иногда наблюдаются сильные снегопады, летом бывает низкая облачность, неделями закрывающая горы.

Продолжительность времен года: зима - 176, весна - 70, ле-

то - 50, осень - 70 дней. В горных районах лето короче, зимний сезон длиннее.

Район обжит неравномерно; наиболее промышленная часть его приурочена к г. Карпинску, расположенному на р. Турье близ восточной границы площади. Вторым крупным населенным пунктом - пос. Кытлым - находится в юго-западной части листа. Он расположен в верховьях р. Лобвы и окружен кольцом высоких гор Кытлымского массива. На берегах рек в восточной части района расположено несколько небольших поселков: Башеневка, Галка, Черный Яр, Старый Перевоз, Веселовка. Город Карпинск связан железной дорогой со Свердловском на ште и Североуральском и йделем на севере. Поселок Кытлым связан с г. Карпинском удушенной грунтовой дорогой-трактом, доступной для автотранспорта круглый год. Параллельно тракту проложена линия высоковольтной электрорепарации, соединяющая энергетические системы западного и восточного склонов Урала. Все другие поселки связаны грунтовыми дорогами менее высокого класса. Кроме того, в северной части листа существуют две субпараллельные направленные дороги целевого назначения - лесовозные; они соединяют лесоперерабатывающее предприятие в г. Карпинске с лесоразработками в верховьях рр. Лобвы и Талая. Практически они эксплуатируются круглый год.

Лесозаготовительные работы, начатые в 70-х годах в небольших масштабах в пределах описываемой площади проводятся и в настоящее время. Лес в качестве строительного материала и топлива используется на территории района и вывозится в другие районы страны по железной дороге Идель-Свердловск.

В прошлом пос. Кытлым был одним из центров разведки платиновых россыпей Урала. Эксплуатировались платиновые россыпи по рр. Лобвы и Косье, источником образования которых были дуниты Косынского Камня. В настоящее время драгмаи перемещаются старые отвалы. В восточной части района в прошлом эксплуатировались буроголовые месторождения в районе г. Карпинска.

Оснащенность района неравномерная: хорошо обжиты гребни и вершины гор, склоны которых часто скрыты под каменными осипами. Кроме того, в восточной части района имеются преграды - тые разрезы по долинам крупных рек и их притокам. На остальной площади обеспеченность довольно слабая.

2

те чего построены разрез до глубин 9-10 км [120, 121].

Из тематических и обобщающих исследований следует назвать ряд работ под руководством Аваньевой Е.М., решающих вопросы структурно-формационного, структурно-тектонического и металлогенетического плана [80, 81, 82].

При подготовке к изданию настоящего листа были использованы карты магнитного и гравитационного полей масштаба 1:200 000 и, в необходимых случаях, 1:50 000, включившие в себя все съемки последних лет. Геохимические работы проводились в основном на ограниченных территориях, главным образом, в восточной части листа [126, 128, 129]. Кроме того, часть их сопутствовала крупномасштабным съемкам [89, 114]. Гидрогеологические поисково-оценочные работы проводились уральской экспедицией с 1978 года на площади в радиусе 30-50 км от г.Карпинска с целью конкретизации перспективных водозаборных участков. В результате работ дана отрицательная оценка перспектив выявления новых крупных месторождений подземных вод непосредственно вблизи водопотребителя [109].

Работы по составлению Государственной геологической карты и карты полезных ископаемых листа 0-40-У1 были начаты в апреле 1979 г., но в связи с отсутствием исполнителя в течение двух лет (с апреля 1980 по апрель 1982 г.) были законсервированы и затем были проведены в срок с апреля 1982 по апрель 1985 г.

При составлении были использованы геондизикационная карта масштаба 1:200 000, составленная под руководством А.Г.Дученко [108] и аэрофотоснимки масштаба 1:25 000. Степень дешифрируемости последних неодинакова; хорошо дешифрируются массивы Шлатиноского пояса, фрагменты строения кольцевых структур в вулканических образованиях Татальского метасинклиналя.

Летом 1983 г. в пределах зоны рифейских отложений, метаморфизованных пород польской свиты и вулканических образований Силура в северо-западной части территории Л.П.Кадомовой и Н.А.Шаховой были выполнены редакционно-увязочные маршруты в объеме 50 пот.км и проведено изучение детальных разрезов по наиболее обремененной части лесовозных дорог и долинам рек.

Геофизические данные, приведенные во всех главах объяснительной записки, подобраны и интерпретированы С.А.Зворской.

Геологическая карта Урала в масштабе 1:200 000 [148]: к этому времени лист 0-40-У1 еще не был полностью охвачен съемочными работами масштаба 1:50 000, поэтому многие элементы геологии, особенно в восточной зоне, на представляемом листе Государственной геологической карты более обобщены.

В 60-70-х годах в пределах листа проводятся поисковые работы на железо и медь [87, 103, 142, 163]. Оценочные и поисковые работы на дуниты [106], анортозиты [104, 106], мезозойские бокситы [126]. В 70-х годах на базе всех имеющихся геологических данных в пределах территорий Урала проводятся обобщающие прогнозные работы на медь и железо [122, 123, 141], наиболее интересные результаты опубликованы [37, 38, 50]. Составляется под редакцией В.А.Лидера карта четвертичных отложений Урала в масштабе 1:500 000 [130], а также издается монография [42]; в этом же масштабе И.Д.Соболевым составляется тектоническая карта Урала [149], обобщаются К.К.Золотовым сведения по асбесту [26]. Палеонтологами УГСЭ были проведены работы по расчленению на основании сборов фауны отложений силура и девона, позволяющие выделить на карте границу прайдолия и лок-кова [93, 172].

С 1948 г. на восточной половине площади начались планомерные магнитные съемки, сопровождаемые детальными электроразведочными работами с целью обнаружения крупных железорудных и медноколчеданных месторождений. В 1962 г. Н.Е.Амбро [112] объединяет результаты разрозненных съемок в единую сводную магнитную карту масштаба 1:200 000. В 1963 г. при оценке прогнозов по Покровской железорудной зоне были составлены сводные магнитные карты масштаба 1:50 000, действующие до сих пор [79]. В 1983 г. большая часть восточной половины листа покрывается высокоточной повсюточной аэромагнитной съемкой масштаба 1:10 000 с целью выделения аномалий от глубоководных магнетитовых руд [165].

В 1962 г. С.А.Тагановым проведена гравиметровая съемка масштаба 1:200 000 [155]. С этого времени гравиразведка становится доминирующей в комплексе геофизических методов при изучении геологического строения восточной половины площади. Сейсмографические работы в комплексе с профильной гравиразведкой и магнитографической проведены на двух широтных профилях через всю площадь листа (Тоганский и Волчанский), в результате

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении района принимают участие осадочные, вулканогенные и метаморфизованные породы в широком возрастном диапазоне — от верхнего протерозоя (верхнего рифея) до верхнего триаса и каменноугольного.

Разрез верхнего протерозоя представлен кварцито-песчаниками (ишеримская свита) и сланцами (велсовская свита), слогающими восточное крыло Ляпинско-Кутимского метантиклинория в крайней северо-западной части листа.

Отложения ордовика, заметающие несогласно на верхнепротерозойских образованиях, представлены преимущественно терригенными образованиями в нижней части разреза (саранхапнерская, тельсосская, хомасьянская свиты), сланцами и метаморфизованными вулканогенными породами (польинская и выйская свиты) — в верхней. Они слогают западное крыло Тагильского метантиклинория, центральная часть которого выполнена вулканогенными образованиями силура и преимущественно карбонатными осадочными породами; эти отложения в виде субмеридиональных зон руполыняют центральную и восточную части листа, включая на северо-востоке тела гипербазитов Салатимского пояса, в центральной части — массивы Платиноносного пояса (Княспинский, Кытлымский и Цавдинский) и на востоке — гранитоидные массивы (Зареченский и Ешеневско-Исаковский).

В пределах листа выделяются две зоны регионального метаморфизма: на территории распространения отложений протерозоя, нижнего и среднего ордовика — фации зеленых сланцев, среднего и верхнего ордовика (польинская и выйская свиты) — эпидиотамфиолитовой фации.

Породы верхнего протерозоя и палеозоя перекрываются изобильно в пределах, главным образом, Богословско-Велсовской депрессии — триасовыми осадочными угленосными отложениями и по всей площади — маломощным (С, 5-10,0 м) чехлом рыхлых четвертичных континентальных образований различных генетических типов.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Отложения верхнего рифея имеют крайне ограниченное развитие. Они представлены терригенными (ишеримская свита) и терригенно-карбонатными (велсовская свита) породами, слогающими небольшие горы в верховьях р. Ложь в северо-западном углу листа.

Ишеримская свита (R_3^{15}) представлена кварцито-песчаниками и кварцитами, слогающими ядро Ишеримско-Цульинской метантиклинорала и сонамающимися на г. Сред. Санный Камень. Хорошие разрезы отсутствуют. На соседней к северу площади в составе ишеримской свиты выделены две подсвиты: нижняя — сланцево-кварцитовая и верхняя — кварцито-песчаниковая.

На описываемой территории установлена толща, по литологии — чехским особенностям сопоставляемая с верхней подсвитой соседних районов. Она представлена массивными асеноурнистыми, иногда сливными, кварцито-песчаниками и кварцитами белого, розоватого и желтоватого цветов с прослоями серпентинизированных сланцеванных разностей. Главный породообразующий минерал, составляющий 95-98% объема породы, кварц в виде изометричных, иногда с зубчатыми очертаниями и волнистыми угасанием зерен. Акцессорные минералы апатит, гематит, турмалин, редко циркон. В рассланцованных кварцито-песчаниках, кроме серпентита, присутствуют мусковит, хлорит и тонкораспыленное углестое вещество. В кварцевых зернах иногда наблюдаются включения иглоочек рутила или пылевидных частиц рудного минерала [98].

Полосе развития пород ишеримской свиты отвечает спокойное магнитное поле интенсивностью 180-200 гамм и наименьшие на площади значения поля силы тяжести. Все породы свиты практически немагнитны. Средняя плотность кварцито-песчаников $2,62 \text{ г/см}^3$ [155].

Нижняя граница ишеримской свиты в пределах листа не установлена. Мощность отложенной более 1000 м. Возраст свиты при этом является позднерифейским на основании положений в разрезе ниже отложенной велсовской свиты и в соответствии со стратиграфической схемой, утвержденной МХ [67] для данного района.

Велсовская свита (R_3^{16}) выделена в 1967 г. А.М. Курочкиным севернее данного листа в верхнем течении р. Велс-

К вельсовской свите он отнес карбонатно-песчано-сланцевую толщу пород, залегающую согласно на кварцито-песчанниках иперимско-кой свиты хр. Мартай. Литологически сходными породами представлена вельсовская свита и на описываемой территории, где в разрезе преобладают различные фалитизированные сланцы, относящиеся на более ранних геологических картах к вильмовской свите [48].

Обнаженность довольно слабая. Породы вельсовской свиты карстаются по коренным выходам на вершинах небольших гор и в долинах ручьев в северо-западном углу листа. Она представлена сланцами углито-глинистыми, углито-хлорит-серпичитовыми, хлорит-серпичит-кварцевыми, иногда карбонатсодержащими, кварцито-песчаниками, аповулканогенными преимущественно эпидот-хлорит-альбитовыми сланцами. В нижней части разреза преобладают зеленые аповулканогенные сланцы, основными породообразующими минералами которых являются кварц, альбит, хлорит, серпичит, эпидот, актинолит, а в верхней - углито-глинистые и углито-кварцевые фалитизированные сланцы, часто с карбонатным матриалом. Один из наиболее полных фрагментов разреза вскрыт выемками вдоль широтного отрезка лесозащитной дороги северо-западнее горы Козмер. Здесь снизу вверх наблюдаются следующие пачки, м:

1. Сланцы слюисто-хлоритовые и слюисто-кварц-хлоритовые серо-зеленого цвета, сербристые. Азимут падения 120°, угол падения 65°. 250
 2. Сланцы альбит-хлоритовые зеленые грубообес-ланцованные 10
 3. Сланцы слюисто-хлоритовые, иногда перематые и судинированные. Азимут падения сланцеватости 100°, угол падения 80°. 250
 4. Сланцы слюисто-хлоритовые тонкорассланцованные, отделенные от нижележащей пачки лейкой табродивазов мощностью 20 м. 300
 5. Сланцы углито-глинистые и углито-кварцито-вые черные с примесью карбонатного материала фалитизированные с линзами кварцито-песчаников, внизу переслаивающиеся с зелеными слюисто-хлоритовыми сланцами. Азимут падения слюистости и сланцеватости 90°, угол падения 65°. 150
 6. Сланцы слюисто-хлоритовые с прослоями углито-то-кварцито-хлоритов 40
- Общая мощность сланцев в данном разрезе 1 000 м, а максим -

маленькая мощность вельсовской свиты в пределах листа достигает 3 000 м.

Гравемагнитные поля над породами вельсовской свиты такие же, как и над породами иперимской свиты. Породы свиты немагнитны. Наименее плотными являются карбонатсодержащие сланцы. Средняя плотность их 2,56 г/см³. Плотность углито-сланцито-кварцито-вых, кварц-серпичит-хлоритовых сланцев возрастает до 2,72 г/см³ [168].

Нижняя граница вельсовской свиты устанавливается по появлению среди кварцито-песчанников иперимской свиты первых прослоев углито-хлоритовых или зеленых сланцев. Непосредственный контакт между отложениями этих двух свит обычно закрыт, но общий характер отложений, их однообразное северо-восточное простирание и падение под углом в 40-65° дают основание предполагать согласное залегание. Редкие маломощные, выклинивавшиеся по простиранию, прослои мелкогалечных конгломератов позволяют допускать местные перемены в осадконакоплении [98].

Позднеарифейский возраст свиты принимается на основании коррадиции разрезов и прослеживания ее отложения к северу, где они окarakterизованы строматолитами и онколитами третьего и четвертого комплексов, позволяющими сопоставлять их с миньярской и угской свитами Ижного и кляктанской свитой Среднего Урала [39, 49].

ОРЛОВСКАЯ СИСТЕМА

Отложения орловика имеют широкое развитие в западной части площади, где они в виде полосы шириной около 20 км слгают Лозьвинско-Ревдинскую моноклинал Тагильского метасинклинария. Кытлымским платиноносным массивом эта полоса разделена на две части, характеризующиеся определенными особенностями строения. Севернее массива отложения имеют северо-восточное простирание и фациально близки разрезам восточной подзоны Сакмаро-Лемвинской фациальной зоны. Здесь, так же как и в Сосвинско-Хутинском районе [67], выделены саранханерская (O₁), хомовинская (O₁₋₂) и польвинская (O₂₋₃) свиты.

К югу от массива отложения имеют меридиональное простирание. Нижняя часть разреза фациально близка разрезам центральной подзоны, а верхняя - восточной подзоны Сакмаро-Лемвинской зоны.

однако, от северной полосы отличаются меньшими мощностями, более ограниченными развитием черных сланцев и метаморфизованных эффузивов. Поэтому здесь так же, как и на соседнем с ш.а. лос-те, выделены тельпоская (O₁t1) и выйская (O₂-3va) свиты [40, 41, 147].

Н и ж н и й о т д е л

С а р а н х а н е р с к а я с в и т а (O₁ar). Впервые свита была выделена в 1959 г. К.А. Львовым на восточном склоне Приполярного Урала. В пределах описываемого листа представлена, в основном, кварцито-кварцевыми песчаниками, кварцитами, кварц-серпичитовыми и кварц-серпичит-хлоритовыми сланцами, гравелитами, конгломератами. Характерно закономерное уменьшение размера обломочного материала снизу вверх [44]. Обнаженность довольно слабая. Наиболее полный разрез саранханерской свиты наблюдается по выветкам вдоль лесовозной дороги от западного подножия г. Козмер до истоков р. Ольшн. где снизу вверх прослеживаются следующие пачки, м:

1. Сланцы зеленовато-серые слюдясто-кварц-хлоритовые с маломощными прослоями кварцитов и графитов. Асимптотическая слоистость 130°, угол падения 60°. 350
2. Кварциты мелкозернистые слоистые от светло-до темно-серых с прослоями мощностью до 5 м кварцито-серпичитовых средне- и мелкозернистых (до гравелитов). 300
3. Сланцы серпичит-кварцевые белые или серые с зеленоватым оттенком с прослоями кварцитов и углестро-серпичит-кварцевых сланцев серо-серого и темно-серого цвета. 500

Общая мощность саранханерской свиты в этом разрезе 1150 м. К югу от г. Козмер роль грубообломочных пород в основании разреза возрастает и ш.а. западнее г. Ольвинский Камень мощность гравелитов и конгломератов достигает 600 м. К югу мощность грубообломочных пород вновь сокращается, уменьшается и размер обломочного материала, а в верхней части разреза кроме кварц-серпичитовых сланцев появляются прослои кварц-серпичит-хлоритовых аплулканогенных зеленых сланцев, содержащих эпидот, актинолит, стильпомелан, а также прослои метаморфизованных эффузивов основного состава. Таким образом, здесь, как и в более южных районах, в составе свиты можно выделить две толщи: нижнюю - терригенную мощность от 300 до 600 м и верхнюю - сланцевую (аполулканогенную) мощность от 500 до 1000 м. Пе-

редход между ними постепенный через переслаивание. Общая мощность здесь саранханерской свиты достигает 1600 м.

Несмотря на то, что контакт с никелевыми образованиями часто тектонический, амплитуда смещения обычно небольшая и на всех аэрофотоматериалах отчетливо фиксируется азимутальное несогласие отложений. Угловое несогласие установлено на смежных с севера и юга листах [10, 11].

Породам саранханерской свиты отвечает своеобразное магнитное поле: на фоне спокойных пониженных значений большое количество узлокальных аномалий с амплитудой 500-1000 гамм и более. Размер аномалий 200-400х1000-4000 м, простирание северо-восточное, совпадающее с простиранием литологических разностей. Установлено обогащение пород магнетитом. Так кварциты и кварцито-песчаники с повышенным содержанием магнетита имеют магнитную восприимчивость 1000·10⁻⁶ Стс и выше [168]. Граница между магнитными полями над породами велсовской и саранханерской свит определяется уверенно. В поле силы тяжести образования саранханерской свиты лежат в пределах гравитационной ступени с градиентом 2,5 мГл/км. Направление изомомал согласуется с простиранием свиты (рис.1).

Нижеордовикский возраст саранханерской свиты принимается на основании литологической корреляции с более северными разрезами, где установлены остатки фауны нижнего ордовика [139], а также на основании утвержденного стратиграфической схемы [67].

Одним из надежных коррелятивных признаков, позволяющих сопоставлять отложения с саранханерской свитой северных районов, является характер физических полей [168], облик и состав терригенной пачки (наличие хорошо окатанных, удлиненных галек серпичитового кварца, серых кварцитов, тематизированных липаритов), состав метаморфизованных эффузивов.

Тельпоская свита (O₁t1) была выделена в 1949 г. К.А. Львовым на западном склоне Приполярного Урала, где она представлена пестроцветными кварцито-кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями фаллитов и покровными эффузивов основного состава. Последующими геологическими съемками отложения тельпосской свиты были прослежены на Северном Урале до широты горы Белый Камень, однако, здесь в ее разрезе значительно большую роль приобретает вулканогенные образования.

На описываемой площади отложения тельпосской свиты выделяются к плу от Кнтелмского массива. Обнаженность довольно плохая, но у южной рамки листа разрез вскрыт шурфами [161], причем разрез неполный, отсутствует нижняя терригенная часть, которая появляется только на смежных с запада и юга листах, где она залегает с угловым и азимутальным несогласием на породах докембрия. В физических полях отложения тельпосской свиты практически не выделяются.

В пределах рассматриваемого листа разрез существенно вулканический. В строении его выделяются три части. Нижняя представлена метаморфизованными эффузивами основного состава, неслаивающимися с хлорит-кварцевыми сланцами, нередко гематитизированными. Мощность 250 м. Средняя часть сложена хлорит-кварцево-углистыми сланцами с прослоями метаморфизованных вулканических образований основного, реже кислого состава, сланцев, песчаных сланцев, песчанков и гравелистов и выклинивающимися прослоями кремнисто-углистых сланцев и известняков. Мощность 300 м. Верхняя часть разреза состоит из метабазитов часто с реликтовыми минеральными структурами, а иногда и с сохранившейся подтечной и шаровой отдельностью. Мощность 170 м. Общая мощность отложений тельпосской свиты более 700 м; характер соотношений с подстилающими отложениями в пределах листа неизвестен.

На основании корреляции отложений с подобными образованиями в разрезе по р. Косье Б.К. Ушков [161] относит нижнюю часть их к верхнеколяковской подсвите нижнего ордовика, среднюю - к среднему и верхнему - к низам верхнего ордовика. Однако, отсутствие фауны, плохая обнаженность и удаленность от опорного разреза по р. Косье не дают уверенности в правоте этого сопоставления. Авторы записки считают возможным использовать для этой части листа стратиграфическое расчленение и корреляцию отложений, принятые для смежного с юга листа и относящегося к тельпосской свите раннего ордовика [10].

Отложения нижней части тельпосской свиты наблюдаются также в виде изолированных участков, главным образом, крупноплачевых конгломератов, несогласно залегающих на отложениях верхней части в северо-западной части площади.

Гальки конгломератов представлены сегами, светло-серыми, лососнятыми и вишневыми кварцитами, сегами, сиреневато-серым квар-

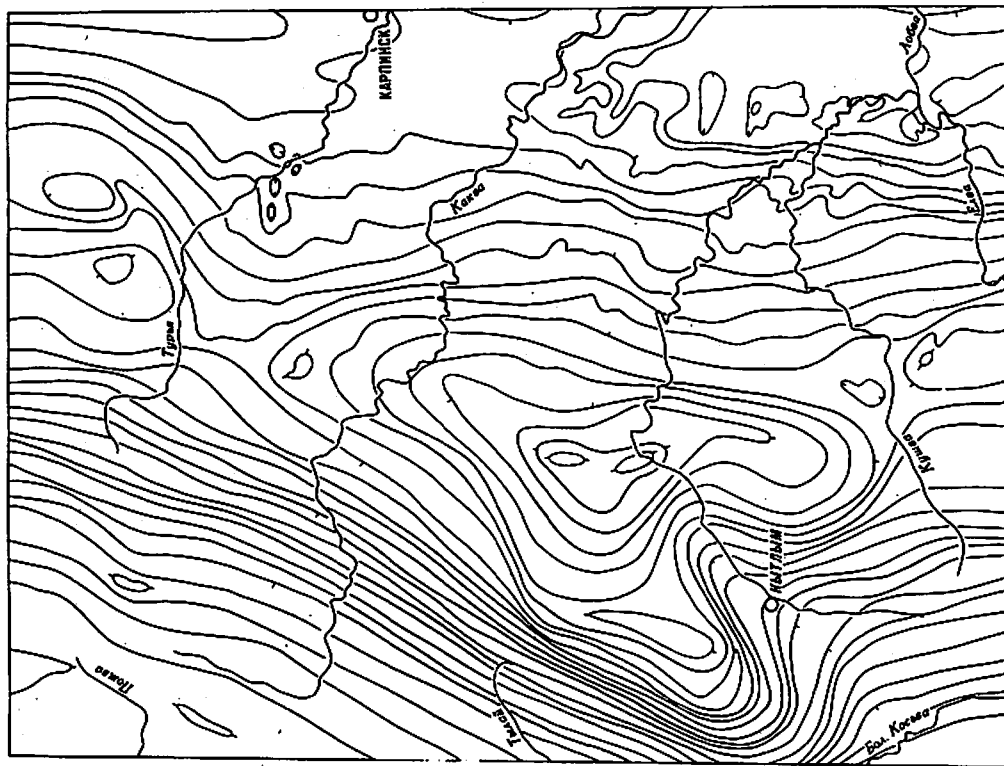


Рис. 1. Схема гравитационного поля. Составлена С.А. Зворокой по материалам Е.М. Аваньева.

цем. Цемент светло-серый слюисто-кварцевый; количество его часто меньше, чем обломочного материала.

Н и ж н и й - с р е д н и й о т д е л

Хомасьянская свита (O_1-2 км) выделена К.А. Львовым на восточном склоне Приполярного Урала, где она представлена рассланцованными алевролитами и фаллитами с прослоями кварцитовидных песчаников и хлорит-актинолитовых аповулканогенных, иногда известковистых сланцев [44]. В северо-западной части листа породы хомасьянской свиты полосой северо-восточного простирания шириной до 3 км прослеживаются с севера на юг до верховьев р. Какны; южнее они срезываются тектоническим нарушением.

Отложения хомасьянской свиты являются по существу переходными от существенно терригенных осадков саранхапнерской свиты к осадочно-вулканогенным образованиям польянской свиты. Они представлены аповулканогенными карбонатсодержащими сланцами (со стильносмеланом, кросситом, глаукофаном), песчаниками, кварцито-песчаниками, метаморфизованными эффузивами основного состава, туфосланцами, туфитами.

Наиболее полный разрез отложений хомасьянской свиты наблюдается в выемках лесовозной дороги на широте горы Козмер; здесь с небольшими перерывами снизу вверх обнажаются, м:

1. Сланцы зеленовато-серые серицит-хлорит-кварцевые, участками пловчатые; в нижней части содержатся линзовидные включения кварца размером 15×40 см, а в верхней - редкая вкрапленность окисленных сульфидов. Сланцы пронизаны многочисленными кварцевыми жилами. Слойность совпадает со сланцеватостью и имеет азимут падения $110-120^\circ$, угол падения $75-80^\circ$ 750
2. Сланцы серицит-хлоритовые серебристо-серые и зеленовато-серые тонкосланцеватые, прослоями тонколистостатые, иногда карбонатсодержащие. Азимут падения сланцеватости 140° , угол падения 80° 350
3. Сланцы слюисто-хлоритовые сарбисто-зеленоватые пятнистые, местами перематые, пловчатые с азимутом падения слюистости 270° , углом падения 60° . Характерны прослои серых и зеленовато-серых кварцито-песчаников, иногда грубых (размер обломков $1,5-2,0$ мм), слюистых и хлоритсодержащих; мощность прослоев до 50 м. 500

Общая мощность хомасьянской свиты 1600 м. Физическая поля

и свойства пород хомасьянской и саранхапнерской свит аналогичны.

Нижний контакт хомасьянской свиты с породами саранхапнерской свиты согласный, иногда резкий, проводится по смене почти белых кварц-серицитовых сланцев, содержащих часто песчинки хорошо окатанного серого или сареневатого кварца, завершающих разрез саранхапнерской свиты, зеленоватых сланцами с хлоритом, относимыми к хомасьянской свите. В других случаях, когда наблюдается переслаивание терригенных и аповулканогенных сланцев, граница проводится условно в основании пачки, где последние преобладают.

Ранне-среднеордовикский возраст хомасьянской свиты признается на основании положений ее в разрезе между раннеордовикской саранхапнерской свитой и средне-позднеордовикской польянской (внйской) свитой, датированной каралокской фауной.

С р е д н и й - в е р х н и й о т д е л

Польянская свита (O_2-3) выделена К.А. Львовым по р. Полье на восточном склоне Приполярного Урала. Отложения свиты, представленные метаморфизованными диабазовыми, микродиабазовыми, афритами базальтового состава, альбит-эпидиотовыми амфиболитами. Сланцами эпидиот-альбит-актинолитовыми, углесто-хлорит-серицит-кварцевыми, кварцитами углестыми и слюистыми, песчаниками кварцевыми и вулканомиктовыми, гравелистыми, известняками, прослеживаются с небольшими перерывами по простиранию на юг до северо-западного подножия Кытлымского массива. Полоса этих отложений на описываемой площади распространяется в северо-западной части листа и достигает ширины 20 км, отличаюсь от стратотипа увеличением роли вулканогенных образований.

Особенности литологического состава пород позволяют подразделить отложения польянской свиты на две подсвиты: нижнюю, существенно терригенную, и верхнюю, главным образом, вулканогенную. Нижняя подсвита представлена сланцами слюисто-хлоритовыми и слюисто-хлорит-альбитовыми, нередко содержащими карбонатный материал и примесь гематита с прослоями слюистых, чистых или кварцевых, мраморов, серицит-хлорит-кварцевых и углесто-кварцевых сланцев. Средняя плотность сланцев лежит в пределах $2,67-2,80$ г/см³ в зависимости от преобладания бо-

лее или менее плотных минералов. Породы немагнитны [155].

Иногда наблюдаются маломощные прослои аповулканогенных зеленых сланцев и метаморфизованных эффузивов основного состава, главным образом породообразующими минералами которых являются альбит, хлорит, эпидот, актинолит, стильпомелан, лейкоген.

Верхняя подстилающая сложена метаморфизованными эффузивами основного состава: диабазами, микролибазами, афритами, редко их туфами. Все породы метаморфизованы в условиях от зелено-сланцевой (иногда глаукофансланцевой) до альбит-эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма и только в контактовых ореолах с интрузивами степень метаморфизма увеличивается до амфиболитовой с образованием роговиков и амфиболитов.

По существу вся подстилающая представлена альбит-эпидотовыми амфиболитами с редкими прослоями зеленых сланцев. Средняя плотность $2,94 \text{ г/см}^3$; 15% измеренных образцов имеют магнитную восприимчивость более $500 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$, остальные немагнитны [155].

Отложениями польской свиты отвечает, в основном, спокойновое пониженное магнитное поле с отдельными небольшими по интенсивности положительными аномалиями вблизи контактов с массивами Платиноносного пояса. Положение образований свиты в непосредственной близости к массивам последнего определило характер поля силы тяжести: интенсивная гравитационная ступень с градиентом 5 мГл/км [107, 118, 150].

Разрез отложений польской свиты изучен по вышкам и коренным выходам вдоль лесовозной дороги, идущей севернее р. Ольвы к лесозащитке Шомпа. Здесь снизу вверх обнажаются, м:

1. Сланцы слюдясто-хлоритовые и слюдясто-хлорит-альбитовые глинистые буровато-зеленые и серовато-зеленые по темно-зеленым; породы местами перемиты, содержат единичные псевдоморфозы лимонита по пириту. 200
2. Глубоко-сланцевые карбонатосодержащие, мелкозернистые буровато-зеленые и серовато-зеленые сланцы, содержащие в среднем 1-2% кварца, количество которого постепенно возрастает к середине слоя, достигая 10% состава, и затем так же постепенно уменьшается. Наблюдаются прослои в 5-10 м серицит-хлоритовых с прожилками молочно-белого кварца и хлорит-альбитовых сланцев. Азimuth падения сланцевости $120-130^\circ$, угол падения $40-60^\circ$ 135
3. Сланцы слюдясто-хлорит-кварцевые с тонкими прослоями (0,5-1,0 м) слюдяных кварцитов зелено-вато-серых и розоватых. Азimuth падения сланцевости

ти 135° , угол падения $80^\circ-85^\circ$ 30

4. Кварциты слюдяные полосчатые от зеленовато-серых до розовых и белых. 20

5. Сланцы слюдясто-хлоритовые серо-белые-зеленые; азimuth падения сланцевости $115-130^\circ$, угол падения $55-70^\circ$. Характерны кварцевые жилы. 60

6. Габбролибазы светло-зеленые хлоритизированные и альбитизированные с потчинными прослоями слюдясто-хлоритовых сланцев; вверху по разрезу сменяются диабазными массивными темно-зелеными. Местами породы содержат эпидот. 80

7. Свинит-порфиры розовато-серые мелкозернистые, на восточном контакте сопровождаемые полосой карбонат-хлорит-альбитовых и углисто-хлоритовых сланцев мощностью в 1 м. 25

8. Сланцы серицит-хлорит-альбитовые буровато-зеленые. 45

9. Мраморы средние зернистые белые и серовато-белые грубо расщепованные; азimuth падения сланцевости 115° , угол падения 55° 30

10. Сланцы углистые и углисто-карбонатные. 10

11. Сланцы серицит-хлорит-альбитовые. 75

12. Мраморы средние зернистые белые и серовато-белые, местами тонкопереслаивающиеся с хлоритовыми сланцами. Азimuth падения сланцевости 120° , угол падения 60° 15

13. Сланцы серицит-хлорит-альбитовые зеленоватые с карбонатным материалом и прослоями углистых и карбонатно-углистых сланцев. 200

Далее наблюдается нарушение северо-восточного простирания, выраженное в рельефе резким уступом, и обнажаются:

14. Диабазы массивные мелкозернистые с прослоями диабазовых порфиритов и мелкообломочных туфов основного состава. 1450

15. Сланцы углистые темно-серые, переслаивающиеся с серицит-хлорит-альбитовыми зеленоватосерыми сланцами, вверху по разрезу постепенно вытесняющимися углистыми. В верхней части разреза наблюдаются два прослоя в 25 метров плагиогранитов желтовато-серого цвета. 1 200

16. Амфиболиты альбит-эпидотовые мелкозернистые темно-зеленые полосчатые. 550

Общая мощность отложений в разрезе 4 125 м.

Амфиболиты - мелко- и тонкозернистые темно-зеленые породы, иногда полосчатые и пльчатые, состоят из обыкновенной роговой оманки и альбит-олитоклаза; иногда в небольших количествах замещаются эпидотом, поизитом, гранатом (последний в виде скелетных порфиробластов). Тесная связь амфиболитов с зелеными аповулканогенными породами.

танными сланцами и эффузивами, постоянные переходы с переслаиванием и реликты минеральных текстур в амфиболитах позволяют считать последние образовавшимися по вулканогенным, иногда измененным и рассланцованным породам преимущественно основного состава. Химический состав амфиболитов приведен в прилож. 5. Общая мощность отложений польинской свиты 4 400 м.

Залегание отложений согласное; граница проводится по смене прослоев кварцито-песчаников верхней части комасанской свиты вулканомектовыми песчаниками или вулканогенными сланцами польинской свиты. Возраст принимается условно как средний - верхний ордовик на основании сопоставления отложений с северными и южными разрезами [10, 11] и в соответствии с утвержденной стратиграфической схемой [67].

В и с к а с е т а (O₂₋₃) впервые выделена и описана Е. Д. Смирновым на Среднем Урале [41, 61]; отложения прослаиваются на север до Кытлымского массива. В юго-западной части описываемой территории они согласно располагаются на тельпосских отложениях, сложенная полоса шириной в 20 км. По составу они подразделяются на две части: нижняя, представленную преимущественно терригенно-вулканогенными сланцами, и верхнюю, сложенную в основном измененными вулканогенными породами (зелеными сланцами и амфиболитами).

Нижняя часть разреза представляет пестрое чередование углито-кварцитовых, серицит-хлорит-кварцевых сланцев с песчаниками, метаморфизованными вулканогенными образованиями основного, реже кислого состава. В шифах сланцы нижней части обнаруживают тонкое переслаивание различных по составу прослоев серицит-кварц-хлоритовых и углито-кварцевых (кремнистых), существенно-кварцевых и слюдясто-хлоритовых. Участками пропитанных гидроокислами железа. В некоторых прослоях наблюдаются слоистые агрегаты стильномелана и зеленовато-бурой слюды. В углито-кварцевых прослоях углито-глинистое вещество образует линзовидные скопления. В кварцевых песчаниках, прослоях которых достигают 50 м, нередки чешуйки слюды и зерна лейкоксена. Разрез нижней части завершается лачкой аповулканогенных зеленых сланцев с реликтовыми структурами диабазов. Мощность нижней части достигает 600 м.

В основании верхней части наблюдаются переслаивающиеся метаморфизованные эффузивы и туфы основного, реже кислого состава.

тава. Среди них части прослой грязно- и желтовато-зеленых слюдясто-хлорит-кварцевых сланцев. Выше располагаются довольно однообразные слоистые альбит-эпидотовые амфиболиты с редкими прослоями светлых кварцито-песчаников. Мощность этих отложений достигает 3 100 м. Общая мощность выйской свиты 3 700 м.

Магнитное поле спокойное отрицательное. Вблизи массивов Платиноносного пояса появляются пачочки положительных аномалий с интенсивностью 200-500 гамм, связанные с зонами обогащения магнетитом и лаяками диабазов (рис. 2). В поле силы тяжести образования свиты находятся в пределах крупной гравитационной ступени, обусловленной Кытлымским и Павдинским массивами (см. рис. 1). Данных о физических свойствах пород выйской свиты нет.

Породы выйской свиты обнажены в редких коренных выходах; иллюстрировать разрезом можно лишь среднюю часть свиты, вскрытую в верховьях р. Бол. Косынь линией шурфов № 89 [162]. Снизу вверх прослеживаются, м:

1. Сланцы слюдясто-хлорит-кварцевые песчаные - 100
2. Сланцы слюдясто-хлорит-кварцевые, пронизанные маломощными лаяками измененных диабазов. Азимут падения слоистости 70° под углом 30° - 100
3. Габродиабазы измененные; азимут падения лаяки 70° под углом 60° - 30
4. Сланцы слюдясто-хлорит-кварцевые с многочисленными лаяками габродиабазов, характеризующимися крутыми восточными и западными падениями - 120
5. Сланцы слюдясто-хлорит-кварцевые песчаные, выходящие в ядре полосой симметричной антиклина, пронизанной в осевой части все теми же лаяками габродиабазов - 50
6. Сланцы слюдясто-хлорит-кварцевые, аналогичные второму слою, слогают симметричную пологую складку с падением крыльев под углами в 30-45°. Иногда в них наблюдаются маломощные лаяки габродиабазов - 110

Разлом с падением плоскости сместителя под углом в 45° на запад.

7. Туфы и туфиты рассланцованные с прослоями измененных альбитофиров; породы смиты в складки - 100
8. Сланцы слюдясто-хлорит-кварцевые - 20
9. Сплиты массивные темно-зеленые - 80
10. Туфы основного состава измененные, рассланцованные - 50

Общая мощность разреза 760 м.

Переход от пород тельпосской свиты к вышележащим отложениям постепенный, без углового несогласия; условно нижнюю границу принято проводить по подошве первого слоя углистых или углисто-кремнистых сланцев [161]. Возраст отложений выйской свиты определен на основании находок карбоксной фауны в известняках на сопредельной к шгу территории [6, 10, 25, 63].

СИДУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел Ландоверийский ярус

Нижний - средний подъярус (S_{11-2}). Отложения ландоверийского яруса представлены пестрой толщей переслаивающихся и фацально замещающих друг друга по простиранию вулканогенно-осадочных пород, характерной особенностью которых является преобладание в разрезе разновидностей основного и кислого состава с подчиненными, нередко отсутствующими в частных разрезах, породами среднего состава. Эти отложения, выделенные в контрастную базальт-диабазитовую (спилит-альбит-фирозит) вулканогенную формацию, являются результатом гомогенной непрерывной магматической эволюции, характеризующейся закономерным изменением их химических особенностей от начала до конца времени формирования [28, 29, 31, 32]. Как правило, они тяготеют в своем распространении к массивам Платиноносного пояса Урала; с ними связано медноколчеданное оруденение.

Вулканизм контрастной формации характеризуется формированием на больших площадях многочисленных пространственно-оближенных небольших базальтовых и кислого состава построек, их групп и цепочек, т.е. относится к центрально-трещинному типу. Характерно обилие сваренных пирокластических образований; вулканиты кислого состава обычно занимают 1/3 объема [30, 33].

В пределах листа отложения этого возраста располагаются в восточной части, образуя вулканогенно-тектонические структуры и экотрузивные купола часто субконцентрического в плане строения. С севера на юг выделяются: Валенторская, Галкинская, Иовско-Тотинская, Князевская вулканогенно-тектонические депрессионные структуры, Ертлшский и Ельманский экотрузивные купола [16, 17]. Нескладчатое их строение устанавливается по зональному расположению отложений, разному сокращению вплоть до полного выклини-

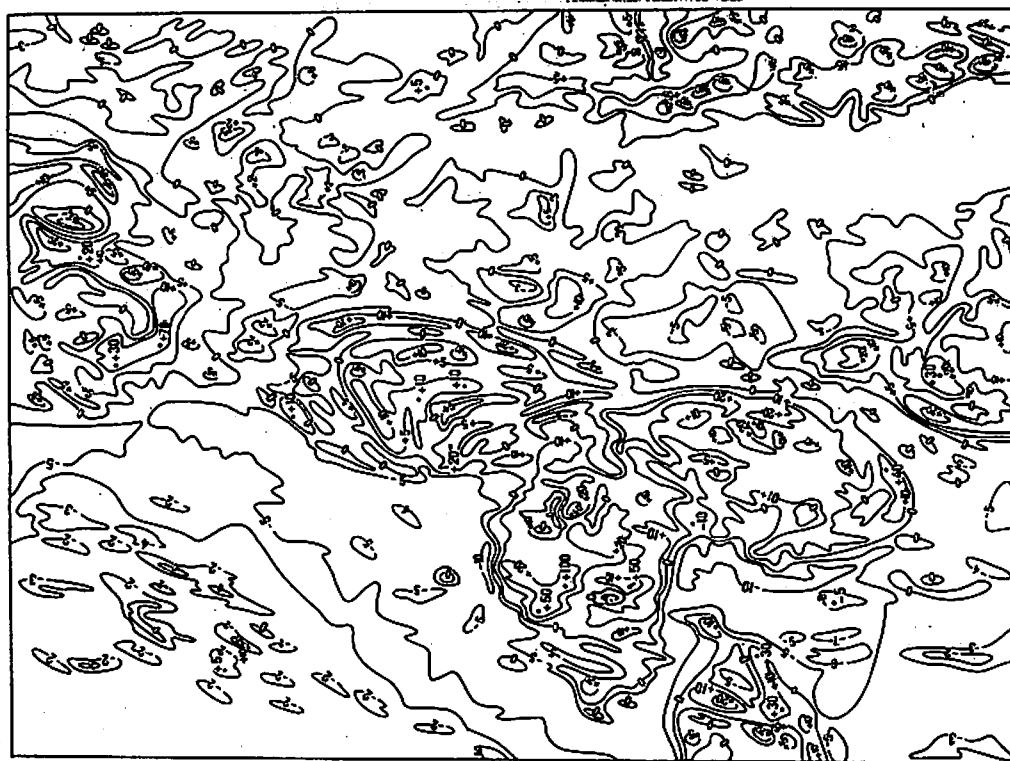


Рис. 2. Схема аномального магнитного поля За. Составлена С.А. Зворской по материалам Е.М.Ананьевой.

вания отложений в крыльях структур, несогласному перекрытию более поздними отложениями. По характеру физических полей отчётливо прослеживаются основные элементы структур, положение дуговых и радиальных разломов. Цепочками локальных аномалий определяются границы кальдер, положение кислых экстрезий и т.д. [116, 117]. Размеры вулканско-тектонических структур в поперечнике достигают 25 км, мощность отложений до 1 500 м, экстрезиальные купола обычно меньше — до 5 км в поперечнике.

Отложения представлены базальтовыми, диабазовыми, реже дацитовыми, андезито-базальтовыми порфиритами и афритами, спилитами и липарито-лацитовыми порфиритами; части пирокластические образования тех же составов, яшмовиды и субвулкантические тела кварцевых, нередко мегафирменных порфиров; иногда наблюдаются альбитофиды и игнимбриты. Обычно спилиты и диабазы с повышенной отдалённостью, свидетельствующие о подводных излияниях, пролежневально-лахаровые грубообломочные отложения в тейроидные туфопесчанки [29, 30, 40]. По характеру дифференциации исходного расплава — магматического толеитового базальта, весь объём вулканитов отвечает известково-щелочным нормальным пеллононостям, реже — калиево-натриевым, сериям [49].

Над отложениями преобладает сложное изрезанное, в основном отрицательное поле, на фоне которого отмечаются многочисленные узкие локальные аномалии с интенсивностью 200–500 гамм, редко больше; аномальные зоны разного знака фиксируют элементы кольцевых структур, часто сохранившиеся фрагментарно, поэтому ориентировка их разнообразна (см. рис. 2). Гравитационное поле сложное, в основном, линейное субмеридиональной ориентировки с многочисленными изломами изометал, обозначающими аномалии более высокого порядка. По результатам крупномасштабных съёмок разделяются поля развития основных и кислых разностей в силу контрастности плотностных свойств [125].

В основании разреза располагаются спилиты и диабазы, переслаивающиеся с порфиритами основного состава; те и другие представляют пласты и покровы различной мощности. Общая мощность этой части разреза достигает 1 000 м. Главными породообразующими минералами пород являются плагиоклазы, часто сосертизированные минералами, редко — мелкие зерна клинопироксена. В порфиритовом отношении иногда наблюдаются кварц, карбонат, пылевидные частицы гематита. Вкрадленники в порфиритовых разностях

ностях представлены альбитом, реже сосертизированным лабрадором. Структура основной массы микродиабазовая, интерсертильная, спилитовая, пилотакситовая. Средняя плотность спилитов и диабазов 2,95 г/см³, порфиритов основного состава 2,76 г/см³; в основном породы нематитны.

Лавтовые порфириты и липарит-лацитовые порфириты залегают в виде крупных и серий мелких тел, выклинивающихся по простиранию. Обычно это афировые или порфиритовые породы массивной, фибриллярной, участками каткластической текстуры. В порфиритовых выделениях встречается альбит и, реже, кварц. Основная масса фельзитовая, микропояклитовая, сферолитовая. Химический состав пород приведен в прилож. 5. Средняя плотность 2,65 г/см³, магнитная восприимчивость $72 \cdot 10^{-6}$ СГС [125].

В пределах листа для лландоверийских отложений характерен вулканогенный тип разреза с редкими маломощными прослоями кремнистых сланцев.

Взаимоотношения с подстилающими породами известны на сопредельном листе, непосредственно за северной рамкой в районе Константиновской Сопки, где мидалекаменные подушечные лавы основного состава, относящиеся к нижней части лландоверийских отложений, залегают почти горизонтально на крутопадающих метаморфизованных афизивах основного состава верхней части польинской свиты [11].

Возраст отложений по находкам в кремнистых сланцах (с-832, окрестности пос. Черный Яр) граптолитов *Diplograptus* sp. indet. и *Pristiograptus* sp. indet. определяется как лландоверийский [14, 115]. На сопредельной с эта территории в кремнисто-углистых туфоалевролитах северной окраины пос. Старая Деля и северозападной пос. Ябровка собраны остатки граптолитов: *Pseudo-climacograptus hughesi* (Nichol.), *Coronograptus* cf. *gregarius* (Larw.), *Pristiograptus* cf. *compinnus* (Larw.), *Saprograptus* aff. *compinnus* (Larw.). Эта коллекция позволяет обоснованно определять возраст отложений, в которых они найдены, как средне-ландоверийский [10]. Подстилающие их вулканогенные отложения, таковыми образом, признаются как отложения нижнего лландоверия, а возраст всей толщи отложений определяется как нижний средний лландоверия, что соответствует принятой в настоящее время для этого района стратиграфической схеме [67].

Отложения кислого состава контрастной формации вскрыты в

восточном крыле Галкинской вулканно-тектонической структуры скважиной 85 [115]; сверху вниз прослеживаются, м:

1. Альбитофиды светло-серые скитокристаллические трещиноватые. 7,6
2. Конгломераты, состоящие из галек кварцитов, гетерогенных и остроконечных альбитофидов. 5
3. Кластолавы альбитофидов флюидальной текстуры с редкими гальками кварцитов и обломками кварцевых порфиров; верхняя часть слоя светло-серая, ниже - пестроокрашенная за счет включений участков конгломератов, подобных лежащим выше. В основании располагается слой игнимбритов в 0,3 м. 20,6
4. Туфы светлые сваренные с флюидом и линзовидными выделениями микрофальзита до 5 см в диаметре. 6,5
5. Чередование сваренных туфов и кластолавы альбитофидов с полосчатостью в центре прослоя, обусловленной слоями игнимбритов. 22
6. Альбитофиды интенсивной сиреневой окраски (лавозные) с прослоем до 2,6 м кластолавы или сваренных туфов (литокласты в полосчатой лаге). 24
7. Пемзовые туфы однородные с обломками гематитизированных альбитофидов и микрофальзитов. 10,5
8. Туфиты с обломками альбитофидов. 2,3
9. Альбитофиды плотные гематитизированные, участвующие с текстурами кластолавы. 4,7
10. Игнимбриты светлые, местами со сваренной лавозой пирокластикой, обломками кислой лавы и зональными боксами. 11,2
11. Альбитофиды зеленовато-серые, местами с сиреневатым оттенком. 1,6
12. Туфоконгломераты. 3,4
13. Альбитофиды темно-серые, в конце слоя красноватые с прослоями брекчий альбитофидов с кварцами, заполненными кальцитом. 18
14. Туфы спекшиеся с обломками пемз, с лайкой в 4,2 м массивного альбитофиды. 35
15. Пестрое чередование туфов кислого состава, пемзовитизированных пемзовых туфов и игнимбритов. 70

Общая мощность разреза 348,2 м.

Разрез, включающий отложения основного состава, были вскрыты с-80 в центральной части этой же вулканно-тектонической структуры [115]; сверху вниз установлены:

1. Брекчи альбитофидов и кварцевых альбитофидов с прослоем пемзовых туфов, местами рассланцованных, и лайкой темно-зеленых диабазов. 60
2. Глины (возможно, образовавшиеся при трении) 3,0

3. Слитит пемельно-серый миндалекаменный с вкрапленностью пирита; миндалины выполнены кальцитом. В конце слоя наблюдаются зеркала скольжения под углом от 30 до 60. 74

4. Пемзовый туф, местами переходящий в игнимбрит; наблюдается редкая обломка спидитов, белого кварца, альбитофидов. В конце интервала прослой рассланцованной породы (1,0 м) и альбитофиды светло-сиреневатого, пемзового (1,8 м). 42,5
 5. Слитит пемельно-серый миндалекаменный, вязкий; миндалины заполнены кальцитом. 5,4
 6. Туфы альбитофидов, в верхней части с прослоем в 2,2 м жального зернистого альбитофиды. 117
- Мощность всего разреза 301,9 м.
Общая мощность отложений этого возраста достигает 1500 м.

Ландоверийский ярус, верхний подъярус-венлохский ярус, средний подъярус ($S_{1,3-V_2}$)

Породы этого возраста субмеридиональной предвостной полой прослеживаются вдоль всей площади восточнее массивов Платиноносного пояса Урала. Они представлены широким многообразием практически всех вулканогенных пород, характерной особенностью которых в целом является преобладание разнородностей среднего состава над кислыми и основными, и ограниченное участие пирокластических образований. Основываясь на преобладании пород среднего состава, всю группу принято выделять как андезитовую формацию [116].

Образование пород этой части разреза связывается с деятельностью вулканов центрального типа, остатки которых в пределах Елоосы наблюдались многими исследователями и нередко находят отражение в физических полях [117]. В пределах листа выделяется с севера на юг Сосновская, Хлыновская, Семеновская вулканотектонические депрессионные структуры второго поколения (по Г.С.Каретину); размеры их в поперечнике не превышают 5 км. С этими вулканогенными отложениями связаны медное и медно-цинковое колчеданное оруденение [37,38].

Петрохимические особенности вулканогенных пород этого возраста позволяют отнести их к двум почти синхронным по возрасту ассоциациям - андезит-дацитовый калиево-натриевоый, породы которой выполняют вулканотектонические депрессии и известностой андезит-базальт-андезитовой порфидитовой, породы которой обнаружены в остатках крупных вулканов центрального типа;

имает место также умеренно-щелочные дифференциации. Тип магматической эволюции этой части разреза антидормный [28, 74].

В сложном и разнообразном по составу комплексе пород развиты андезито-базальтовые, андезитовые, трахи-андезито-базальтовые, андезито-дацитовые и дацитовые порфиры, липарито-дацитовые, липаритовые порфиры и их туфы, туфоконгломераты, туфопесчанники, лавобректии; участками наблюдаются гидротермальные изменения. Последние наиболее характерны для кислых вулканитов и выражаются в интенсивном окварцевании, серицитизации, хлоритизации и карбонатизации пород, а также появлении в этих зонах сульфидной минерализации. Устанавливается закономерность в распределении отложений — в нижней части разреза располагаются исключительно вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, в верхней половине наряду с вулканогенно-осадочными отложениями появляются прослой известняков с остатками фауны.

Магнитное поле довольно пестрое по интенсивности, но с явным преобладанием отрицательных значений. Андезитовые и андезито-дацитовые порфиры и их туфы, в основном немагнитны, хотя 30% измеренных образцов порфиритов обладают магнитной восприимчивостью более $1000 \cdot 10^{-6}$ стг. Средняя плотность порфиритов $2,71 \text{ г/см}^3$ [155].

Отложения этого возраста несогласно залегают на различных частях разреза ландоверийских отложений, а в пределах смешанного с севера листа — и на ордовикских породах польдинской свиты [1]. Максимальная мощность отложений достигает 3 000 м. Остатки фауны, приуроченные к верхним карбонатным частям разреза, наблюдались по простиранию полос в пределах всего листа. Среди них определены формы: *Favosites gothlandicus* Lam., *Subalveolites spinotuberculatus* Sok., *Halysites cf. latus* Yalov, *Atrypella aff. primum* Dalm., *Ereticularia ravidensis* Streiz. Эти находки позволяют отнести известняки верхней части к павдинскому горизонту венлока (нижний-средний венлок).

Стратиграфическое положение отложений выше фаунистически охарактеризованных вулканогенно-осадочных пород нижнего-среднего ландовера и залегание под известняками верхнего венлока, а также находки фаунистических остатков павдинского горизонта позволяют датировать отложения этой части разреза в пределах от верхнего ландовера до среднего венлока включительно [172].

Нижний отдел, венлокский ярус, верхний подъярус-верхний отдел, ландоверский ярус (Sv₃-1d)

Эти отложения прослеживаются на востоке площади от северной рамки в виде субмеридиональной полосы шириной до 5 км, выклинивающейся на широте Антипинского озера. Ранее они наслоивались только в виде небольших, неправильной формы участков, приуроченных также к субмеридиональной зоне, расположенной восточнее полосы ландоверско-венлокских пород.

Полный разрез, представленный базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами (иногда кайнотипными) и их туфами с прослоями известняков и слоистых тефритов в нижней и рифогенными известняками в верхней части, наблюдается на севере площади; в других случаях обнажена лишь незначительная часть разреза, представленная переслаивавшимися андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами с туфопесчанниками, крупнообломочными брекчиями, известняками и известково-глинистыми сланцами.

Граница между нижней и верхней частями разреза иногда фиксируется прослоями конгломератов и гравелитов, состоящих из обломков карбонатных пород и вулканитов. Характерной особенностью вулканитов этого возраста, выделяемых в андезито-базальтовую формацию [116], является присутствие субщелочных пород — трахиандезитов, отличающихся от одноклассных более поздних пород высоким содержанием натрия (см. прилож. 5). Андезитовые и андезитовые порфиры часто миклакеменные; в базальтовых и андезитовых порфиритах часто наблюдаются включения плагиоклаза (андезина-лабрадора), клинопироксена (авгита).

При преимущественном развитии вулканогенных фаций напорзанность магнитного поля достигает 300–800 гамм, вулканогенно-осадочных — от (–300) до (+300) гамм. Карбонатному разрезу отвечает спокойное отрицательное поле. Порфиры основного состава имеют среднюю плотность $2,74 \text{ г/см}^3$, их магнитная восприимчивость меняется в пределах $0-2000 \cdot 10^{-6}$ стг [112]. Известняки немагнитны, средняя плотность их $2,67 \text{ г/см}^3$.

Образование вулканогенной части толщ связано с деятельностью крупных вулканических центров типа полигенных стратовулканов, остатки элементов которых выявлены на сопредельных

с этих площадей [10]. Активный вулканизм на описываемой территории, принимая во внимание характер отложений, ограничен довольно временем от верхнего венлока до низов лудлова; выше по разрезу вулканические отложения встречаются среди фаунистически охарактеризованных известняков лишь в немногих пунктах, как, например, близ оз. Антипинского и на р. Галке; они представлены трахиандезитовыми порфиритами, андезито-базальтами, их туфами и туфопесчанками [17].

Известняки верхней части разреза наблюдались лишь на северной территории; это рифогенные, сверху слоистые, от темно-серых до светлых почти белых разновидностей породы, содержащие остатки фауны. В вулканических отложениях изолированных участков известняки наблюдаются в виде маломощных прослоев.

Максимальная мощность отложений достигает 2 000 м. Взаимоотношения с подстилающими отложениями различные: в северной части они согласно перекрывают породы лландовери-венлока, иначе нередко несогласно располагаются на образованных раннего среднего лландовери. Иногда в основании разреза наблюдаются базальтные конгломераты с гальками подстилающих отложений — лапаритовых порфиров, трахиандезитовых порфиров, габбро. Такие конгломераты в пределах территории описаны Ю.С. Каретинным на р. Лобве и р. Елве.

Возраст отложений устанавливается на основании находок в известняках и известково-глинистых сланцах нижней части разреза остатков *Cladophora rubentis* Yenet, *Brooksina confusa* Khod., *Valgiata Eisch.*, характерных для елкинского горизонта верхнего венлока и юовского горизонта лудлова, а в верхней — *Clathrodictyaella turkestanica* Less., *Comelidium vogulicum* Yenet. и др., характерных для банковского горизонта лудлова [17].

Фрагмент разреза средней части отложений этой возрастной группы вокруг скв. 905 в районе пос. Галка [15]. Сверху вниз прослеживаются, м:

1. Зливальный шебень. 5
2. Осломочные породы зоны прослеживания, состоящие из осломочков размером 0,2-10,0 см черных сланцев и туфопесчаников. 12
3. Гравелит рассланцованный, состоящий из осломочков сланцев, порфиров, известняков с карбонатным цементом; наблюдаются прослойки туфопесчаников и конгломератов. 18,5

4. Сланец известковистый с фауной граптолитов ниже него лудлов: *Pristograptus ladlovensis* (Boucek), *Saetogartus chimaera* (Barr.), *Neodiversogartus pilosus* (Larw.). 3,0
5. Конгломерат, состоящий из глыб порфиров до 0,6 м, известняков; цемент — гравелитовый с карбонатным матеалом. 4,5
6. Известняк светло-серый массивный, переходящий в нижней части в белый массивный с остатками фауны нижнего лудлова (*Brooksina turkestanica* Nik., *Proteridictyaella cf. proteridictyaformis* (Khod.) и др.); асть прослой конгломератовых и оркнчевидных известняков с осломками и гальками трахиандезитов. 25
7. Конгломерат, состоящий из осломочков слитых, базальтовых микропорфиров, кальцита; цемент карбонатный. Иногда наблюдаются прослой алевролита темно-серого и светлого известняков. 12
8. Андезито-базальты покровные. 2
9. Известняк светлый массивный. 2
10. Туфы андезито-лацитовых порфиров (венлокские). 5

Полная мощность разреза 89,0 м.

Анализ физических полей и свойств седиментных вулканических осадочных образований свидетельствует об ограниченных возможностях геофизических методов при их картировании в рамках приречных возрастных подразделений. Нестабильная магнитная восприимчивость, близкие плотностные свойства в сочетании с особенностями геологического строения (частое чередование и переслаивание литологических разностей, нахождение литологически однородных пород в нескольких возрастных подразделениях и т.д.) объясняют видимое несоответствие геофизических и геологических карт. И только при детальном картировании вулкано-тектонических структур использование карт физических полей крупного масштаба позволяет выявить структурный план и закономерности распределения вулканических фаций [15].

Верхний отдел

Придольский ярус (S_2)

Отложения придольского яруса превращаются в субмеридиальной — восточной полосой шириной до 3 км прослеживаются в восточной половине листа, от широты оз. Антипинского и до южной рамки, а также в это юго-восточном углу. Многочисленные тектонические нарушения — характерны для этой зоны, разбивают полосу отложений на

разновеликие блоки, часто смещенные относительно друг друга, что затрудняет корреляцию разрезов.

Отложения, соответствующие прикольскому ярусу, на картах масштаба 1:50 000 и сводных мелкомасштабных рассматривались вместе с нижедевонскими в составе туринской свиты [14, 115, 117, 127, 133, 154]. Расчленение силурийских и девонских отложений на представляемой карте оказалось возможным лишь благодаря работам Палеонтологической партии УГСЗ и приводится впервые [92, 172].

По существу отложения прикольки являются вулканогенно-осадочными весьма неоднородными по составу породами. В северной части площади они разделяются на две толщи: нижняя—вулканогенно-осадочная, и верхняя, представляющую рифогенными известняками. По простиранию полосы к югу и в юго-восточных блоках такого расчленения провести нельзя; здесь породы прикольки представляют пестрое переслаивание базальтовых, андезитобазальтовых (иногда кайнотипных), трахибазальтовых и трахитовых порфиритов с их туфами, туфитами, агломератами, игнимбитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками и туфоалювиитами, известняками, известково-глинистыми, известково-кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами.

Формирование вулканогенных отложений прикольки, выделяемых в трахит-базальтовую формацию, происходило в результате деятельности небольших вулканов центрального типа, расположенных цепочками [117]. Перемытые и перестроенные парокластические образования представлены туфопесчаниками, туфоконгломератами и т.п., широко распространенными в восточной части описываемой территории [32, 38]. Лавовые вулканогенные породы характеризуются повышенной щелочностью. Петрохимические характеристики позволяют относить породы к субщелочной серии с повышенным содержанием калия (прилож. 5).

Отложения прикольского яруса обнажены недостаточно; обычно можно наблюдать лишь отдельные фрагменты разреза, поэтому ниже приводится сводный разрез, составленный В.С. Каретиным в результате изучения обнажений на р. Лобве. Какое с учетом данных картировочного бурения в районе пос. Черный Яр [114]. Снизу вверх выделены, м:

1. Туфы, переслаивающиеся с туфоконгломератами базальтового состава и известняковыми конгломератами. 80

2. Переслаивание базальтовых, трахибазальтовых, андезитобазальных, андезитовых и трахитовых порфиритов с прослоями туфитов и кремнистых сланцев. 570
3. Порфириты массивные зеленоватые—серые трахитово-базальтовые с вкрапленниками платинового класса. 300
4. Известняки светло-серые массивные с фауной *Cladocera isenaei* Yonet, *Arctocera* *textilis* Mag., *Synclasticus natus* Stuk. 50

Общая мощность отложений порядка 1 000 м.

Взаимоотношения отложений прикольки с подстилающими в этой зоне часто завуалированы тектоническими нарушениями; в редких случаях наблюдалось несогласное залегание их на различных горизонтах нижнего и верхнего сапура часто с маломощным прослоем конгломератов в основании. Возраст отложений устанавливается на основании многочисленных фаунистических остатков в прослоях известняков и известково-глинистых сланцев среди вулканитов, а также в рифогенных известняках. Находки остатков *Favosites bonus* Yonet, *Circofyllium samacrensis* Smith et Tremb., *Synclasticus natus* Stuk., характерных для северорульского горизонта, позволяют уверенно относить отложения к прикольскому ярусу [92].

По физическим полям и свойствам разделить образования туринской свиты на верхнесилурийские и нижедевонские не представляется возможным, поэтому ниже приводится общая характеристика.

Наиболее интенсивная напряженность магнитного поля наблюдается над пироксен-плагноклазовыми и плагноклазовыми порфиритами базальтового, трахибазальтового и трахитового составов, а так как они являются преобладающими в составе пород, распространяющихся южнее пос. Галка, то здесь фиксируется пологое магнитное поле с максимальной интенсивностью 1500—2000 гамм. Западный край аномалии четко совпадает с границей развития рассматриваемых образований, а в восточном направлении она продолжается за пределы площади и "проецируется" под покрывающими отложениями пракского яруса. В северной части листа, где доля вулканитов в разрезе уменьшается и преобладает туфогенно-осадочные образования, выделяется лишь отдельные линейные аномалии в 300—500 гамм с северо-западной ориентировкой (см. рис. 2).

По плотности породы занимают широкий интервал: от $2,75 \text{ г/см}^3$ для базальтовых и трахибазальтовых порфиров и $2,65 \text{ г/см}^3$ для туфов смешанного состава, до $2,44 \text{ г/см}^3$ для туфов трахитовых порфиров [127]. Средняя величина магнитной восприимчивости измеряется следующим образом: базальтовые и трахибазальтовые порфириты $2950-3650 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$; трахиандезитовые порфириты $2350-10^6 \text{ сгс}$. Магнитная восприимчивость туфогенно-осадочных пород значительно ниже и лежит в пределах $400-550 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ для туфов порфиров базальтового и трахибазальтового состава, $400-2500 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ для туфов смешанного состава. Пепловые туфы, туфоконгломераты, туфонесчанники и туфиты практически не магнитны [127].

ЛИВОНСКАЯ СИСТЕМА

Н и ж н и й о т д е л
Лохковский ярус (D_1)

Отложения лоховского яруса наблюдаются преимущественно полой шириной до 3,5 км в восточной части листа. Эти отложения выделены впервые на основании исследований Палеонтологической партии УГЭ [92]. Они представлены разрозненными, часто смешанными, блоками различной величины, сложенными вулканоогенно-осадочными и карбонатными породами. В северной части полосы преобладают карбонатные отложения - известняки, иногда рифогенные, пелитоморфные, переслаивающиеся с флишными кремнистыми и карбонатно-глинистыми сланцами. Южнее широт г. Карпинска среди отложений лохова преобладают вулканоогенно-осадочные отложения - андезит-базальтовые, трахиандезитовые порфириты, трахитовые порфириты, их туфы, туфонесчанники, туфоконгломераты, пемзовые туфы и перелитые литокластические туфы и агломераты; карбонатные породы - светло-серые и темно-серые, иногда брекчированные известняки и кремнисто-карбонатные, известково-известно-глинистые сланцы наблюдаются лишь в виде маломощных прослоев, часто выклинивающихся по простиранию.

Вулканоогенные породы, выделяемые в трахит-базальтовую формацию, в петрохимическом отношении благодаря повышенным содержаниям щелочей в большинстве разновидностей (см. прилож. 5) относятся к субщелочной серии [74]. В порфритах части вкрапленники андезита-лабрадора и аггита; основная масса пород интересна серпентинная, пилотакситовая, глаукофилитовая. Характерна рассеян-

ная вкрапленность магнетита и включения апатита.

Непрямых разрезов по естественным обнажениям нет; отдельные фрагменты характеризуют ту или иную часть разреза.

Один из таких фрагментов по данным обнажений и горных работ это-восточнее оз. Антипинского снизу вверх представлен, м [92]:

1. Известняками брекчированными светло-серыми с остатками *Pachydictya* cf. *quadripunctatus* Sochk., *Mesophyda* cf. *originata* Sochk., *Spiriferina* cf. *supracrinata* (Khal.)..... 150
2. Конгломератами мелкогалечными с прослоями кремнистых сланцев мощностью до 2 м, известковистыми песчаниками и плитчатыми кремнистыми сланцами..... 175
3. Известняками массивными с *Atropa* (*Atropis* - *nella*) cf. *lovensis* Khod., *Sphaerirhynchia* *tarda* (Barr.), *Clorinda* *pseudolingulifera* Kozl., *Guridula* cf. *problematica* Grassa Khod..... 200

Общая мощность фрагмента разреза 525 м; максимальная мощность лоховских отложений в пределах листа составляет 1400 м. Лоховские отложения согласно залегают на различных по литологическому составу отложениях палеозойского яруса; благодаря тектоническим перемещениям они могут несогласно перекрывать различные горизонты нижнего, среднего и верхнего яруса [1, 14, 114].

Возраст отложения определяется на основании находок в известняках нижней части остатков *Cladocera* *actinosa* Yanet, *Egostella* *alba* (Yanet), *Parastriatora* *fallacis* Yanet, *Neomphala* *marginata* Sochk., *Guridula* *orbata* Barr., *Spiriferina* *supracrinata* (Khal.), характерных для нижнего, среднего горизонты лохова; в известняках верхней части определены *Atropa* (*Atropis*) cf. *lovensis* Khod., *Spondyliolites* *improsecutus* Shur., обычно наблюдаемые в отложениях саумского горизонта.

Пражский ярус (D_1)

Отложения пражского яруса в северной части площади представлены двумя узкими блоками, в южной - широкой (до 5 км) полосой, выклинивающейся к южной рамке листа. На севере они сложены переслаивающимися кварцевыми песчаниками, кремнистыми известняками и кремнисто-карбонатными сланцами, алевролитами, часто с примесью пеплового и туфового материала. Значительная часть южной полосы сложена рифогенными известняками с подчи-

ненными редкими прослоями терригенных пород и вулканитов, на которые замещающих по простиранию грубообломочными туфоконгломератами, перокластическими отложениями проливально-лахаровых шлейфов и кремнистыми сланцами.

Характерной особенностью комплекса пород этого возраста является ограниченное участие вулканогенно-осадочных разновидностей, относимых к трахит-базальтовой формации, указывавшее на затухание вулканической деятельности [32].

Обнаженность отложений плохая. Наиболее полный фрагмент карбонатного разреза находится на р. Тоте, где в береговых обнажениях ниже старой плотины снизу вверх наблюдаются, м [13]:

1. Известняки светло-серые массивные с остатками остракод, криноидей и т.п., до 10 м. *Kirpaeolites nottidus* Yanet, *Thamptorops plumosa* Yanet и т.п., позволяющими условно относить их к тошемскому горизонту. 100
2. Известняки светло-серые массивные, прослоями организованные с *Favosites preplacatus* Dubat., *Levisconchidiella vagranica* (Khod.), *Polyspathus rigeneae* Voskama и др., характерных для тошемского горизонта. 300
3. Порфиры темно-серые трахидазальтовые порфиринные, вкрапленные представлены клинопироксеном и полевым шпатом. 70

Суммарная мощность фрагмента разреза 470 м. Общая мощность отложений яруса составляет 2 000 м.

Терригенно-осадочные отложения пражского яруса на севере согласно лежат на известняках ляхова; на юге рифогенные известняки и вулканогенно-терригенные отложения пражского яруса также согласно располагаются на вулканогенных породах нижнего лавона. Части тектонические контакты со смещением, приводящие к сопряжению отложений нижнего лавона с породами среднего шлеура и верхнего лавона.

Малютная восприимчивость терригенно-осадочных образований пражского яруса практически равна нулю. Наблюдаемое над ними положительное поле с интенсивностью 200-300 гами скорее всего соответствует подстилающим породам. По расчетам мощность перекрытых известняков и песчанников составляет 100-120 м. Залпный контакт отложений пражского яруса устанавливается уверенно по разному перепаду напряженности поди от 2500 до 200 гами.

Возраст отложений определяется однозначно на основании на-

ходок в известняках остатков *Ivdelinia pseudovdelensis* (Khod.), *Karpinakia conjugula* Tschern., *Lovvia oreogova* (Khod.) - вижский горизонт и *Rudacites multiformis* Lei., *Levisconchidiella vagranica* (Khod.), *Tetralobocrinus perplexus* (J. Dubat) и др. - тошемский горизонт [13].

Средний отдел Эйфельский ярус

Отложения эйфельского яруса располагаются в виде тектонических блоков различной величины вдоль восточной границы лиса, в большинстве случаев она перемещена в плане относительно друг друга и "перетасована" с блоками, сложенными сапурейскими породами. Породы представлены светло-серыми и серыми известняками массивными и плитчатыми, мергелистыми и пелитоморфными с прослоями глинистых сланцев, песчанников, бокситоподобных аргиллитов, зеленых туфопесчанников и туфоконгломератов с обломками андезито-базальтовых, андезитовых и лапидовых порфиритов и пелловым материалом. Среди отложений эйфеля преобладают известняки, обычно содержащие остатки фауны, терригенные породы наблюдаются в подчиненном отношении. Обломочный материал туфопесчанников и туфоконгломератов, по представлению назем Е.С. Каретина, привнесен в отложения эйфеля с востока, где происходил разрыв вулканогенных образований шлеура [14, 116].

К основанию разреза эйфеля приурочен горизонт бокситов - главная рудная залежь месторождений СУБРА сопредельной с севером площади и рудная залежь Талицкого I месторождения и рудопоявления бокситов в пределах описываемого лавона. Нахождение промышленных бокситов в эйфельских отложениях привели к их тщательному изучению в последние десятилетия [3, 14, 54, 70, 83]. В результате анализа многочисленных остатков фауны были выявлены в объеме нижнего эйфеля карпинский, верхнего эйфеля - эйфельский горизонты [13, 93].

Также были установлены поисковые признаки и особенности распространения бокситов и выделены перспективные на бокситы зоны [3]. В настоящее время бокситы могут рассматриваться как значительная разновидность эйфельских отложений, но не могут выделяться как стратиграфический горизонт, так как встречаются в различных частях разреза [14].

Н и ж н и й п о д з а я р у с (D_{2ef})

Вулканогенно-осадочные отложения нижнего эйфеля наблюдались в разрозненных блоках в пределах Богословско-Веселовской депрессии. В основании разреза предполагается темно-серое и серое с прослоями светло-серых известняки с патками массивных зеленовато-серых туфопопелчанников, с обломками лапидов. Среди многочисленных остатков фауны определены остатки Favosites regularis minutus Yanet. Выше лежит толща глинистых сланцев с прослоями известняков, иногда зеленоватых пелитоморфных, кристаллотуфов лапидового состава и бокситоподобных с внешним оттенком аргиллитов. К шпу эта пестрая слоистая толща по простиранию замещается светло-серыми амфиболовыми и темно-серыми известняками с остатками наряду с другими видами того же Favosites regularis minutus Yanet.

Полный карбонатный разрез этих отложений лишь с небольшими переувиями в обнажениях наблюдался в долине р. Тоты [93]. Разрез начинается скальными вхождениями на правом берегу реки в 1 км выше пос. Тоты. Снизу вверх обнажаются, м:

1. Известняки светло-серые массивные с остатками Favosites regularis minutus Yanet. 200
2. Известняки темно-серые слоистые с прослоями амфиболовых известняков, с многочисленными остатками разнообразной фауны (Favosites regularis minutus Yanet, Stromatopora pseudobaschkirica Tschern., и др.). Известняки рассматриваются как шайтанский горизонт, перекрывающий шайтанский бокситовый пласт [163]. Они похожи на темно-серые известняки (куримовские слои) кровли расположенного восточней (за пределами листа) Тонинского месторождения [93]. 700
3. Известняки светло-серые массивные с остатками ми фауны. 200

Комплекс многочисленных остатков фауны дает основание однозначно отнести отложения суммарной мощности в 1 100 м к нижней части эйфельского яруса (карлинского горизонта).

Залегающие известняки нижнего эйфеля на известняках прахского яруса трансгрессивное. Контакт разновозрастных известняков вскрыт скважинами 64, 608, 609 севернее р. Шайтанки [114].

На сопредельном с севера листе в основании разреза наблюдались грубообломочные терригенно-карбонатные породы; в основании или чуть выше по разрезу предполагается продуктивные боксис-

товые горизонты [1]. Эти особенности взаимоотношений с подстилающими образованиями позволяют предполагать существование местных переувий в осадконакоплениях с разрывом и перестроением ранее сформировавшихся отложений.

В е р х н и й п о д з а я р у с (D_{2ef}). Отложения нижнего эйфеля по характеру и фашиальным особенностям близки ранним отложениям яруса. В виде тектонических блоков они наблюдаются вдоль восточной границы листа. Нижняя часть их обычно представлена темно-серыми амфиболовыми и битуминозными известняками, по простиранию замещающимися светло-серыми известняками. Характерны выклинивающиеся патки и прослои темно-серых кремнистых и известково-кремнистых сланцев, туфопопелчанников, мелкообломочных туфов, туфобрекчий.

Полный карбонатный разрез описан по р. Тоты [93], на правом берегу в 1,8 км ниже Верхотурского тракта; снизу вверх обнажаются, м:

1. Известняки темно-серые глинистые, тонкослоистые с остатками фораминифер Esglandia levata Frasn., forma lata, Parathurammina graciosa Frasn. Вверху по разрезу известняки постепенно становятся более толстослоистыми, среди остатков фауны определены Stromatopora cf. absurda Yanet, Dendrorella trigemina Quenst. 150
2. Известняки темно-серые битуминозные слоистые с восточным падением под углом 25-30° с остатками Cuschidiella pseudobaschkirica Tschern. 200
3. Известняки светло-серые массивные с остатками Suberogina gloriosa Frasn., Ivellina menneri Andr. 100
4. Известняки серые слоистые криноидно-брахиоподно-вые с Cuschidiella cf. pseudobaschkirica Tschern., Bairdia cultrijugati Krömm. 200
5. Известняки светло-серые массивные с остатками фауны, среди которой определены Uscinulus paterilelepiridus Frasn., Atypa devonica descreasesa Tent. and Tent и др. 100

Общая мощность отложений разреза 750 м.

Контакт отложений нижнего и верхнего эйфеля наблюдался в керне картировочных скважин в 1 км к северо-северо-востоку от ст. Веселовка Угольная и описан М.С. Каретиным [114]. Светло-серые криноидные известняки нижнего эйфеля, участками имеющие характерный мясо-красный цвет или брекчированные, перекрываются амфиболовыми темно-серыми известняками, что также позволяет допустить трансгрессивное залегание. Максимальная мощность

отложений верхнего эффеда не превышает 750 м.

Возраст отложений на основании анализа многочисленных остатков фауны, среди которых определены *Turplasma devoniana* Sovak., *Coschidiella pseudobavarskica* Tschern., определяется как верхний эффеда (табл. 1, горизонт). Предполагается существование в эффеде двух крупных трансгрессивных циклов, начало которых совпадает в общих чертах с границами раннего и позднего эффеда.

Живетский ярус (D_2^{zv})

Живетские отложения располагаются у восточной рамки в северо-восточной части листа отдельными блоками, закатами между пластинами эффеда и приподольских пород, vyplняющих западный борт Волчанской депрессии. Они представлены темно-серыми и серыми известняками, часто битуминозными, амфиолитовыми слюистыми, светло-серыми и розоватыми массивными известняками, пороченными к верхам разреза. В основании разреза нередки прослои известково-глинистых сланцев и маломощных линз пестроцветных оксидовидных глин, свидетельствующие о предшествующем живетскому времени перерыву в осадконакоплении. На существование перерыва указывает также несогласное залегание живетских отложений на различных горизонтах верхнего эффеда.

Максимальная мощность отложений 500 м. Возраст определяется однозначно на основании находок остатков *Amphiroa gamosensis* Bogoyavl., *Actinostroga vertatui* Lec., *Thamnopora pilschoni* Fersch., *Heliorhynchus alatus* Sovak. как живетский.

В физических полях образования верхнего девона не выделяется, так как они представлены практически немагнитными породами и в пределах листа имеет ограниченное распространение.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Н и ж и й о т д е л (Т₁)

Раннетриасовые отложения впервые были обнаружены бурением в основании разреза Богословско-Веселовской депрессии и описаны А.И.Краевой [126]; позднее наблюдались В.С.Каретинным в восточном борту Богословского карьера [114]. Они представлены глинами красновато-оранжевыми, желтоватыми, светло-серыми, зеленоватыми, образовавшимися за счет выветривания сланцев и песчанков эффеда. Вниз по разрезу глины постепенно сменяются

выветрелыми до дресвы и затем свежими породами. В глинах часто встречаются стяжения сурчужного железисто-окислого материала и переотложенные гальки кварца. Возраст отложений определяется как раннетриасовый, на основании сходства химического состава с эффедажно-девонскими древнетриасовыми образованиями [114]. Мощность этих отложений не превышает 50 м.

В е р х н и й о т д е л (Т₂)

Отложения этого возраста выполняются в восточной части листа Богословско-Веселовскую депрессию, образуя неправильной формы субэридомально удлиненную зону длиной 18 км и шириной до 1-2 км. Она представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами озарного и озерно-проливильного генезиса с прослойками и пачками бурных углей. По данным разведочных работ отложения снизу вверх расчленяются на следующие пачки или горизонты [140]:

1. Подугольный горизонт и угольная свита "д", состоящая из конгломератов и песчанков со спорами *Leiotritoletes*, *Osmundaceae*, *Aneimites*, *Marattiaceae* и *Ginkgo*, *Rododermites*, *Picea*, характерными для нордического и частично карнийского ярусов [71]. Мощность 200 м.
 2. Угольная свита "с" и подугольный горизонт - главные объекты промышленной разработки. Максимальная мощность их 110 м на юго-востоке, к северу, западу и югу мощность постепенно уменьшается, приносясь к наклонному дну депрессии; одновременно компактная угольная пачка распадается на отдельные, также постепенно выклинивающиеся, пласты.
 3. Угольная свита "в" и меугольный горизонт имеет максимальную мощность 85 м и содержит споры и пыльцу, характерные для ретского яруса.
 4. Угольная свита "а", полностью выработанная, имела мощность также до 85 м и содержала остатки флоры: *Opuchium*, *Cheilegolepis*, *Wapettitales*, *Ginkgo*.
- Отложения верхнего триаса, основываясь на ориентировке слюистости, приурочены к угольным несогласиям до 30° к породам нижнего триаса, которые в Богословско-Веселовской депрессии могут рассматриваться как захороненные [114]; в промежутке между нижним и верхним триасом допускается разрыв и разное опус-

канье территории. Общая мощность отложений в пределах Богословско-Веселовской депрессии достигает 450 м. В физических планах она отражена не находит.

Возраст отложений на основании остатков спор и пыльцы определяется как позднеэриосный в объеме всех его трех ярусов.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения, развитые по всей площади, имеют обычно небольшую мощность (1-3 м). В долинах рек, если они налегают на зоны доломитовых разломов, либо в мелиоративной депрессии уветской полосы восточного склона Урала, мощность аллювиальных отложений увеличивается до 10 и даже 20 м.

По времени образования отложения подразделяются на нижнее, среднее, среднее-верхнее, верхнее, верхнее и современное и современное звенья; они представлены аллювиальными, озерно-болотными, ледниковыми и склоновыми образованиями различных генетических типов, которые показаны на схематической карте четвертичных отложений (рис. 3). На геологической карте выделены только нерасчлененные аллювиальные отложения верхнего-современного звенья (Q_{III-IV}), а также озерно-болотные отложения современного звена (Q_V). С первыми связаны россыпи золота, платины, кирпичные глины, со вторыми - месторождения торфа.

Нижнее звено

Аллювиальные отложения (al), вскрытые в восточном борту Богословского угольного карьера (западная окраина г. Карпинска), выделены по находкам флоры в ранне-ледниковой области. В обнажениях угольного карьера на песчаных угленосной толще верхнего триаса располагаются полимиктовые галечники, выше которых залегают песчано-глинистые отложения с карплоглиническими остатками: *Potamogeton aff. obtusifolius* Mert. et Koch., *P. filifolius* Pers (?), *Selaginella selaginoides* (L.) Link. [42], позволившими отнести их к нижнему плейстоцену. Мощность 3 м. Песчано-глинистые образования перекрывают ледниковыми суглинками днепровского горизонта, поэтому на схематической карте четвертичных отложений не показаны.

Среднее звено Днепровский горизонт

Ледниковые отложения (gl_{III}) на днепровской поверхности не выходят. Они вскрыты карьером в Богословско-Веселовской депрессии (сб. 579) под эльвиально-дельтавыми суглинками среднего-верхнего звеньев. Нижняя граница их неровная с клиновыми и наклонными. Ледниковые отложения представлены желтовато-бурыми глинами с гравием, супесями, гальками и мелкими валунами. В слоистых супесях отмечаются внутренние формационные нарушения слоев. Отложения относятся к днепровскому горизонту, на основании сходного стратиграфического положения и состава с палеонтологически обоснованными отложениями на сопредельной с востока площади [42, 43]. Мощность 2,0 м с тенденцией увеличения к северу до 8,0 м.

Одинцовский и московский горизонты

Аллювиальные отложения (alluv_{IV}) слагают третью (ископную) эрозионно-аккумулятивную террасу, прослеживающуюся на рр. Кавке, Дюбе в виде фрагментов 1500-500 м, 2000-1000 м. Они представлены песчано-гравийно-галечным материалом полимиктового состава и наблюдаются на высоте от 10 до 15 м над урезом реки. Отложения обычно лежат на покое, сложенном палеозойскими породами, высота которого варьирует от 10 до 30 м. Мощность аллювия достигает 5-6 м. Морфологически эта терраса почти не выражена. На сопредельной с этой площадью в аналогичных аллювиальных отложениях рр. Вни и Яса известны находки зубов *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа, характерные для среднеуральского нагорья [42].

Среднее-верхнее звено

К образованиям среднего-верхнего звеньев условно отнесены аллювиальные отложения (all_V), развитые на междуречье рр. Дюбы и Кавки. Они представлены глыбово-щебнистым материалом с примесью песчаных глин. Мощность 1-2, реже 5 м.

Верхнее звено

Дельтавые отложения (dl_V) развиты широко на склонах водоразделов, у подножий хребтов, на участках холмистого рельефа и речных долинах. Они представлены глы-

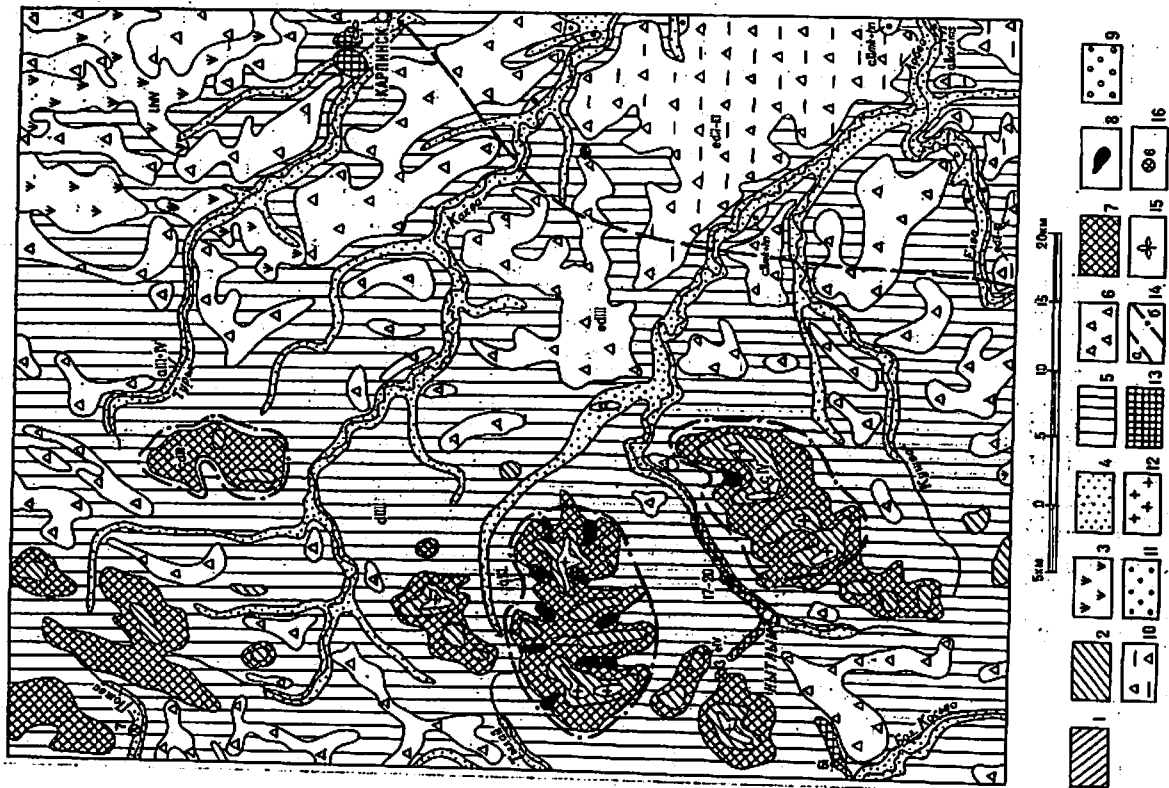


Рис. 3. Схематическая карта четвертичных отложений. Составлена Н.А. Шаховой (с использованием материалов В.А. Дидера).

сово-щебнисто-суглинистым материалом бурого цвета, иногда тя- желя бурими глинами со щебнем, реже с галькой. Эти отложе- ния перекрывают осадки различного возраста и генезиса, в том числе аллювий напойменных террас, исключая первую. Мощность 5,5-1,0, реже 3,0 м.

Этот вид отложений наблюдается на выравненных водоразделах и привершинных участках в лесной зоне; представлены глыбовыми или щебневыми осыпями и развалами, супесями и суглинками, щебнистыми глина- ми. Мощность от 1 до 5 м. Возраст определен условно, в основ- ном, по стратиграфической увязке с отложениями смежных ге- не- тических типов [130, 131].

Коллекция деловых от- жений (сип), представленные суглинками с обильным щебнем и крупноглыбовым материалом, мелкоземом со щебнем, ха- рактерны для сравнительно крупных залесенных склонов гор (Кон- заковский Камень, Косыгинский Камень, Буртым, Ольвинский Ка-мень, Сенные горы); они приурочены в основном к абсолютным отметкам 400-1000 метров. Мощность 3-5 м [130, 131].

На склонах водоразделов, у подножий хребтов среди описан- ных склоновых отложений верхнего звена широко развито явление солифлюксии. Образованные в результате этого процесса суглин- ки со щебнем и стлаженными глыбами показаны на схеме вместе с деловыми и коллективно-деловыми образованиями. В расчленении склоновых отложений использованы аэрофотография- лы [108, 131].

Деловые отложения (сип) горно-долин- ного и карово-долинного оледенения известны на Конжаковском,

3 - современное звено: 1 - аллювиальный щебень, глина, песок, суглук (ал), 2 - коллективные суглики щебень, крупноглыбовый материал (ал), 3 - озер- но-болотные глины, торф (ал); 4 - верхнее и современное звено, аллювиаль- ные галечники, пески, суглинки, супеси поймы и первой напойменной террасы (ал); 5 - 9 - верхнее звено: 5 - мелкоаллювиальные суглинки, супеси, торф (ал), 6 - аль- тупно-деловые глина, супеси, суглинки, щебень, глина (ал), 7 - коллек- тивно-деловые суглинки, супеси, суглинки, щебень, глина (ал), 8 - делово- деловые суглинки, супеси, глина и валуны, галечники, валуны (ал), 9 - деловые глина и хамойский горизонт; аллювиальные пески, глина, суглук, су- глинки, глина второй напойменной (аллювиальной) террасы (ал); 10 - сред- нее - верхнее звено, аллювиально-деловые глина, суглинки, супеси, галеч- ный щебень (ал); 11-12 - среднее звено: 11 - оледенение и мхово- вой горизонт; аллювиальные пески, глина, супеси, суглинки, галечники трет- ей напойменной (аллювиальной) террасы (ал); 12 - до четвертичного оледене- ния: 13 - техногенные образования (отвалы карьеров, трамлей, отвалов); 14 - граница оледенения; а) максимального среднеальпийского, б) горно-долинного северорус- ского; 15 - места находок флоры; 16 - мощность четвертичных отложений, в мет- рах.

Современное звено

З л в и а л ь н е о т л о ж е н и я (eiv) слагают выровненные плосалки и уплотненные седлованы в гольцовой зоне Ковынского и Конжаковского Камней, Катышера. Представлены щебнем, развалами глыб, мелкоземистым материалом с включениями щебня. Мощность 0,5-3,0 м.

К о л в и а л ь н е о т л о ж е н и я (civ) формируются в гольцовой зоне Кытлымского массива, Ольвинского Камня, Черного Увала. На крутых склонах и у их подножий она представлена глыбовым материалом, щебнем, образуя "каменные моря", на средних и пологих склонах - щебнисто-глыбовыми осипами с суглинистым мелкоземом. Мощность отложений 1,0-2,0, реже до 5,0 м.

О з е р н о - б о л о т н ы е о т л о ж е н и я (lniv) развиты в междуречьях Бол. и Мал. Лихи в долине р. Туры; представлены иловатыми глинами, торфом, сапропелями. Показанные на геологической карте и схеме четвертичных отложений контуры озерно-болотных образований, в основном, совпадают с современными торфяными болотами. Мощность от 1 до 6,5 м.

Т е х н о г е н н ы е о т л о ж е н и я, образованные в результате эксплуатации месторождения бурого угля открытым способом, развиты близ г. Карпинска. Дрянные отвалы, образованные в результате добычи россыпного золота и платины, известны за реками: Мал. Косыза, Сев. Кытлым, Лобва.

И Н Т Р У З И В Н Ё О Б Р А З О В А Н И Я

Интрузивные породы занимают около 25% территории; они различны по времени образования и составу. По возрасту выделяются позднеордовикские, ранне- и позднесилурийские интрузии. Наиболее древние - позднеордовикские интрузии - представлены ультраосновными телами Салагемского пояса, контролируемыми одоманным глубинный разломом, габбродиабазами, диабазами и гранитоидами, пророченными к зоне развития пород нижнего, среднего и верхнего ордовика. К интрузивным образованиям раннесилурийского возраста относятся габброиды и ультраосновные породо трех массивов Платиноносного пояса Урала - Кыспинского, Кытлымского и Павдинского. Более молодые - позднесилурийские интрузивные образования известны в центральной части Кыспинского и Кытлымского массивов, а также в виде неправильной формы

Серебрянском и Казанском Камнях: в верховьях рр. Крутобереговой, Сев. Юва, Полуленной, Юва, 1-й, 2-й, 3-й Серебрянок, Конжаковки, Сев. Катышера и Чернушки. Отложения представлены почти неокатанными валунами и щебнем местных пород в желтоватобуром суглинке. Моряны, относимые к ханмейскому и подпороуральскому горизонтам, изучены слабо, на схеме объединены. Некоторые исследователи время образования этих морен называют свежесилурийским оледенением [42]. Кытлымский массив является самым южным пунктом, где отмечаются долинныи моренные накопления на абсолютных отметках не ниже 600-700 м. Мощность 5-10 м.

Макулинский и ханмейский горизонты

А л в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (aivlnk+ln) слагают вторую (камшловскую) аккумулятивную террасу рр. Елвы, Лобан (пос. Черный Яр), Какан (пос. Галка). В виде небольших участков шириной 300 м, протяженностью до 3 км, терраса хорошо выделяется в рельефе. Нижняя часть разреза сложена валунно-гравийным материалом с глинными разноразмерными полимиктовыми песками, а верхняя - желтовато-бурыми глинами и суглинками. Мощность изменяется от 1,5 до 10 м.

В аналогичных отложениях, развитых к востоку от описанной площади, на р. Какане, близ устья р. Замайка, найдена кость *Coelodonta cf. antiquitatis* (Blum.), определяющая возраст вмещающих осадков в пределах среднего-позднего плейстоцена [42, 43].

Верхнее и современное звено

А л в и а л ь н ы е о т л о ж е н и я (aivlnk+iv) поймы и первой надпойменной террасы развиты в поймах и долинах всех рек. Ширина долин обычно небольшая, от 70 до 480 м, в разоне Кытлымской седловины достигает 1000 м. Высота первой надпойменной террасы над урезом воды составляет 2,0-3,0 м, наиболее четко выражена в долинах рр. Какан (у пос. Исаковский) и Лобва (ниже устья р. Юва). В составе аллювия наблюдаются русловые и пойменные фации. Первая представлена кососложистыми разноразмерными песками, гравийно-галечными песками и галечниками, вторая сложена, в основном, песчано-глинистыми осадками. Мощность отложений 1,0-3,0 м, редко достигает 10-20 м [94].

тел, расположенных непосредственно к востоку от массивов Платиноносного пояса; они представлены диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и плагитогранитами.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ИНТРУЗИИ

У л ь т р а о с н о в н ы е п о р о д ы представлены серпентинитами Салатимского пояса дунит-гарбургитовой формации (Fe_3O_4). Всего в пределах листа среди отложенной польинской свиты установлено три серпентинитовых тела. Они имеют неправильную, слегка удлиненную субмеридиональную форму и величину не более 800 м. Два из них располагаются непосредственно в зоне Салатимского глубинного разлома; третье находится к западу от него, севернее горы Буртым.

Серпентиниты — тонкозернистые темные, почти черные, породы с зеленовато-серой корочкой выветривания. Они состоят из серпентина-антгорита, рудного минерала и, в некоторых случаях, брусита. Антгорит образует однородный агрегат решетчатой или перекрещенно-волокнистой структуры; рудный минерал — магнетит, находится в виде сгущений и полос пылевидных частиц, повторяющих очертания сети первоначальных хризотилонных провальных, обуславливающих петляющую структуру породы. По форме выделений магнетита и баститовым псевдоморфозам можно допустить, что кроме оливины в первичной породе содержался и пироксен. Брусит выполняет трещины в породе или же в виде редких зерен находится в серпентинитовой массе. Присутствие пироксена, усвоенное по структурным признакам, позволяет считать серпентиниты алоперидитовыми [38]. Данные о физических свойствах отсутствуют.

Позднеордовикский возраст ультраосновных пород принимается на основании проникновения их в отложения ордовика и находок включений серпентинитов в базальных конгломератах силура [41, 168]. Существует также мнение о более раннем времени формирования гипербазитов этого пояса относительно вмещающей толще верхнего ордовика [50].

Г а б о р о д и а б а з ы и л и а б а з ы (Fe_3O_4) среди отложений ордовика наблюдаются в виде силлов, даек, небольших интрузивных тел неправильной или удлиненной, в соответствии с простиранием вмещающих пород, формы. Выходы их на поверхность часто дают положительные формы рельефа, как, например, Ольвинс-

кий Камень, Голобский Хуок, г. Плевневая.

Обычно это темно-зеленые от мелко-до среднезернистых породы, часто обнаруживающие активные контакты с вмещающими образованиями. Они состоят из обыкновенной роговой обманки, актинолита, хлорита, эпидота, поизита, альбита, сосороидита и лейкосена. Из акцессорных минералов отмечается апатит. В редких случаях удается обнаружить клинопироксен (авгит) — реликтовый минерал первичного парагенезиса породы, в той или иной степени замещенный амфиболом. Габбродиазы и диазы по химическому составу являются производными толстоносных магм; различия заключаются лишь в пониженных содержаниях кремнекислоты и натрия и немного повышенных — магния и кальция [23, 62].

В магнитном поле эти породы находятся в зоне узлоколых положительных аномалий, цепочками протягивающихся в северо-восточном направлении (см. рис. 2). Аномалии вызваны зонами обогащения магнетитом, небольшими телами серпентинитов Салатимского пояса, а в основном — телами диазов и габбродиазов, магнитная восприимчивость которых меняется в пределах $1500-6000 \cdot 10^{-6} \text{сгс}$ [112].

Позднеордовикский возраст габбродиазов принимается на основании проникновения их в породы среднего и верхнего ордовика и отсутствия подобных образований в силуре [11, 62].

П л а г и о г р а н и т ы, п л а г и о г р а н и т о - г н е й с ы (Fe_3O_4) в пределах листа тесно связаны с эпидот-альбитовыми амфиболитами польинской свиты, полюса которых прослеживаются от верховьев р. Лягушки на юго-востоке до северной рамки листа: ширина пояса, охватывающей зону с горами Палеонной, Мохнатой, Черным Увалом, изменяется от 1 до 6 км. Амфиболиты, плагитогранитогайсы и плагитограниты обычно переслаиваются согласно, мощность прослоев от сантиметров до нескольких метров. Плагитограниты пророчены к центру наиболее мощных прослоев; краевые зоны их представлены инъекционными гнейсами, в которых постепенно по направлению к амфиболитам увеличивается содержание роговой обманки [38]. В физических полях не выделяются; данные о физических свойствах отсутствуют.

Плагитограниты — светлые, мелко- или среднезернистые массивные породы, состоящие из кварца, измененного плагноклаза, зеленой роговой обманки, редко наблюдаются зерна апатита, рудного минерала и эпидота. Химический состав плагитогранита по-

казывает низкое содержание в породе щелочей, особенно калия.

Возраст метасоматических преобразований гранитоидных пород этой полосы по данным определений калий-аргоновым методом (по породе) составляет 238 ± 12 млн. лет (прилож. 6), что вполне согласуется с результатами подобных определений на определенном с севера листе [11].

Плагитогранитоиднейсы - светлые породы гнейсовидной структуры с субпараллельным расположением длиннопризматических кристаллов роговой обманки. Состоят из кварца, альбита, роговой обманки и небольших количеств мусковита, хлорита, граната, магнетита. Контуры плагитогранитов и плагитогранитоиднейсов на геологической карте даны обобщенные.

Позднеорловский возраст плагитогранитов и непосредственно связанных с ними инъекционных плагитогранитоиднейсов определяется на основании характера контактов с вмещающими породами среднего-позднего орловки и нахолок коеполитов плагитогранитов в базальтах нижнего силура [10, 168]. На определенном с севера листе установлено на основании данных абсолютного возраста калий-аргоновым методом время изменения гранитоидов ма-ных тел в пределах $228 \pm 5 - 285$ млн. лет [119].

РАННЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивные породы раннего силура в пределах листа представлены в трех массивах Платиноносного пояса Урала - Кыялинском, Кытлымском и Павдинском.

Кыялинский, расположенный в северной части, является одним из малых и плохо обнаженных массивов цепи Платиноносного пояса. Он состоит из двух - западного и восточного, округлых в плане и соединенных между собой тел субконцентрического строения. Западное тело, размеры которого 10×11 км, состоит из пород основного и кислого состава. Внешняя его кайма представлена габброноритами, включающими линзоподобные, согласные с общим простиранием полосы и участки оливиновых габбро и пироксенитов. Ядро представлено более поздними кварцевыми диоритами и плагитогранодиоритами [53, 113].

Восточное тело, имеющее в плане размеры 7×9 км, сложено, главным образом, диоритами и кварцевыми диоритами. Габбронориты составляют не более $1/5$ части и располагаются в виде удлиненных линзовидных участков субпараллельно внешним очертаниям.

ним тела, создавая элементы субконцентрического строения. Габбронориты здесь могут рассматриваться как участки интрузивных образований раннего силура среди более поздних существенно кислого состава интрузивных пород.

В гравитационном поле Кыялинскому массиву отвечают две самостоятельные аномалии округлой формы: положительная с максимальным значением более 65 мГал для западного тела и отрицательная менее 45 мГал для восточного, при расстоянии между эпицентрами 6 км (см. рис. 1). Согласно расчетам вмещающие породы падают под массив. На глубине $3,5$ км Кыялинский плутон имеет связь с северной оконечностью Кытлымского массива [155]. В магнитном поле отчетливо выражено субконцентрическое строение обеих частей массива, выражающееся в чередовании аномальных зон разной интенсивности: от $2000 - 3000$ гамм в области развития габброноритов до $-200 - (-300)$ гамм - гранитоидов. Для восточного тела характерно ступенчатое снижение напряженности магнитного поля. В западном борту его выделяется крупная ($50,75$ км) отрицательная аномалия асимметричного строения со значением в эпицентре - 3200 гамм, природу которой однозначно определить трудно из-за сложных структурных и петрологических взаимосвязей.

Кытлымский массив один из наиболее известных, хорошо обнаженных и в настоящее время относительно изученных массивов Платиноносного пояса, занимает центральную часть западной долины листа; его отторженец, отделенный полосой Кытлымских Кыялинский Камень, западной частью (Сосновским увалом) выходит за пределы листа. В целом размеры Кытлымского массива в плане 30×47 км, Кыялинского Камня - 11×12 км.

Кытлымский массив имеет сложное строение. В первом приближении его можно разделить на две части: западную - дунит-пироксенит-тальцитовую и восточную, преимущественно габбровую. Внутри той и другой части выделяются субконцентрические структуры, создаваемые как полосчатостью, так и контурами зон различного петрографического состава. Таким образом, в западной части выделяются структуры: Кыялинская и Талый-Коняковский, в восточной - Валентинская, Сосновская и Талый-Коняковский, в восточной - Валентинская, Сосновская и Талый-Коняковский.

В поле силы тяжести Кытлымскому массиву отвечает крупная положительная аномалия с максимальным значением 98 мГал. Эпицентр располагается в 6 км к востоку от горы Сосновский Ка-

мень. Расчеты показали, что все отдельные части массива непосредственно связаны между собой и в пределах глубины расчетов (15 км) имеет непрерывное развитие [155]. В северо-западной части наблюдения устанавливается восточное падение массива, но по данным гравиразведки с глубиной порядка 2 км он образует "раздвиг" в западном направлении. В магнитном поле массиву отвечает положительная аномалия сложного рисунка с перепадами напряженности от 2 000 до 19 500 гамм (см. рас. 2).

Косьвинская структура сложена однообразными оливиновыми пироксенитами, полосой тилаитов, субпараллельной западной границе и дунитовыми различной величины телами, от крупных (Ювское - 1,5x2 км) до линзовидных мелких, подчеркивающих концентрическое строение структуры [18, 100]. Тылай-Конжаковская структура сложена теми же породами, что и Косьвинская, но здесь увеличивается общий объем тилаитов и уменьшается количество пироксенитов.

На магнитной карте выделяются два аномальных знака переменных поля с интервалом значений от -2 000 до +5 000 гамм, отмечаящих Косьвинской и Тылай-Конжаковской структурам, разнородных полосой сложных отрицательных значений. В трансформированном по методу вариаций гравитационном поле эти структуры создают единую аномалию с амплитудой 22 мГал и эпицентром в районе горы Косьвинский Камень (рис. 4). Согласно расчетов в этой части массива развиты наиболее тяжелые массы при вертикальной мощности 6 км [155].

Серебрянская концентрическая структура располагается в центре массива. Периферические зоны ее сложены габроноритами и оливиновыми габбро, центральная часть - амфибол-пироксенитовыми и амфиболовыми габбро. Глубинным разломом она отделена от Тылай-Конжаковской структуры на западе и сложными глубинными разломами от Валенторской структуры на востоке.

В магнитном поле Серебрянская структура выделяется отчетливо и характеризуется наиболее однородным и интенсивным полем со значениями более 5 000 гамм. Отрицательные аномалии встречаются эпизодически, достигая интенсивности 1000 гамм. В трансформированном поле тяжести эта структура занимает пограничную зону между аномалиями, отвечающими Тылай-Конжаковской структуре и центральной части Кытлымского массива. Таким образом, данные гравиметрии указывают на то, что глубокий

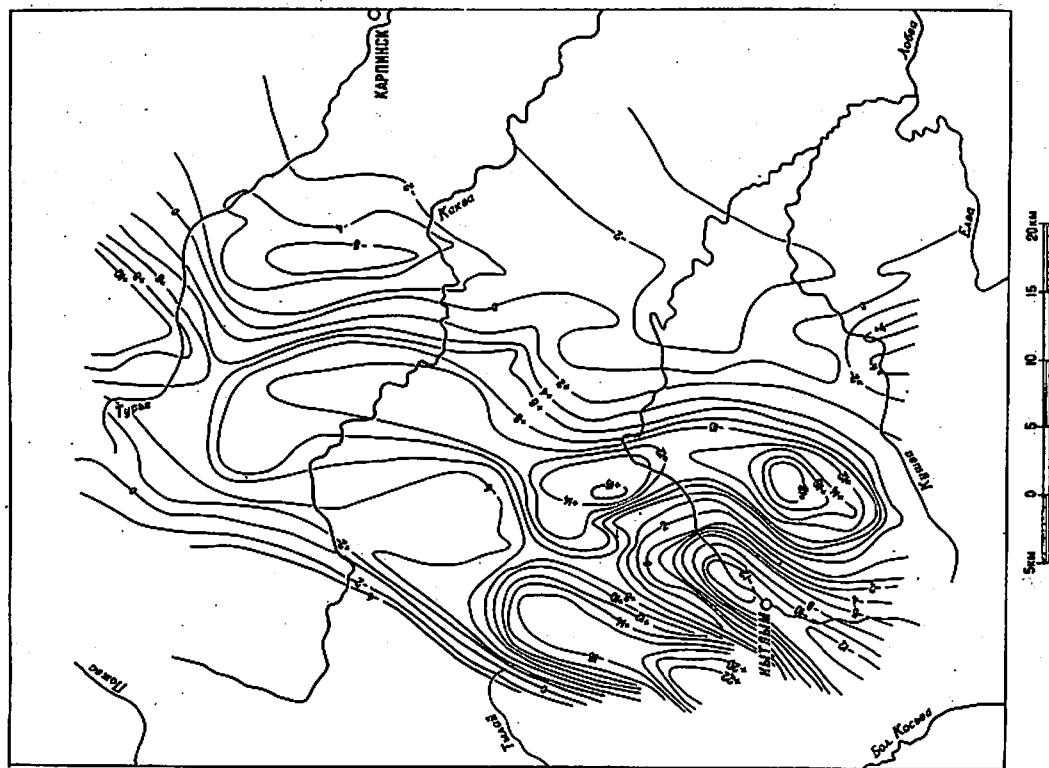


Рис. 4. Результаты трансформации гравитационного поля по методу Э.А. Андреева (метод вариаций). Составлена по материалам С.А. Таганова.

Численность локальных гравитационных аномалий: 1 - положительные; 2 - нулевые; 3 - отрицательные.

план структуры совершенно иной, чем представляется на поверхности, и положение разлома между Серебрянской и Тяжел-Коняковской структурами определяется в 5 км восточнее, чем отмечается на поверхности.

Сухогорская структура сложена полосчатыми оливиновыми габбро и троктолитами со шпироподобными телами пироксенитов, подчехляющими концентрическое строение структуры. Округло-концентрическая форма Сухогорской структуры уверенно выделяется в физических полях. Амплитуда гравитационной аномалии 19 мГал; в магнитном поле положительные значения преобладают и достигают 5 000 гамм. Отрицательные поля с интенсивностью до 2 000 гамм тяготеют к западному борту структуры.

Валенторская структура, представляющая крайний северо-восточный вступ массива, сложена почти целиком габбропоритами. Лишь параллельно восточной границе и в крайнем западном выступе наблюдаются линзовидные участки оливиновых габбро.

В трансформированном гравитационном поле ей отвечает локальная положительная аномалия вытянутой формы с амплитудой более 10 мГал. Валенторская структура имеет очень своеобразный рисунок магнитного поля - чередование линейных положительных (с интенсивностью до 2 000 гамм) и более узких отрицательных аномалий (500-1 000 гамм), расходящихся веером от устья р. Иов, но параллельно границам структуры. Геофизические данные однозначно указывают на то, что в северо-западной части Валенторской структуры граница массива проходит на 4-5 км северо-западнее картируемой на поверхности.

Павлинский, следующий к югу крупный массив Платиноносного пояса, отличающийся от Кытлымского линейной субмардиальной формой, в пределах листа представляет лишь крайнюю северную часть, сложенную габбропоритами с подчиненными участками оливиновых габбро. Уверенно выделяется в физических полях полосчатыми магнитными (с максимальной интенсивностью более 3 000 гамм) и гравитационными аномалиями (см. рис. 1, 2).

Интрузивные породы Платиноносного пояса и пространственно связанные с ними гранитоиды позднего силура принято подразделять на три комплекса: эпитунитовый, эпитгаббровый и гранитоидный [18]. Породы эпитунитового комплекса - дуниты и метадуниты, пироксениты, оливиновые габбро и троктолиты - слагают западную и южную части Кытлымского массива и выполняют неболь-

шие участки в Кытлымском массиве. В пределах западной части Кытлымского массива породы эпитунитового комплекса выделяются некоторыми авторами в кобальдинский комплекс ультраосновных и основных пород [73]. Эпитгаббровый комплекс пород, по возрасту олиановый с эпитунитовым, представлен габбропоритами, оливиновыми габбропоритами, амфибол-пироксеновыми и амфиболовыми габбро с подчиненными габбро-пегматитами и анокситами, извест в Кытлымском, Кытлымском и Павлинском массивах. Породы гранитоидного комплекса, относясь к позднему силуру, также известны во всех трех массивах, но описание их приводится ниже, одновременно с характеристикой гранитоидных массивов, расположенных восточнее Платиноносного пояса.

Дуниты, метадуниты (Sk). Дунитовые тела наблюдались лишь в западной части Кытлымского массива; это Соновский Увал, представленный на площади листа своим северным и южным окончаниями, Косвинское Плечо (2х2 км), Ювское (1,5х1 км) и более мелкие, обычно согласные с полосчатостью пород линзоподобные участки, заключенные в пироксенитах.

Дуниты представляют собой однообразные мелко-равномерно-зернистые темно-зеленые породы с желтовато-бурой короткой выветривания, с тонкой плитчатой отделимостью. Они состоят из оливины (Fe_{6-10}), в той или иной степени серпентинизированного, и небольшого количества хромита. В шкурочных выделениях серпентина наблюдается пылевидный магнетит и тремолит. В выветрелых разностях встречаются лимонит, халцедон, карбонаты. Слабо серпентинизированные дуниты, обнаруженные в Ювском дунитовом теле, характеризуются полигональнозернистыми структурами, в серпентинизированных разностях обильны петельчатые структуры.

Хромит находится в массе оливины в виде редких и мелких (до 1 мм) илиморфных зерен, лишь участками образующих шпирообразные скопления. Платина, связанная с дунитами, тяготеет к таким шпировым ступеням хромита [15, 75, 76]. Серпентин-хризотил-зеленоватый и желтоватый. Средняя плотность дунитов (Ювское тело) 3,20 г/см³, магнитная восприимчивость относительно слабых разностей не превышает $300 \cdot 10^{-6}$ сгу [19].

Метадуниты слагают краевые зоны крупных дунитовых тел, незначительной, часто линзовидной формы, участки в пироксенитах и габбро. Установлена закономерность: чем меньше тело, тем

большую его часть составляет метадуниты. Выветрелые разновидности метадунитов хорошо отличаются от дунитов красновато-бурой короткой выветривания. Это равнозернистые породы, состоящие из оливина (Fa_{10-20}), клинопироксена, титаномagnetита, хромита и серпентина. Иногда наблюдается зеленая шпинель, магнетит и иллингсит.

Титаномagnetит образует сидеронитовые выделения, иногда содержащие реликтовые зерна хромита. Зеленая шпинель наблюдается лишь в разновидностях, богатых титаномagnetитом. Клинопироксен, содержащийся в небольших количествах, образует неправильной формы выделения или крупные скелетные зерна [18, 105]. Структура метадунитов также полигональнозернистая, а в серпантинизированных разновидностях — пестельчатая.

Данных о физических свойствах метадунитов немного; два образца показали магнитную восприимчивость $1500 \cdot 10^{-6}$ и $1600 \cdot 10^{-6}$ СГС и плотность соответственно 3,28 и $2,90 \text{ г/см}^3$ [105].

Клинопироксен и титаномagnetит окружает дунитовое тело в западной части Кытлымского массива, образует небольшие согласные с полосчатостью участки среди оливиновых габбро, реже — габброноритов в Книспинском и Кытлымском массивах, а также встречается в виде неправильной формы тел в центре Кытлымского массива — в сложной зоне сочленения Серебрянской, Валенторской и Сухогорской структур.

Клинопироксениты — средние — или крупнозернистые, реже гигантозернистые или пегматитовые породы темно-зеленого цвета, состоящие из клинопироксена, оливина и титаномagnetита в различных количествах соотношениях. Более светлые пироксениты, сложенные целиком бледноокрашенным диопсидом, часто наблюдаются в контактах дунитовых тел и в жилах среди дунитов Кытлымского массива [4, 8]. В некоторых разновидностях наблюдается зеленая шпинель, серпентин, амфибол, ортопироксен (бронзит) и биотит. Структуры пород полигональнозернистые, в богатых титаномagnetитом разновидностях — сидеронитовые. При увеличении содержания оливина, обычно на контакте с дунитами, клинопироксениты переходят в верлиты. В зонах перехода клинопироксенитов к талитам и оливиновым габбро в них постепенно появляется плагиоклаз основного состава.

Клинопироксен пироксенитов и верлитов относится к ряду диоксид-сали с содержанием воластонитовой молекулы в пределах

от 43 до 47%, железистость до 33% и углом 2V, изменяющимся от 55 до 60°. Наименее железистые разновидности наблюдаются в пироксенитах вблизи дунитовых тел, более железистые — в рудных пироксенитах (косынтах). Оливин всегда бесцветный, иногда серпантинизированный, содержит от 10 до 25% фаялитовой молекулы [5, 18]. Титаномagnetит представлен сидеронитовыми выделениями или идиоморфными и каппаидными включениями в зернах силикатов. Обогащенные титаномagnetитом пироксениты распространены на небольших участках в западной части Кытлымского массива, но, хотя они нигде не отличаются от руд качанарского типа, ввиду незначительной величины могут рассцениваться лишь как пункты минерализации. В восточной части массива в небольших, не всегда имеющих выражение на карте, жилах пироксенитов среди оливиновых габбро известны зоны богатых титаномagnetитовых руд, которые могут рассцениваться как рудопроизведения. Средняя плотность пироксенитов $3,38 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость $800 \cdot 10^{-6}$ СГС [155].

Химические анализы дунитов, метадунитов и пироксенитов приведены в прилож. 5. Эта ассоциация ультраосновных пород отнесена к дунит-клинопироксенитовой формации и выделена в косынский комплекс.

Оливиновые габбро и талиты с подчиненными троктолитами и анортозитами (Fo_{50}) составляют примерно треть часть Кытлымского массива; они слагают почти целиком Сухогорскую структуру, занимают значительные территории в западной части массива, в западной части массива относятся к плу от Серебрянского Камня и образуют небольшие в плане линзовидные тела среди габброноритов Валенторской структуры. В Книспинском и Павлинском массивах они представлены весьма ограниченно в виде удлиненных линзовидных тел среди габброноритов.

Оливиновые габбро — средние — и крупнозернистые породы пестрой окраски с хорошо выраженной полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полос разной зернистости и состава. Главные породообразующие минералы — плагиоклаз (An_{60-90}), клинопироксен с железистостью от 20 до 35%, оливин, содержащий 20–25% фаялитовой молекулы, роговая обманка, титаномagnetит; иногда наблюдается в небольших количествах зеленая шпинель, сосерит, цоизит, эпидот, серпентин, иллингсит, актинолит.

Платиоклаз, двойникованный по альбитовому и периклиновому законам, обычно незонален, иногда в различной степени сосеритизирован. Клинопироксен - авгит, бесцветен, часто содержит ориентированные включения рудного минерала. Оливин также бесцветный, иногда замещается серпентинитом, идиогситом и бледно-зеленым амфиболом актинолитового типа. Титаномagnetит обрывает слатеронитовые выделения, наблюдается в зернах пироксена и в кельфиновых каймах вокруг силикатов в ассоциации с амфиболом актинолитового типа и зеленой шпинелью.

Структура пород типичная габбровая аллотриоморфнозернистая, в равновидностях, богатых титаномagnetитом, - сидеронитовая. Средняя плотность $3,07 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость $5000 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ [103, 155].

Тыялит по существу представляет пестрое чередование прослоев пироксенитового, дунитового, габбрового состава с преобладанием последних. Характерной особенностью этих пород является мелкозернистость габбровых составляющих и порфировидная структура, обусловленная крупными выделениями клинопироксена, спемантированными мелкозернистой массой из клинопироксена, оливины и платиоклаза. В небольших количествах наблюдаются титаномagnetит, роговая обманка, ортопироксен, биотит, зеленая шпинель и серпентин. Клинопироксен дислоцированного ряда с 41-45% воластатовой молекулы образует крупные округлые зерна, нередко с неравномерным угасанием, связанным с деформацией зерен. Оливин (Fe_{23-37}), платиоклаз (Al_{40-99}) и ортопироксен (Fe_{20-33}) нередко также образуют крупные округлые зерна, заключенные в мелкозернистом агрегате всех перечисленных минералов. Структура пород иногда порфиропоподобная или же бластомилонитовая. А.А.Ефимовым тыялиты Кытлымского массива, особенно хорошо обнаженные и изученные в пределах Тылайского Камня, рассматриваются как высокотемпературные тектониты [21]. По результатам измерения пяти образцов средняя плотность $3,18 \text{ г/см}^3$, магнитная восприимчивость $11 \cdot 920 \cdot 10^{-6} \text{ сгс}$ [19].

Троктолиты - лейкократовые породы, состоящие из основного платиоклаза (Al_{90-95}), оливины и клинопироксена. В значительных количествах наблюдаются бронзит, зеленая шпинель, бледно-зеленый амфибол и титаномagnetит. Троктолит в виде небольших по величине тел встречается среди оливиновых габбро.

Характерной особенностью этих пород является кельфитовые каймы вокруг зерен оливины, обусловленные сложным прорастанием ортопироксена, зеленой шпинели, титаномagnetита и светло-зеленой роговой обманки актинолитового типа. Минеральный состав близок к составу оливиновых габбро, но с резким преобладанием местами платиоклаза или же с отсутствием клинопироксена. Магнетитсодержащие троктолиты известны под названием казанских тов.

Анортозиты в виде линзо- и киллоподобных прослоев мощностью не более трех метров наблюдаются среди оливиновых, амфибол-пироксеновых габбро, троктолитов, реке - габброанортозитов. Они состоят из изометричных зерен платиоклава (Al_{80-90}), иногда с нечетко выраженным зональным строением и незначительной примесью мелких зерен клинопироксена, оливины, роговой обманки, титаномagnetита, апатита. Породы практически немагнитны, средняя плотность $2,85 \text{ г/см}^3$.

Контакты троктолитов и анортозитов с вмещающими породами могут быть резкими или постепенными, но при этом состав таких минералов как клинопироксен, оливин и платиоклаз остается неизменным. Химический состав оливиновых габбро, тыялитов, троктолитов, казанских, анортозитов приведен в прилож. 5.

Габброны и оливины имеют широкое развитие во всех массивах Платиноносного пояса, по существу слагают примерно половину каждого из них. В Кытлымском массиве они слагают внешнюю зону западной половины и в виде линзовидных тел, образующих прерывистое кольцо, наблюдаются среди гранитоидов восточной половины. В Кытлымском массиве габброны встречаются лишь в восточной половине, где слагают почти полностью северную часть и узкой полосой окружают с востока зону оливиновых габбро в Сухоторской структуре. Габброны слагают и часть Платинского массива в пределах листа.

Габброны и оливиновые габброны-однообразные светло-серые и пегельно-серые породы, среднезернистые, часто с хорошо выраженной трахитоидностью, обусловленной субпараллельной ориентировкой зерен платиоклаза и темноватых минералов. Известные породообразующие минералы: платиоклаз, клинопироксен, ортопироксен, титаномagnetит; из акцессорных минералов известны сфен, апатит, шпидит. В оливиновых габбронах, распростра-

раненых ограниченно, количество оливина может составлять 10% породы. В некоторых разновидностях габброноритов наблюдаются редкие зерна кварца, буровато-коричневого биотита, роговой обманки и сосурита.

Платиоклаз (An_{50-80}) образует клиноморфные выделения таблитчатого облака размером до 4 мм, составляющие примерно половину объема. Обычно он свежий, двойникованный, иногда зонален; зональность в большинстве случаев прямая. Клинпироксен-авгит с железистостью 25-40% и ортопироксен - обычно гиперстен, реже бронзит с железистостью 35-40%, образуют крупные зерна призматического облика и более мелкие, ксеноморфные, захваченные между зернами платиоклаза. Молекулярная формула авгита $Wo_{0.7}En_{4.1}Fs_{2.2}$, гипертена - $Wo_{4.5}En_{60}Fs_{36}$ [18]. Титаномагнетит образует клиноморфные и неправильной формы включения в силикатах, реже сидеритовые выделения, тяготеющие к темноветвистым. Химический состав пород приведен в прилож. 5. Средняя плотность габброноритов 2,97 г/см³, магнитная восприимчивость $4 \cdot 100 \cdot 10^{-6}$ CGS 103,155.

Амфиболы и амфибол-пироксены новые габбро, китлиниты (h_{vs}). Амфиболы и амфибол-пироксеновые габбро известны в центре Китлинского массива (Серебрянский Камень) и среди оливиновых габбро Сухогорской структуры, а также в северной части Павлинского массива. Наиболее хорошо изучены эти габбро в районе Серебрянского Камня, где они выделяются в особую, Серебрянскую ассоциацию [18], включающую как основной петрографический тип пород: амфиболы и амфибол-пироксеновые (серебрянские) габбро и подчиненные - габбро-пеллиты, анутозиты и горнлениты.

Серебрянские габбро крупно- или грубозернистые, реже-среднезернистые, состоят из платиоклаза (An_{75-95}), клинопироксена (салит, на 22-34), обыкновенной роговой обманки с железистостью от 26 до 43%, развивающейся по клинопироксену, и титаномангнетита. В небольших количествах присутствуют авгит, офец, сосурит, а также включенность сульфидов меди. Породы среднезернистые, массивные или полосчатые. Иногда в них наблюдаются кило- и шпирообразные тела габбропеллитов, анутозитов и горнленитов. В этих разновидностях пород породобразующие минералы имеют тот же состав, что и в амфибол-пироксеновых

габбро. В габбропеллитатах и горнленитах часто наблюдается включенность пирита, халькопирита и борнита, реже - халькозина и сфалерита. Химический состав пород серебрянской ассоциации приведен в прилож. 5. Средняя плотность габбро 3,08 г/см³, магнитная восприимчивость $6 \cdot 160 \cdot 10^{-6}$ CGS 103.

Китлиниты, представляющие собой полосчатый комплекс тонко- и мелкозернистых амфиболы и амфибол-пироксеновых габбро с унаследованными тонкослоистыми текстурами, развиты в основном в западном экзоконтакте Китлинского массива. Они состоят из сосурита, замещенного плагиоклазом, обыкновенной роговой обманки, иногда замещенной частично актинолитом и хлоритом, моноклинного пироксена и плагиоклаза. В небольших количествах присутствуют апатит, кварц, рудный минерал (магнетит), иногда розоватая слюда и биотит. Китлиниты иногда включают округлые или угловатые различной величины участки роговиков и пироксенов, вследствие чего приобретают брекчиоподобный облик.

Химические образцы и я, связанные с интрузивными породами раннего силура, представлены габбропеллитатами и анутозитами, многочисленными в амфибол-пироксеновых габбро Серебрянского Камня, микрогаббро, характерными для габброноритов Валенторской структуры и редкими мелкообразными телами габброноритов. Кроме того, часто наблюдались пироксены также в виде килообразных выделений в краевых зонах дуговых тел. В Китлинском массиве описаны единичные жилы исландита, вермитов, гранитоидов [18].

Габброиды Китлинского и Кыспинского массивов оказывают активное влияние на вмещающие образования позднего ордовика, образуя зоны магматизации и оргоязыкования. Роговики представляют собой мелкозернистые серые и зеленовато-серые породы, состоящие из амфибола, клинопироксена (диопсида) и основного плагиоклаза (An_{50-80}), часто соскритизированного. Иногда присутствуют гранат, хлорит и рудные минералы. Структура роговиковая.

На основании интрузивных контактов габброидов с кутканогенными образованиями позднего ордовика и находок амфиболы габбро в контломератах позднего венлока-хуллова [10], возраст габброидов Платиновосного пояса принимается раннесилурийским. Данные абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом для габброноритов г. Каменный Узел (Валенторская структура), из-

меняется от 757,31 до 428,13 млн. лет, т.е. от позднего докембрия до силура (прилож. 6).

Ассоциации габброидов Кышпинского и Кытлымского массивов: оливиновые габбро, талиты, троктолиты, габбронориты, амфиболы и амфибол-пироксеновые габбро - отнесена к габбровой формации и сопоставляется с чистоплским комплексом [73].

ПОДНЕСИЛУРИЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Интрузивные породы этого возраста наблюдаются внутри массивов Платиноносного пояса - Кышпинском, Кытлымском и Павдинском. Восточнее Платиноносного пояса они образуют самостоятельные тела - Башеневско-Исаковский и Зареченский массивы небольшой (6х3 км) массив к югу от последнего, а также мелкие тела среди вулканогенных отложений силура. Породы этого возраста представлены диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранитоидитами и плагиогранитами, иногда содержащими ксенолиты вмещающих пород, в том числе базитов и гипербазитов раннего силура.

В поле силы тяжести, как правило, эти интрузии выделяются слабо. Исключение составляет восточная часть Кышпинского массива, которой соответствует отрицательная аномалия (см. рис. 1). Магнитные поля сложные, большей частью отрицательные. Ориентировка положительных аномалий по бортам интрузий поддерживает округлую форму последних. Зареченский массив в гравитационном поле выделяется слабым изгибом субмеридионально-ориентированных изомалов. В магнитном поле представляет собой своеобразную кольцевую структуру с обширным минимумом в центральной части, окруженным цепочкой положительных аномалий с интенсивностью 800-1650 гамм и до 2500 гамм. Площадь массива в магнитном поле превышает выделенную на поверхности. Согласно расчехов аномальные объекты приповерхностные и обладают магнитной восприимчивостью $4600-10400 \cdot 10^{-6}$ сГС [165].

Диориты ($\pm S_2$) - наиболее распространенная группа пород позднесилурийских интрузий. Они сложат ядро восточной половины Кышпинского и большую часть Башеневско-Исаковского массива, а также несколько мелких тел среди раннесилурийских вулканогенных образований. Представляют собой средние, равномернозернистые, реже порфиритовые породы светло-серого цвета иногда с розоватым оттенком. Состоят из плагиоклаза (Al_{40-50}), зеленой роговой обманки (до 30%), в небольших количествах (до

3-5%) присутствует кварц. В единичных зернах наблюдается апатит, магнетит и клинопироксен, обычно заключенные в крупных зернах роговой обманки и в сумме не превышающие 5% объема породы. Средняя плотность 2,77 г/см³, магнитная восприимчивость $1700 \cdot 10^{-6}$ сГС [156].

Кварцевые диориты ($\pm S_2$), плагиограниты ($\pm S_2$) известны в западной части Кышпинского массива, а также в центральных частях Башеневско-Исаковского и Зареченского массивов. В Кытлымском массиве кварцевые диориты с небольшими подчиненными участками плагиогранитов и плагиогранодиоритов приурочены к сочленениям трех структур - Серебрянской, Валентинской и Сухогорской; для них характерны эруптивные брекчия с угловатыми обломками пироксенитов или габбро и пироксенитов. Ксенолиты в той или иной степени амфиболизированы. Крупные ксенолиты имеют внешнюю кайму представленную агрегатом темно-зеленого амфибола; внутри ксенолита от каймы проникают тонкие прожилки, представленные тем же амфиболом. Мелкие ксенолиты как пироксенитов, так и габбро могут быть напело амфиболизированы [18, 99]. Макроскопически это однообразные, преимущественно средние - равномернозернистые породы, часто макроскопически неотличимые от диоритов. Главные породообразующие минералы: олигоклаз-андезин с прямой зоной зальности, свежий или слабо измененный, обыкновенная зеленая роговая обманка, количество которой может достигать 20% породы, кварц (3-15%), ортоклаз, иногда биотит. В небольших количествах присутствуют сфен, апатит, магнетит, лейкоксен и развешивающийся по биотиту хлорит. Количество калиевого полевого шпата незначительно, он характерен, главным образом, породам массивов, расположенных восточнее Платиноносного пояса; в кварцевых диоритах Кытлымского массива ортоклаза практически нет. Кварц наблюдается в виде ксеноморфных зерен в интерстициях или же образует микропегматитовые сращения с плагиоклазом. Зерна буроватого биотита встречаются редко. Химический состав кварцевых диоритов Кышпинского, Кытлымского и Башеневско-Исаковского массивов приведен в прилож. 5.

Плагиограниты ($\pm S_2$) встречаются в западных частях Кышпинского и Зареченского массивов. Они представляют собой среднезернистые светло-серые лейкократовые породы, состоящие в основном из кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаз, редко

до андезита) и кварца. В небольшом количестве присутствуют биотит, обыкновенная роговая обманка, ортоклаз (не более 3%), титаноматнеит, пирит, сфен. Средняя плотность $2,64 \text{ г/см}^3$; от 18 до 65% образцов плагиогранитов по разным массивам имеют среднюю магнитную восприимчивость $800 \cdot 10^{-6} \text{ СГС}$ [155].

Жалые образования встречаются исключительно редко. Они представлены маломощными и непротяженными жилами диоритовых порфиров, слессаритов, аплитов, не выходящих за пределы массивов.

Позднесилурийский возраст описанных интрузивных образований принимается на основании их интрузивных контактов с раннесилурийскими габброидами и вулканогенными образованиями и нахождение плагиогранитов в конгломератах позднего сагура-раннего левона. Ассоциация диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов, плагиогранитов отнесена к дифференцированной габбро-плагиогранитовой формации и сопоставляется с верхнетягильским комплексом [73].

ТЕКТОНИКА

Описываемый район находится на стыке двух крупных структур Уральской складчатой системы — Центрально-Уральского поднятия и Тагильско-Магнитогорского прогиба, существенно различных по морфологии, условиям осадконакопления и характеру магматизма. Значительная часть территории входит в Тагильско-Магнитогорский прогиб и лишь крайний северо-запад относится к Центрально-Уральскому поднятию (рис.5). Граница между ними проходит по Сосвинскому глубинному разлому.

Эти структуры находят отчетливое выражение в физических полях: отрицательное гравитационное поле (-30 мГл) в области Центрально-Уральского поднятия через гравитационную ступень с градиентом $0,5 \text{ мГл/км}$ сменяется положительными полями в области эвгасинклинали ($+30 \text{ мГл}$ в районе г.Карпинска) с аномально интенсивными значениями над массивами Платиноносного пояса (более 96 мГл). Сложное знакопеременное (от -2000 гамм до $+2000$ гамм) магнитное поле характеризует образования, сложенные Тагильским метасинклином от массивов Платиноносного пояса и восточнее. К западу, от них развита, в основном, немагнитные образования и установить границу Центрально-Уральского поднятия и прогиба по магнитному полю однозначно довольно сло-

но.

Отложения, сложенные Центрально-Уральское поднятие, представлены преимущественно осадочными породами метасинклинали-зой зоны байкалд, относящимися к позднеерифейскому структурному ярусу [149]. Эвгасинклиналиная зона уралид Тагильского метасинклинофа в западном крыле представлена преимущественно вулканогенно-осадочными породами ордовика, силура и девона, выделенными в ордовико-раннедевонский структурный ярус; восточнее, в осевой части прогиба, — среднедевонскими вулканогенно-осадочными и карбонатными породами среднедевонского структурного яруса. На крайнем Востоке — в пределах Богословско-Веселовской депрессии континентальные тимасовые отложения выделены в тимасовый структурный ярус.

И ш е р м с к о - Ш у д з и н с к и й метантиклинорий Центрально-Уральского поднятия представлен лишь малой частью восточного смятого крыла. В пределах листа наблюдается фрагмент одной из локальных складок — антиклиналь, в ядре которой — районе Сенных Гор обнажаются кварцито-песчаники шеримской свиты, окруженные сланцами велсовской свиты позднего рифея. Зеректинское залегание пород северо-восточное с восточным падением под углом от 40 до 50° .

Для уралид западной части Тагильского метасинклинофа характерно моноклиналиное, восточное падение под углом $40-55^\circ$, лишь местами осложненное вторичной складчатостью с размахом складыв до $300-400 \text{ м}$; здесь выделяется Кыспинско-Кытлымская и Плавинская моноклинали, разделенные Кытлымским массивом.

К н я с п и н с к о - К н т л м с к а я моноклинали сложена метаморфизованными терригенными и вулканогенно-осадочными отложениями саранкашнерской, хомасынской и польнозой свит, ордовика, имеет северо-восточное хорошо выраженное падение под углом $40-55^\circ$, лишь иногда осложненное вторичной складчатостью. С северо-запада моноклинали ограничена Сосвинским разломом, с востока — массивами Платиноносного пояса; ширина ее до 30 км .

П а в д и н с к а я моноклинали, расположенная южнее Кытлымского массива, сложена метаморфизованными вулканогенно-осадочными образованиями раннего (теглысская свита) и среднего-позднего (вильская свита) ордовика. Ширина ее около 25 км . Падение пород восточное под углом $40-60^\circ$, лишь вблизи контактов

с массивами они сматы во вторичные мелкие складки, нередко с крутыми падениями крыльев.

Восточная часть территории характеризуется более пологим падением пород и многочисленными разрывными нарушениями различного направления, а вблизи восточной рамки - надвигами, усложненными по данным поискового и разведочного бурения [14, 17]. Здесь выделены две структуры третьего порядка: Лозвинско-Ревдинский моноклиниорий и Сосвинско-Уфалейский синклино-рий.

В пределах Сосвинско-Уфалейского синклинория выделены:

Уфалейская метасинклинал на севере, Талицкая синклинал на юге и Богословско-Веселовская депрессия в центральной части.

И в л е с к а я метасинклинал, представленная лишь ее южным окончанием, сложена отложениями верхнего силура-нижнего девона - вулканогенно-осадочными породами, разбитыми разрывными нарушениями и часто перемещенными так, что можно выделить при картировании блоки алло- и автохтона [14]. В пределах листа характерно почти для всех блоков этой структуры мо-

5 - структурные ярусы и подъярусы: 1 - позднеархейский, 2-3 - ордовикско-силурийский (2 - ордовикский, 3 - силурийско-раннесилурийский), 4 - среднедевонский, 5 - девонский; интрузии: 6-8 - докембрийские (6 - серпентиниты, 7 - граниты, 8 - пегматиты), 9-10 - раннесилурийские (9 - граниты, 10 - габброиды), 11 - позднеархейские (гранитоиды); 12-14 - разломы между структурами: 12 - первого и второго порядков, 13 - третьего и четвертого порядков, 14 - более высокого порядка; 15-16 - разрывные нарушения (15 - оползневые, 16 - взороссо-оползневые), 17 - надвиги, 18 - долготолкающие разломы; 19 - вулканические центры; 20 - нарушения, устанавливаемые в геофизических полях; 21 - зоны обвалов и тапферизаций, прослаиваемые в геофизических полях.

Тектоническое районирование. Структуры второго порядка: 1 - Липно-Кутинский антиклиниорий Центрально-Уральского поднятия, 2 - Татальский метасинклино-рий Татальско-Матвиготорского прогиба; структуры третьего порядка: 1А - Липно-Кутинско-Матвиготорский метасинклиниорий, 1Б - Лозвинско-Ревдинский моноклиниорий, 1В - Сосвинско-Уфалейский синклиниорий; структуры четвертого порядка (цифры в ромбах): 1 - Кияштинско-Катлымовая моноклинал, 2 - Паршинская моноклинал, 3 - Импальская метасинклинал, 4 - Богословско-Веселовская депрессия, 5 - Талицкая синклинал; локальные структуры (цифры в квадратах): 1-7 - вулканогенно-тапферизация (1 - Сосновская, 2 - Валентинская, 3 - Талицкая, 4 - Ново-Котинская, 5 - Кияштинская, 6 - Хлиновская, 7 - Семановская); 8-10 - интрузивные массивы купола (8 - Орловский, 9 - Ельнинский, 10 - Шайтанский; интрузивные массивы (цифры в кругах): 1 - Саламатского пояса, 2 - Кияштинский, 3 - Катлымовский с концентрическими структурами (3А - Талицко-Кояштинская, 3Б - Сосвинская, 3В - Валентинская, 3Г - Суготорская), 4 - Козыбинский (Козыбинская структура), 5 - Паршинский, 6 - Заречинский, 7 - Батоневско-Исаковский; разломы (цифры в треугольниках): 1 - Поповский, 2 - Сосвинский, 3 - Саламатский, 4 - Западно-Кияштинский, 5 - Кияштинский, 6 - Кияштинско-Катлымовский, 7 - Валентинский, 8 - Восточно-Иловский, 9 - Крутоловско-Кояновский.

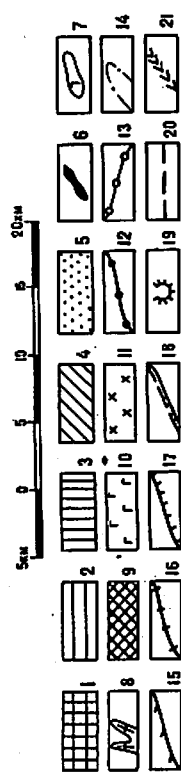
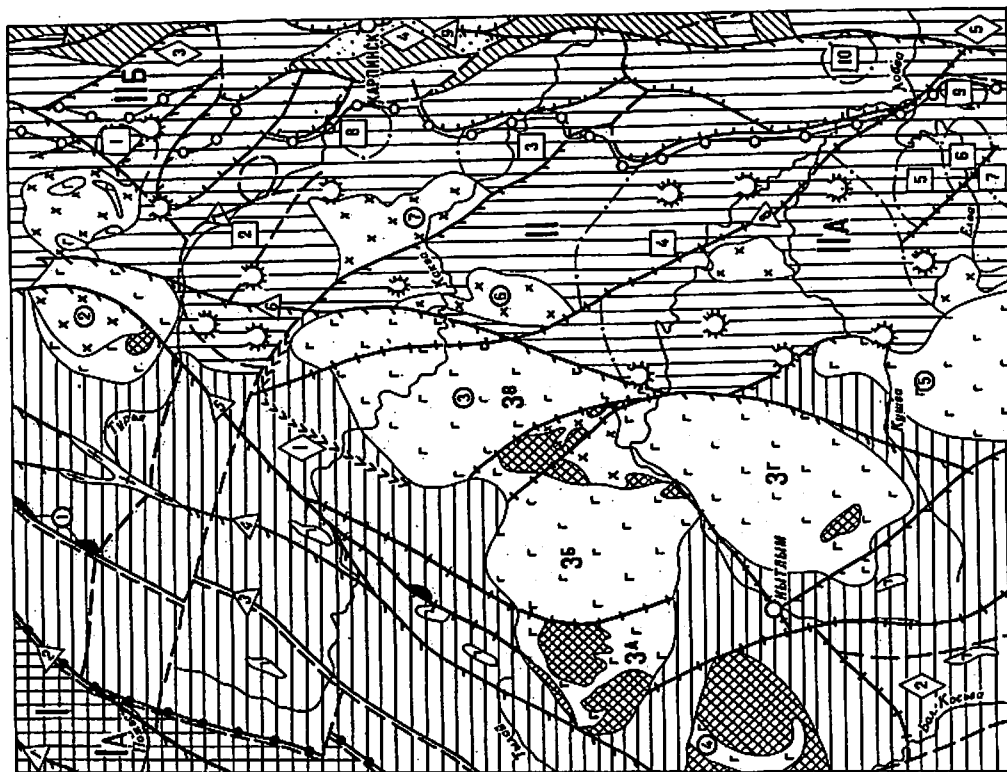


Рис.5. Схема тектонического строения. Составила Л.П. Ефимова.

ноклиальное залегание отложений с пологим падением слоистости к востоку. Лишь иногда можно наблюдать небольших размеров пликативные структуры, осложняющие общее простирание пород.

Талышская синклиналь, расположенная в юго-восточном углу листа, выполнена в основном известняками девона, обнажающимися по р. Лобве у пос. Старый Перевоз. Это линейная субмеридионального простирания структура, прослеженная к северу на несколько километров и имеющая асимметричное строение: восточное крыло имеет западное моноклиальное падение под углом $10-20^\circ$, западное, обычно считаемое во вторичные складки, падает к востоку под углом в $40-45^\circ$. Ширина структуры до 7 км [127].

Богословская впадина протяженностью 16 и шириной до 3 км, являющаяся депрессией, имеющая протяженность 16 и шириной до 3 км, находится к югу от г. Карпинска. Она представляет собой моноклиальный фрагмент когда-то значительного (до $10-12$ км) в перечнике угленосного бассейна, сложенного тласовыми отложениями. Восточный контакт ее имеет тектонический характер; на западе отложения депрессии расчленены субширотными нарушениями сбросово-сдвигового характера [114, 140].

В зоне развития вулканогенно-осадочных образований выделяются локальные вулканогенно-осадочные, иногда депрессионного характера, структуры (Сосновская, Валентинская, Галкинская, Иовско-Тотинская, Книзерская, Хлновская, Семеновская) и экструзивные купола (Юртинский, Ельнинский, Шайтанский).

Вулканогенно-осадочные структуры в плане округлой или слегка удлиненной формы; в поперечнике имеют величину от 5 (Сосновская и Книзерская) до 20 км (Иовско-Тотинская). Они сложены чередующимися в разрезе и фациально замещающимися по простиранию различными вулканогенными образованиями кислого и основного состава раннесилурийского возраста контрастной и андезитовой формаций. Контуры разновозрастных пород в пределах этих структур, а также поля локальных магнитных и гравиметрических аномалий и положение разрывных нарушений часто подчеркивают субконцентрическое их строение, как, например, в Валентинской и Иовско-Тотинской структурах [125]. Очень часто в пределах вулканогенно-осадочных структур наблюдаются остатки вулканических аппаратов, мелкие шлаковые конусы, неки, жерловины [32].

Восточнее зоны развития вулканогенно-осадочных структур находятся три экструзивных куполовидных структуры. Два купола — Ельнинский и Ельнинский, приуроченные к поясу сландрийских пород западнее г. Карпинска, и близ устья р. Ельвы, сложены порфиритами липарито-лапильного состава; третий, Ельнинский, расположенный среди вулканогенных отложений девона, на левобережье р. Лобвы сложен трахитовыми порфиритами.

Депрессионные вулканогенно-осадочные структуры и вулканогенно-осадочные постройки имеют определенные перспективы на медное и железно-молибденовое колчеданное оруденение, поэтому в последние годы они неоднократно изучались и описаны в различных работах [32, 37, 38, 125, 128].

Система разрывных нарушений в пределах площади довольно сложная. Выделяются региональные долгоживущие разломы, прослеживающиеся на большие расстояния и занимающие определенное место в истории развития района, разломы глубинного заложения и заторопленные разломы, различные по кинематике: сбросы, взбросы, сдвиги, ступени, нальги.

Региональные разломы Сосновский и Салатимский, расположенные в северо-западной части листа, прослеживаются за его пределы к северу и юго-западу.

Сосновский разлом северо-восточного простирания представляет крупный сброс, являющийся границей Центрально-Уральского поднятия и Татильско-Магнитогорского прогиба. Он фиксируется интенсивным смещением пород, рассланцованием, а в рельефе — приуроченностью речных долин и понижений. Как в пределах листа, так и на сопредельной с севера территории, это нарушение совпадает с границей различных по характеру и интенсивности гравитационных полей (см. рис. 1). Разлом хорошо виден по сейсмореактивной [121]. Падение плоскости смещения восточное под углом 40° ; к северу оно постепенно становится круче, достигая $75-80^\circ$. Предполагается, что заложение разлома произошло в ордовике; позднее он неоднократно обновлялся. По геоблизическим данным допускается с глубиной его выполаживание и соединение с Салатимским нарушением [172].

Салатимский разлом расположен восточнее Сосновского и субпараллелен последнему. Предполагается его более позднее заложение. Салатимский разлом хорошо дешифрируется на

аэрофотоснимках. Это долговязее нарушение о крутом восточным падением, выходящим на глубине. К нему приурочены мелкие тела серпентинитов одноименного поста ультраосновных пород альпийской дунит-гарцбургитовой формации. Порода в зоне разлома характеризуется многочисленными зеркалами скольжения, участками дробления и милонитизации [172].

В физических полях между Сосвинским и Салатинским разломами выделяется зона, названная Присалатинской [145]; для нее характерно разрезание изоморфизма на фоне интенсивного повышения силы тяжести на восток, на карте остаточных аномалий наблюдается серия локальных минимумов. В магнитном поле характерно множество знакопеременных локальных аномалий с интенсивностью до ± 500 гамм, отвечающих небольшим участкам обогащенных магнетитом сланцев. По расчленим зона между Сосвинским и Салатинским разломами представляет собой наклонную призму с изобиточной относительно позднерифейских образований плотностью в $0,12 \text{ г/см}^3$.

Поповский разлом, почти параллельный Сосвинскому, расположен в зоне рифейских отложений западнее последнего. Севернее в зоне Поповского разлома находится месторождение коренного золота "Поповская Сопка" [119]. На сопредельном с севера листе в ручьях и речках вблизи разлома наблюдаются россыпи золота [172]. Такие россыпи известны и на описываемой территории.

В зоне разлома севернее листа части кварцевые породы, участки линейных кор выветривания. В физических полях в пределах площади листа нарушение практически не выделяется.

Западное-Кумбинский разлом прослеживается от западного контакта Кумбинского массива на севере до западного контакта Косвинского камня. Он субпараллелен всем ранее описанным нарушениям, хорошо фиксируется на аэрофотоснимках, расположен в середине крупнейшей грабитационной ступени. Порода в зоне разлома характеризуется трещиноватостью, плитчатостью, обилием кварцевых, кварц-эпидиотных и кварц-карбонатных жил. Это заложение связывается с ранним этапом развития эвгеросинклинали, позднее он неоднократно активизировался [172].

Княспинский разлом (взбросо-спад) соединяется с Западно-Кумбинским севернее Талай-Конжаковского горного хребта, он имеет северо-восточное простирание, западное падение и

расчленяет западную часть Княспинского массива на два блока. Княспинско-Кнтинский разлом такого же типа, но восточного падения, отделяет западную и восточную толшины Княспинского массива, проходит вдоль восточной грабитационной ступени. В физических полях разлом характеризуется грабитационной ступенью, уверенно прослеживается на магнитной карте по особенностям поведения изоморфизма и локальным ортормированным аномалиям.

Валенторский субколыцевой разлом ограничивает депрессионную зону Валенторской вулканогенно-тектонической структуры; он часто фиксируется участками гидротермально-измененных пород и, как следствие, изменением характера и интенсивности магнитного поля. Заложение в конце ландоверы, он неоднократно подновлялся в более позднее время.

Восточно-Иовский разлом, прерываемый в своей центральной части к долине р. Лобны, пересекает в северо-западном направлении Иовско-Тотинскую вулканогенную структуру. Валенторскую грабитационную часть Кнтинского массива прослеживается севернее среди ордовикских отложений. На юге, в районе пос. Зимовье, зона разлома характеризуется высокими значениями электропроводности по профилям ВЗР, а в скважинах обнаружены зоны дробления. Фрагменты разлома легко устанавливаются в магнитном поле. Заложение его произошло в позднем ландовере, а в венлоке разлом неоднократно активизировался.

Поповско-Косвинский разлом прослеживается с восточной аэрофотоснимками известными сопряжениями с расположенными к востоку силурийскими отложениями. Картировочными скважинами менее г. Карпино в зоне разлома установлены глины трения и милониты, мощность которых достигает $0,5 \text{ м}$ [114]. Падение сместителя восточное под углом $45-50^\circ$, выполнявшееся на глубину. Характер нарушения взбросо-спадный. В северной части зоны, в пределах смежного листа, этот разлом протекло-материально считается сложным сдвигом [159] или восточным настигом [54]. Западнее разлома развиты небольшие надвиговые контакты с амплитудой перемещения от 300 до 1500 м .

В физических полях Кротовско-Косвинский разлом отмечен фрагментами. Часто устанавливается эффект ослабления интенсивности полей за счет перекрывающих немагнитных и менее

Вопросам кинематики разрывных нарушений и определению геологического возраста тектонических дислокаций Урала, в том числе и описываемого района, посвящены специальные работы К.П.Плюсина [55,56,57,58], им же составлена для Северного и Среднего Урала карта разрывных нарушений в масштабе 1:500 000 [138]. Эти материалы легли в основу тектонической схемы района (см. рис.5).

Серпентинитовые медные тела в зоне Салатимского разлома по представлению многих геологов появились в позднем ордовике [26]. С этим периодом связано также образование тел габродиабазов и гранитоидов в пределах ордовикского подъяруса. В раннем силуре предполагается образование массивов Платиноносного пояса - Кышпинского, Кытлымского и Павдинского. Формирование гранитоидных составивших в восточной части Кышпинского массива, в центре Кытлымского и небольших гранитоидных массивов в восточной части площади связывается уже с концом силура. Интенсивная деятельность приводит к неоднократному обновлению всех тектонических дислокаций района.

Континентальные условия создаются вновь в восточной части территории в девонский период; об этом свидетельствуют отложения субовского горизонта в раннем эфеле, с которыми на определенной с севера площади связаны месторождения бокситов [11]. Вулканическая деятельность в районе закончилась к началу девона.

В позднепалеозойское и мезозойское время формировались многочисленные сланцы, сланце-натуги и натуги небольшой амплитуды [3]. Лишь на ограниченной территории существовал в течение угленосный бассейн, фрагмент отложений которого сохранился в районе г.Карпинска.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Согласно схеме геоморфологического районирования Урала [51], описываемая территория расположена в пределах Уральско-го горного сооружения в зоне кряжа (рис.6). Западная часть территории относится к району приподнятых горных массивов Северного и Среднего Урала. Этот район занимает приосевую часть Главного Уральского хребта, является типичным среднегорным и характеризуется широкими, мягко очерченными хребтами. Основная часть поверхности хребтов обычно задернована и пок-

плотных карбонатных образований.

Между Кышпинским и Кытлымским, Кытлымским и Павдинским массивами устанавливается серия субширотных нарушений, являющихся отражением на поверхности глубинных субширотных границ или структур, связанных с жестким геосинклинальным ложем. Эти зоны трансформированы и прослеживаются в физических полях далеко за пределы Тагильского метасинклинория. Наиболее значимой из них является субширотная зона в районе Косынинского Камня и к югу от него. На гравиетровой карте отчетливо видно азимутальное изменение направления аномалии массивов Платиноносного пояса от строго меридионального в районе Павдинского массива и южнее на северо-северо-восточное, начиная от Кытлымского массива и далее на север.

Тектоническое строение района является производным его для тельной геологической истории, по-своему отражая те или иные ее события. В северо-западной части листа, в пределах Байкальского структурно-вещественного комплекса в метасинклинальных условиях происходило накопление тертяженных отложений; в последующий за этим этап инверсии геосинклинали, сопровождалась оклидчатостью и метаморфизмом пород, произошло внедрение силлов и даек габродиабазов и диабазов, известных в этой зоне на сопредельном с севера листе [11], после чего данная область представляла собой платформу.

Долгое время район представлял сушу, что привело к переизбытку в осадконакоплении и несогласному залеганию следующего - ордовикско-раннедевонского структурного яруса на отложениях рифей. Ордовикская трансгрессия рассматривается как начало очередного геосинклинального цикла, когда к востоку от Центрально-Уральского поднятия образуется эвгеосинклинальный прогиб с погружением территории и накоплением сначала тертяженных карбонатных пород, а затем возникновением сложного комплекса вулканогенных образований.

Формирование разрывных нарушений этой зоны в целом связывается с каледонским тектогенезом. Это сложные северо-восточного, северо-западного и субмеридионального простирания разломы, неоднократно подновлявшиеся, часто осложненные более мелкими, оперяющимися разломами небольших амплитуд. Одновременно подновляются субширотные, унаследованные от жесткого фундамента геосинклинали, разломы и формируются депрессии.

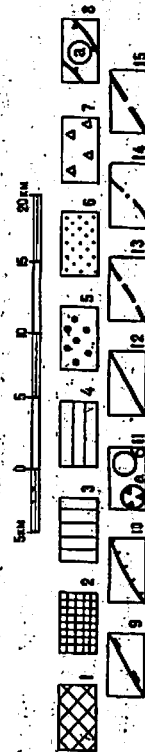
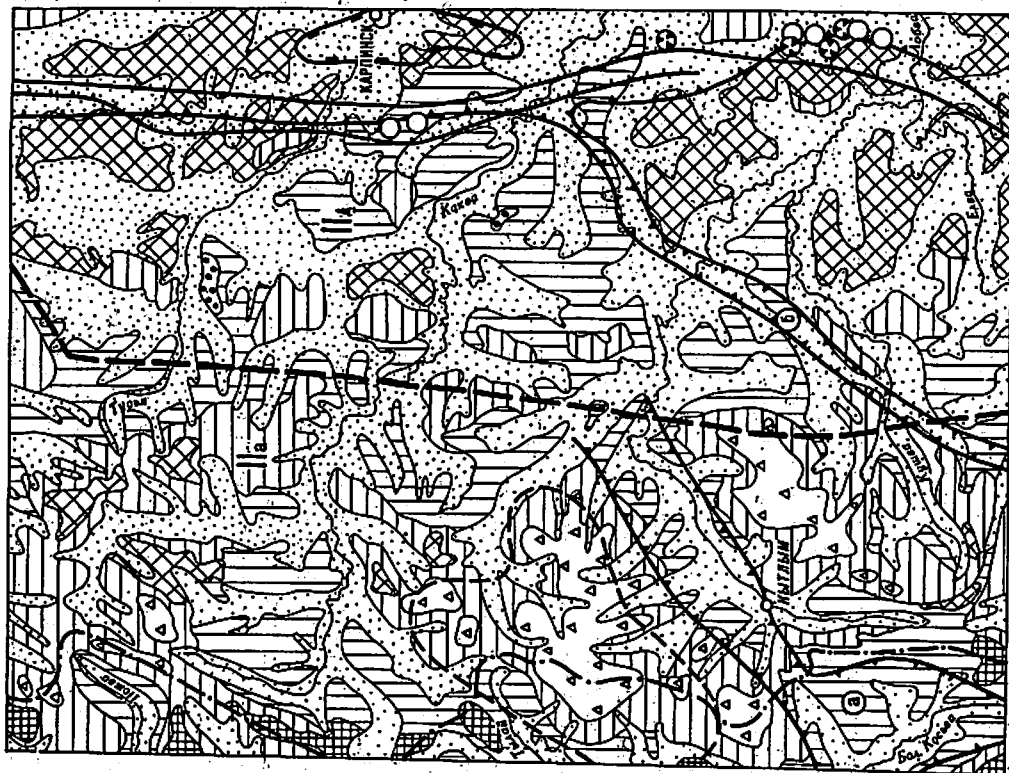


Рис. 6. Геоморфологическая схема района. Составлена Н.А. Шаховой по материалам А.П. Сигова и В.С. Щуба.

гата элювиально-делювиальными отложениями. Лишь верхние части хребтов представлены скалами и гребнями, сложенными наиболее устойчивыми к выветриванию породами. Район, пророченный в целом к Центрально-Уральскому поднятн, сложен метаморфизованными рифейскими и ордокимскими отложениями, а также интрузивными породами, слатами Косвинский, Катынский, частично Кышвинский и Падвинский массивы. Древние коры выветривания распространены неравномерно в виде пятен и полос. Отложения кайнозой развиты незначительно. Мезозойские эрозийно-структурные депрессии, в основном, меридионального направления, четко выражены в рельефе. Часто они наследуются олигоценной и палеогено-четвертичной речной сетью. Продольные профили современных речных долин относительно круты, слабо террасированы и часто осложнены неравномерными участками. В мезозое и кайнозое этот район поднялся на 200-300 м, от смежных геоморфологических районов он часто отделен уступами.

Восточная часть описываемой территории относится к району остаточных гор восточного склона Урала, характеризующаяся наличием меридионально вытянутых гряд, холмов и увалов со скалистыми вершинами и сравнительно пологими выпуклыми склонами, покрытыми чехлом делювиально-элювиальных образований. Район расположен в полосе осадочных, вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород среднего палеозоя, вмещающих интрузии различного возраста и состава. Распространение отложений мезокайнозоя, а также древних кор выветривания более широкое, чем в прилегающем районе. Район остаточных гор в мезозое и кайнозое

Геоморфологическое районирование: II₁ - приподнятые горные массивы Северного и Среднего Урала, II₂ - остаточные горы восточного склона Урала; I-7 - поверхности выветривания: 1 - мезозойская нерастекшаяся денудационная (пещерная), 2 - позднемезозойская денудационная (пещерная), 3 - позднепалеогеновая денудационная (молекулярная денудация), 4 - мезозойская денудационная (пещерная), 5 - мезозойская аккумулятивная, 6 - палеогено-четвертичная нерастекшаяся эрозийно-денудационно-аккумулятивная, 7 - поверхность гольцово-денудационная четвертичная; 8 - мезозойские эрозийно-структурные депрессии: а - Восточно-Восточная; б - Туринско-Боготолская; 9 - тектоническая Боготолско-Восточная депрессия; 10 - брашмачи олигоценного возраста; II - отложения карстовые воронки (буш в кружках): а - палеогено-четвертичного возраста; б - данных о возрасте нет; 12 - граница максимальной палеогеновой транзитивности; 13 - граница максимального складчатости; 14 - линия основного современного водораздела; 15 - граница геоморфологических районов.

испытал подвижки на 150-200 м.

Поверхности выравнивания

В пределах ласта выделяются следующие шесть поверхностей выравнивания.

Мезозойская нерасчлененная денудационная поверхность выравнивания развита преимущественно в восточной части описываемой территории, в пределах района остаточных гор восточного склона Урала, абсолютные отметки ее 200-320 м. Она выделяется по корам выветривания с высокой степенью типичной перерботки материала.

Позднемезозойская денудационная поверхность выравнивания (моделированный пенеплен) развита в районе приподнятых горных массивов, расположена на высоте более 600 м, фиксируется локальными участками развития химических кор выветривания с высокой степенью химической проработки материала. Позднемезозойская поверхность выравнивания часто перекрывается более молодыми отложениями.

Позднепалеогеновая денудационная поверхность выравнивания (моделированный пенеплен) выделяется по расчленению молодых химических слабо проработанных кор выветривания каолинит-гидрослюдистого состава. Абсолютная высота этой поверхности 400-500 м в районе приподнятых горных массивов и 220-500 м в районе остаточных гор.

Мiocеновая поверхность выравнивания (педишлен) картируется на крутых склонах, разграничивающих вышереческие ярусы рельефа. Крутизна склонов педишлена пропорциональна устойчивости пород субстрата к выветриванию. Подножия склонов, сложенные красноцветными делювиальными и деллювиально-пролювиальными образованиями миоцена, картируются как миоценовая аккумулятивная поверхность выравнивания, которая на описываемой территории развита весьма ограниченно (район рр. Туры и Кама).

Плиоцен-четвертичная нерасчлененная эрозивно-денудационно-аккумулятивная поверхность выравнивания фиксируется аллювиальными, деллювиально-пролювиальными и озерно-аллювиальными отложениями того же возраста. Она включает современные речные долины с комплексом террас. Абсолютные отметки 200-480 м в районе остаточных гор и 350-800 м в пределах района приподнятых горных массивов.

Четвертичная поверхность голышовой денудации развита в эрозивных, в прибрежных районах Косынского Камня, Конного Камня, Ольшанского Камня, Казанского Камня. Абсолютные отметки поверхности в пределах 840-1569 м. У подножия поверхности широко развит курдюки.

Формы рельефа, созданные речной деятельностью

На описываемой площади выделяется (см. рис. 6) Вишерско-Висимская и Туринско-Богословская эрозивно-структурные депрессии.

Вишерско-Висимская мезозойская депрессия выделена В.И. Федоровым в верховьях рр. Лобвы, Бол. и Мал. Косынь по результатам полевых-геоморфологических работ 1975 г. Представлена дуговым северо-восточного простирания протяженностью более 30 км, шириной от 3 до 10 км. Депрессия четко выражена в современном рельефе, располагается в пределах Панинской моноклинали, сложенной метаморфизованными терригенно-вулканогенными отложениями ордовика.

Туринско-Богословская мезозойская эрозивно-структурная депрессия расположена в восточной части описываемой территории. Она приурочена в основном к девонским вулканогенным и эффузивно-осадочным образованиям с прослоями известняков, хорошо выражена в рельефе, хотя ее борта представлены дользовыми широкими и пологими склонами. Ширина депрессии достигает 7-8 км (район г. Кашиинска). Депрессия имеет ответвление западнее пос. Галка, выделенное по морфологическим признакам.

Мезозойские терригенные отложения известны только в Богословско-Васеловской тектонической депрессии (район г. Кашиинска). Олигоценовая Богословская долина наследует мезозойскую Туринско-Богословскую эрозивно-структурную депрессию.

Современная речная сеть представлена рр. Кама, Лобвой, Турей: Косыной и другими, более мелкими. Направление течения крупных рек субширотное, а их притоков субмеридиональное.

Главный водораздел проходит по Уральскому хребту. Долины рек симметричны, террасированы, ширина их варьирует в зависимости от литологического состава вмещающих пород, достигающая 1000-1500 м; уклоны рек, текущих в субширотном направлении имеют простирания пород, больше уклонов рек субмеридионального направления. Террасовый комплекс представлен четырьмя типичными и двумя поймами террасами.

лов. На площади листа учтено 39 промышленных месторождений, из которых 4 эксплуатируются. Сведения о полезных ископаемых даны на карте по состоянию на 1/1 1985 г.

ТОРФЯНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Т в е р д н ы е г о р ю ч и е и с к о п а е м ы е Бурый уголь

Ранние находки углей в районе относятся к первой половине прошлого столетия. С 1911 года производилась добыча углей откритым способом. В настоящее время известно два месторождения бурого угля: Богословское (П-4-4) и Веселовское (П-4-12), которые расположены в северо-восточной части листа.

Наиболее крупным месторождением является Богословское с первоначальными запасами по категориям А+В+С₁ 162 568 тыс.т. Угленосность связана с мезозойскими (позднетриасовыми) континентальными отложениями, которыми выполнена Богословско-Веселовская депрессия. В настоящее время из четырех угольных горизонтов (А, В, С, Д), развитых на месторождении, основными запасами содержит угольный горизонт С, который является сверхмощным угольным пластом сложного строения. На севере месторождения он образует угольную залежь мощностью 35-40 м, почти направленно породными прослоями. В южном и юго-восточном направлениях мощность его увеличивается до 100 м за счет увеличения количества и мощности породных прослоев при одновременном углошении и выклинивании угольных пластов, а угленасыщенность падает с 65-90 до 15-20% и ниже. Угли бурные марки Б-2, энергетические, высокой степени углефикации [7]. Качество угля характеризуется следующими средними показателями: зольность (А_с) 23,8%, содержание серы (S_{ср}) 0,4%, влажность (W_с) 16,61%, летучие (V_с) 43-46% [12]. Газоносность угольных пластов не наблюдается. Подвижная часть углей представлена гумусовыми разностями. Гидрогеологические условия месторождения сложные из-за наличия водоупорности.

Запасы месторождения в основном отработаны, оставшиеся будут вынуты в ближайшие годы углеразрезом "Диний" (глубина разработки 190 м). Балансовые запасы на 1/1 1984 г. по категориям А+В+С₁ составляют 4 875 тыс.т, забалансовые 20 667 тыс.т [12], месторождение среднее. Основными потребителями угля являются: Серовская ГРЭС и Богословская ТЭЦ.

Отложения уфимской напойменной террасы (эрозивно-аккумулятивной) наблюдались в угольном карьере вблизи г.Карпинска. Третья напойменная терраса (исетская) эрозивно-аккумулятивная развита в долинах рек Лобны и Камен. Ширина площади достигает 500 м, высота над урезом воды 2-12 м. Вторая напойменная терраса (камышловская) - аккумулятивная, довольно хорошо выражена в долинах рр.Камен, Лобны и Елны. Ширина площади достигает 500 м, высота над урезом воды 4-5 м.

Первая напойменная терраса (боровая) развита фрагментарно, уступ выражен очень слабо. Осадки террасы часто залегают в основании высокой поймы. Высокая пойма развита повсеместно, за исключением участка на р.Лобне в районе пос.Кутлым, где она переработана драгами и представляет ряд дренажных отвалов. Высота высокой поймы над урезом воды 2-4 м, ширина 100-300 м. Низкая пойма развита не повсеместно, высота ее над урезом воды 0,5-0,8 м, ширина площади 100-400 м.

Карст развит в пределах олигоценовой долины и мезозойских эрозивно-структурных депрессий в крайней восточной части описываемой территории. По возрасту выделяет плиоцен-четвертичный карст, выполненный осадками соответствующего возраста, и карст неустойчивого возраста [51].

Формы ледникового рельефа наблюдаются в районе Конжаковского Камня в виде цирков, кароз и завулканизированных последующей эрозией трогов на абсолютной высоте 900-1000 м и более. Тектонические формы рельефа развиты в пределах карьеров бурого угля месторождений и в долинах рек на россыпных месторождениях золота и платины (см. рис.3).

П О Л Е З Н ы е И с к о п а е м ы е

На площади листа известны различные полезные ископаемые, связанные с интрузивными, вулканогенными и осадочными образованиями. Водуше значение в экономике района принадлежит бурому углю, россыпной платине, месторождения которых эксплуатируются на протяжении многих лет. Открытие Валенторовского месторождения послужило положительным фактором для увеличения сырьевой базы местной промышленности уранового сырья. Известны россыпные месторождения золота, крупные месторождения торфа, огнеупорных и строительных материалов, а также многочисленные проявления черных, цветных и благородных металлов.

Воселовское мелкое месторождение аналогично вышеописанному, но уже отработано открытым способом. Запасы углей для подземной разработки ввиду их ограниченного количества не имеют промышленного значения [7].

Торф

В северо-восточной части листа располагаются два крупных месторождения торфа: Большое (I-4-2,5) и Сымское (I-3-II), площадь которых, соответственно, 12 и 100 км², что составляет 2,7% от общей территории.

Торфяники преимущественно низинного типа, отделяются от пород палеозоя аллювиальными песчано-глинистыми четвертичными отложениями. Торфообразование происходило в заболачивавшихся озерах и поймах рек. Залежи сложены преимущественно древесными разностями торфа в различных комбинациях с осоково-сфагновыми, древесно-осоковыми или тростниково-осоковыми торфами. Степень разложения торфа 25-30%, зольность колеблется от 4 до 30%. Мощность отложений изменяется от 1 до 6,5 м. Спрепелли встречается у озер Кылышкино и Глухое мощностью до 3,0 м.

Балансовые запасы месторождения Большое приводятся неполно, учитывая его распространение на северный и восточный смежные листы - 31 672 тыс.т, категория С₂. На Сымском месторождении балансовые запасы 6 161 тыс.т [2]. Торфяные поли используются только в сельском хозяйстве.

МЕТАЛЛУРГИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Железо

В районе известно 11 проявлений и 19 пунктов минерализации, тяготеющих к раннесилурийским отложениям андезитовой формации (Покровский рудный узел), основными и ультраосновными массивами Платиновосного пояса Урала, а также к терригенно-вулканогенным отложениям ордокимского и силурийского возраста (польвинская, тельпосская, выйская свиты). Проявления относятся к трем типам оруденения: оскарново-магнетитовому, титаномагнетитовому и осадочному.

Скарново-магнетитовый тип. Проявления этого типа связаны с измененными вулканогенно-осадочными и вулканогенными породами раннесилурийского и средне-позд-

неордовикского возраста в зонах контактов с гранитоидами Кышпинского [59] и габброидами Кышпинского массивов. Большое значение в локализации проявлений имеют литолого-фациальные и структурные факторы (контакты интрузивов, апофизы и сателлиты интрузивов, зоны брекчирования).

Наиболее изучены проявления Алексеевское (I-4-4) и Кормильцевское (I-4-6) до глубин соответственно 150 и 100м [141,154,156]. Эти рудники были открыты и разрабатывались в конце ХУШ начале XIX столетий небольшими шахтами и карьерами. Добыча железных руд составила на Кормильцевском руднике 16 000 пудов, по Алексеевскому руднику данных нет [154]. Проявления расположены между озерами Бол.Кышпинское и Антипинское. Приурочены к восточной контактовой зоне Кышпинского массива гранодиоритов с карбонатными прослоями в вулканогенных породах андезитовой формации (В₁₋₃-У₂). Кормильцевское проявление представлено четко ограниченной пластовой залежью магнетитовых руд массивной и брекчиевидной текстуры. Простирание залежи северо-западное, падение восточное 25-35°. Глубина залегания от 0 до 50 м, в среднем 15-20 м, мощность ее достигает 9,25м. Тектоническими сместителями рудное тело разбито на ряд рудных блоков размером: от 55 до 260 м по простиранию и от 16 до 100м по падению [156]. Минералогический состав руд: магнетит, гематит, пирит, халькопирит, халькозин. Содержание железа колеблется от 15 (в оруденелых порфиритах) до 63,89% (в массивных магнетитных железниках). Авторские запасы руд по категории С₁ составляют 138 тыс.т, при среднем содержании Fe 35,62%, Р 0,047%, S 0,17% и по категории С₂ - 77 тыс.т [141].

На Алексеевском проявлении авторские запасы руд по категории С₁ составляют 106 тыс.т, при среднем содержании Fe 35,36%, Р 0,028%, S 0,15% и по категории С₂ - 84 тыс.т [141,156].

Известно проявление данного типа и в южной части листа - Спасский рудник (озерный, IV-2-2), которое находится у подножья Казанского Камня и представляет собой затопленные шахты и карьер размером в плане 40x25 м глубиной до 15 м. Сведения о времени открытия и эксплуатации рудника противоречивы [19,45,78]. По данным планов, датированных 1871 годом, разрабатывались три жалкообразных рудных тела мощностью до 2м [142]. Оруденение наблюдается в непосредственном контакте Серебряно-

кого массива с основными эффузивами байской свиты, среди которых имеются метаморфизованные известняки, роговики. Предполагается, что роговики и железные руды обязаны своим образованием воздействию габбро на вмещающие породы [19]. Кроме Спасского карьера установлены три локальные магнитные аномалии с размерами по изодинаме 3 000 гаусс: 90х70, 70х30, 70х30 м [160]. Максимальная напряженность в эпицентрах свыше 10 000 гаусс. Поисковым бурением в эпицентрах аномалий вскрыты магнетитовые руды до глубины 170 м. Рудные тела имеют небольшие размеры по простиранию (менее 100 м), истинную мощность не более 10 м, по данным отстройки рудных тел на основе геофизических исследований [160]. Руды представлены магнетитом с заметной примесью пирита и халькопирита. Авторские запасы магнетитовых руд Спасского проявления, составив 70-75 тыс. т при содержании 45-50% [160]. В настоящее время проявление в промышленном отношении бесперспективно.

Титаномagneзитовой тип. Железные руды этого типа (качанарского) представлены титаномagneзитами, связанными с пироксенитами и габбро Коозанского, Кытлымского и Павдинского массивов. В пределах листа выделяется семь проявлений и ряд пунктов минерализаций. Проявления представляют собой рудники, разрабатывавшиеся в XIX веке на железные руды. Характер оруденения, состав рудных минералов, структуру руд на всех рудниках весьма сходны.

Вознесенский рудник (Ш-2-2) расположен на восточном отроге Серебрянского Камня, в 2 км к югу от устья р. 3-й Серебрянки, где имеются несколько старых карьеров, вынутых в пещеру с севера на юг. Самый большой из них - южный, имеет размеры 40х8 м [19]. В середине карьера - устье затопленной шахты сечением 2,5х5 м [99]. Проявление находится в зоне перехода амфиболовых и амфибол-пироксеновых габбро к оливиновым пироксенитам. Рудная зона прослежена на 3 км при ширине от 40 до 200 м 86,142 и представлена полосами магнетитовых оливинитов и рудных веригитов в оливиновых пироксенитах. Простирание полос субмеридиональное, длина одной из них 100 м, ширина от 30 до 110 м [19]. Рудные оливиниты и веригиты переслаиваются с пироксенитами и амфибол-пироксеновыми габбро, мощность которых колеблется от 1 до 15 м. Наибольшим распространением пользуются вкрапленные руды, незначительное развитие имеют

шпатово-полосчатые и сплошные руды, образование руд связано с процессами метасоматоза [141]. Их минеральный состав однообразен: преобладает магнетит, в подчиненном количестве - ильменит, пирит, халькопирит, маршит, гетит. Содержание: Fe (в) от 15 до 42%, при среднем 24%, V_2O_5 0,02-0,30%, TiO_2 0,63 до 3,10% 142,163. Сведений о количестве добытой руды не сохранилось. Авторские запасы руд оцениваются в 720 млн. т на гряду 250 м [142].

Рудники, расположенные, в основном, южнее описанного: Лобвинский (Ш-2-13), Боровской (Ш-2-16), Серебрянский участок (Ш-2-12) имеют авторские запасы железных руд, не превышающие 100-120 млн. т.

Осадочный слабометаморфизованный тип. К этому типу относится одно проявление - Безмяный рудник (У-4-15) и ряд пунктов минерализаций. На руднике Безмяном, расположенном в 1 км к юго-западу от пос. Елиза, сохранилось несколько неглубоких ям с крупными глыбами гематита. Поисковыми работами установлено, что гематитовые руды залегают в толще известняков вендока, которые тонко переслаиваются, фециально замещаются туфитами и туфопестиками [157]. Пластообразная рудная залежь субширотного направления с падением на ССЗ под углом 25-30° прослежена на 250 м. Мощность пласта достигает 0,5 м. Содержание: Fe (в) до 51,52%, S 0,14%, P 0,40%. В описываемом районе данный тип оруденения промышленного интереса не представляет [114].

Цветные металлы

В районе известны одно промышленное месторождение, восемь проявлений и многочисленные пункты минерализаций мелких руд, связанные с вулканогенными образованиями контрастной формации раннего-среднего ландоверя, неупрежденной андезитовой формации позднего ландоверя-вендока, магнетитовыми рудами Покровского рудного узла и габброидами Кытлымского массива. Оруденения относятся к различным генетическим типам: гидротермальному, контактово-метасоматическому, позднемагматическому и неясного генезиса.

Гидротермальный тип. Оруденения данного типа представлены медноколчеданными и медно-порфировыми рудами

м. Валенторское (П-3-1) промышленное месторождение медноколчеданных руд расположено в 20 км к западу от г. Карпинска. Открыто в 1958 году [137]. В геологическом строении месторождения участвуют вулканогенные породы ландоварийского возраста контрастной формации: диабазы, спилиты, андезит-дацитовые, дацитовые порфириты, липарито-дацитовые порфириты и их пирокластические разновидности. Оруденение располагается в пределах Валенторской вулканогенно-тектонической депрессивной структуры и пруротено к зоне субмеридионального тектонического нарушения, насиненного экстружиды и дайками ксилового, среднего и основного состава [8]. В депрессивной структуре по характеру магнитного поля и петчкам положительных гравиметровых аномалий (до 0,5 мГл) выделяются несколько кальдер [125]. Рудные залежи на протяжении трех километров локализируются на сопряжениях диагональных и субширотных нарушений, имеют форму неправильных линз, вытянутых вдоль нарушений. Их размеры по падению (до 200 м) превосходят размеры по простиранию (до 50-60 м) [86, 166]. Всего выделено до 40 рудных тел, различных по размерам, условиям залегания, интенсивности оруденения. Наиболее крупные и богатые рудные тела встречаются в неравномерно окварцованных и серицитизированных альбитофирах на контакте с тематитизированными породами. Так, для рудного тела № 1: средняя мощность 7,7 м; среднее содержание Cu 5,38%, Zn 4,09 [136]. Руды окрашенные, по составу цинковые и медно-цинковые.

Минеральный состав типичный для колчеданных месторождений Урала: пирит, халькопирит, сфалерит, борнит; сопутствующие: галенит, арсенопирит, золото, сарсборо, кадмий, селен и другие [136]. Средние содержания по месторождению, %: Cu 2,57, Zn 2,91, S 16,86. Балансовые запасы, подсчитанные по 15 рудным телам по категории C_1 (в тыс. т): меди 30,49, цинка 34,56, серы 200,24; по категории C_2 (тыс. т): меди 7,66; цинка 8,09; серы 65,52. Имеются запасы золота, серебра, подсчитанные по категории C_2 , а также редких и рассеянных элементов. Местоорождение является малым, учтено на балансе Красноярского комбината как резервное. В результате комплексных поисковых работ несомненный интерес представляет северный и восточный фланги рудного поля, где породы рудоносной контрастной формации погружаются под отложения надрудной (андезитовой) формации [87, 90, 114, 125].

Проявление Галкинского (Ш-4-3) наблюдается в геологической обстановке, аналогичной Валенторскому месторождению. Расположено на левом берегу р. Галки, в 1,5 км выше устья. Зоны прорыхлово-окрашенной полиметаллической (преимущественно цинковой) сульфидной минерализации связаны с метасоматическими изменениями породами ландоварийского возраста [115, 158, 167], которые слагают Галкинский вулканогенно-тектоническую структуру. Среднее содержание, %: Cu 0,2, Zn 3,5, Fe 1,5. Имеется ориентировочные запасы по одной из рудных зон [137], но особых переплетений не описывается.

Главные факторы медноколчеданного оруденения следующие: принадлежность разрезов к продуктивной контрастной формации, к региональным зонам проницаемости, масштабов развития ксилового вулканизма и проявлений гидротермального процесса, пруроченность к бортовым частям депрессивных вулканоструктур (Валенторской, Галкинской), где можно ожидать выделение, протяженные рудолокализирующие литолого-структурные экраны и флексуриные ловушки [32].

В вулканогенных породах наперывной андезитовой формации позднего ландовария-вендока в северо-восточной части листа выделены пункты минерализации медных руд: участок Антипинский (1-4-7), Южно-Антипинский (1-4-8). Рудная минерализация окрашенная, халькопирит-пиритовая, наблюдается в гидротермально измененных породах: окварцованных и серицитизированных, где содержания меди 0,68%, кобальта 0,29%, серы 33% [86, 113, 166, 167].

Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений раннесульфидного возраста ($S_1, 3-V_2$) известно проявление Семеновский рудник (17-3-10), расположенное вблизи южной рамки листа. Рудник открыт в XIX веке, эксплуатация проводилась шесть шахт, здесь же имелись мелеплавильные печи. Наиболее крупная шахта Ново-Тригорьевская. Рудные тела представлены борничными порфиритами, спонтированными кальцитом, реже кварцем. Мощность рудных тел от 0,08 до 15 м. Наиболее крупные рудные тела протяженностью 800 м имеют субширотное простирание и имеют падение 40-50° [78, 157]. Халькопирит и пирит образуют гнезда, прожилки, окрасочность в кальците и в порфиритах; отмечается также халькопиритное оруденение в кварцевой жиле [114]. В результате буровых работ шесть скважин глубиной до 200 м подо-

лись шпиль горбленитов мощностью от нескольких до 20 см, прослеживаемые на 2,5 м, пруроченные обычно к амфибол-широкосеновым габро с вкрапленностью халькопита, борнита, магнетита. Общая мощность рудной зоны достигает 10 м, по простиранию она прослеживается на 15 м. По данным химических анализов содержание Cu в рудах составляет от 0,64 до 3,13%, Fe от 10,59 до 12,90%, Ni от 0,46 до 0,73%, V_2O_5 от 0,10 до 0,14%, P от 0,020 до 0,030% [103].

Оруденение данного типа рассматривают как полигенное, при котором титаноматетитовое оруденение является позднемагматическим, а сульфидное — эпиматетическим, гидротермальным [22]. Промышленного значения медносульфидный тип не имеет, что отчасти объясняется прежними исследованиями [103] и подтверждается комплексными поисковыми работами последних лет [89, 128].

Среди амфиболитов, обрамляющих Кытлымский массив, наблюдается мелкая сульфидная вкрапленность, либо линзовидные скопления (1х0,5 см) пирита, халькопита и борнита. Содержание меди невысокое: в пункте минерализации пос. Катмыш (Ш-2-15), в одном километре ВЗВ пос. Катмыш в скажинах карбонатного бурения определено содержание Cu 0,11% [101]; в пункте минерализации гора Белая (П-3-2) до 0,14% [154]. Сульфидная минерализация в амфиболитах заслуживает серьезного внимания, хотя генезис ее окончательно не установлен.

Свинец

В северо-западной части площади выделен единственный пункт минерализации свинца Ольвинокий (1-2-7) на левом берегу р. Ольвы. Среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложений польвинской свиты встречен кварцевый прожилок с галенитом мощностью 3 см, протяженностью 1 м [98]. Вкрапленность мономинеральная, убогая, промышленного интереса не представляет.

Алюминий

В пределах описываемой площади располагается одно промышленное месторождение бокситов — Тапшкое I (Ш-4-5), два проявления и четыре пункта минерализации. Все они, исключая три пункта минерализации, связаны с Западной (суборовской) зоной известняков нижнего эффа [3], слагающих западное крыло Индальской метасинклинали. Бокситы залегают, главным образом, на размытой закарстованной поверхности известняков ложкова, в от-

ли рудное тело, среднее содержание меди составило 3,13%, отмечается повышенное содержание золота [78]. Пробы рудных анализов отобраны шпиль установленно максимальное содержание золота 32,7 г/т [87, 166]. Комплексное оруденение представляет поистине большой интерес.

Пункт минерализации Андришский (П-3-7) меднопорфировых руд расположен в северо-западной части Баженовско-Исаковского дисперсного массива, где выявлена связь геотектонических и геофизических аномалий с минерализованными зонами. Содержание меди по результатам химанализа достигает 1,32% [86, 87]. Манералогический состав: пирит, халькопирит, единичные зерна молибденита. Оруденение промышленного значения не имеет.

Контакты медно-магнетитовых и медно-свинцовых руд с п. Проявление Кытлымская медная разведка (1-3-3) находится в долине разреза 12-й км, представлено несколькими заброшенными шахтами и их отвалами. Проводилась добыча руды в 60-х и 70-х годах XIX века, конкретных сведений не сохранилось. Оруденение приурочено к гнездообразным мелким телам (до 20 м мощности) гранат-эпидот-кварцевых скаринов среди ороговичкованных афлуэзов и их туфов раннего силура, развитых в северной части контактовой части Кытлымского массива. Первичные рудные минералы: пирит, халькопирит, халькозин, малахит, содержание меди достигает 4% [114, 167]. Проявление изучено до глубины 150 м.

В северо-западной контактовой части Кытлымского массива известно проявление Постниковоый второй рудник (1-3-1), аналогичное вышеописанному, с содержанием меди до 16% [144]. Сведений о добыче не сохранилось. Оба проявления интереса для дальнейших поисков не представляют.

Показатели медно-магнетитовых и медно-свинцовых проявлений Серебрянский рудник 7 (Ш-2-10) и несколько пунктов минерализации медно-титаноматетитового оруденения связаны с габро-дидами, слагающими горы Серебрянский Камень и Еловый Увал. В XIX-XIX вв. на Серебрянском Камне существовало несколько рудников, в которых разрабатывались незначительные по величине участки в габро, обогащенные сульфидами, содержание меди в руде составляло 1,5-2% [35, 36, 142].

Проявление Серебрянский рудник 7 находится в 3 км к югу от главной вершины, на западном склоне южного отрога. Представляет собой выработку в скале размером 10х4х5 м. Разрабатыва-

дельных случаях горизонт бокситов располагается несколько ниже подошвы нижеайфельских отложений (в терригенно-осадочных образованных карбонского горизонта). Кровли бокситов ровная, представлена битуминозными известняками и мергелями с фауной карбонского горизонта нижнего айфеля. Предпринимаются попытки выделить несколько бокситовых горизонтов, по комплексам фауны, в их числе богословский, отмечаемый на месторождении Талицкое I и проявлении Богословское I (П-4-9) [8], но такой вариант некорректно исследователи считают малообоснованным [3].

Рудные тела подразделяются на два подгоризонта: нижний подгоризонт красных и верхний - зеленоватых-серых пестроцветных. Руд. Основную промышленную ценность представляет первый из них. В пределах бокситоносной полосы развиты надрывы, а также крутопадающие сбросы и взбросы с амплитудами смещения до 200-400 м, субширотного и субмеридионального направления, служащие, как правило, границами месторождений или участков [8].

Месторождение Талицкое I расположено вблизи восточной границы описываемого листа, в нижнем течении р. Талица. Открыто в 1940 году А.К. Гладковским. С севера и юга оно ограничено тектоническими нарушениями типа сбросов, с запада - Крутоловско-Хоноваловским разломом. Рудный горизонт представлен отдельными линзами на закарстованной поверхности светло-серых известняков. Мощность линз различная: от 0,1 до 8,7 м [9]. В кровле - темно-серые амфиболовые известняки, иногда с темно-серыми глинистыми сланцами. Боксит красной каменистой обломочно-бобовой бемит-диаспоровый. Химический состав руд, %: Al_2O_3 47,5-57,8; SiO_2 13,1-13,7; Fe_2O_3 14,6-25,3 [169].

Месторождение мелкое, обработано карьерами до уровня грунтовых вод в 1984 году. В результате поисковых работ залежи красных марок и каменистых немарок бокситов (мощностью от 2 до 6,5 м), выявленные ниже грунтовых вод [169], имеют малые запасы и отработке не подлежат.

Проявление Богословское I расположено в 3,5 км юго-западнее г. Каринска. В результате многочисленных исследований [89, 154, 162, 170] выявленные бокситовые пласты имеют малые запасы и промышленного значения не имеют.

К югу от месторождения Талицкое I рудный горизонт бокситов постепенно выклинивается и в пункте минерализации Шайтанское (П-4-2) бокситы представлены лишь серой шугризированной мед-

кообломочной каменистой разномагнитностью [162, 170]. О генезисе палеозойских бокситов существует много противоречивых гипотез [8], но наиболее убедительной представляется гипотеза латеритно-осадочного происхождения.

Пункты минерализации бокситов, связанные с пестроцветными отложениями тримасового возраста, известны в пределах Богословско-Веселовской депрессии: Богословский участок (П-4-5), Ольховский участок (П-4-7), Веселовский участок (П-4-11). Они характеризуются наличием мелких линз бокситов, установленных в приобломочных частях Богословско-Веселовской депрессии [126]. Бокситы приурочены к нчмам пестроцветных отложений. Залегают они на айфельских известняках, реже отделены от них слоем пестроцветных глин (0,5-2,0 м), перекрывают бокситы угленосные осадки тримаса. Строение рудных тел сложное, наблюдается перемежаемость бокситов, аялитов, смалитов, угленосных пород. Мощность изменяется от 1 до 6 м (на Богословском участке) и 1,6 до 22,2 м (на Ольховском участке). Преобладают бобово-обломочные бокситы, по составу - гидроксидные со значительным количеством каолинита и хлорита, низкого качества, марки Б-6, Б-5, реже Б-2.

Бокситы образовались осадочным путем за счет латеритной коры выветривания. Запасы бокситов малы, содержание глинозема 42,6%, кремнезема 12,8%. Промышленного интереса не представляют.

Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

Месторождений коренного золота на описываемой территории нет, выделено одно проявление и несколько пунктов минерализации. Российские месторождения золота по многочисленным мелким притокам и долинам рр. Лобны, Кушны, Бол. и Мал. Косыны были известны с прошлого столетия (1850 г. - открытие золотой россыпи на р. Мал. Талица). Эксплуатировались золотопромышленниками и старателями преимущественно ручным способом. Систематические разведочные работы на россыпное золото развернулись с 1928 года [94]. В настоящее время в районе учтено 17 промышленных и 11 непромышленных золотых россыпей.

В описываемом районе установлены следующие типы золоторудной минерализации: золото-сульфидная и золото-сульфидно-квар-

цевая минерализация метаморфогенно-гидротермального типа, связанная с терригенными и вулканогенно-осадочными образованиями эвгесинклинальной области (тельпосская, ныйская, хомасьинская и польнская свиты). Содержание золота в сульфидно-кварцевых жилах менее 1 г/т [153], макромалые отмечены в пунктах минерализации: Каршильское (I-1-2) - 4 г/т, гора Паленая (I-2-5) - 3 г/т [52]. В метаморфических сланцах среднего-позднего оловяка с обильной сульфидной вкрапленностью также отмечаются низкие содержания коренного золота (до 0,3 г/т) в пунктах минерализации: Рябиновый Увал (II-2-1) и Бобровский (IV-1-4) [96, 161].

Золоторудная минерализация известна и в габброидах Павдинского массива, где она приурочена к сериям даек габбродиабазов и кварцевых жил. Проявление Кушанская жила (IV-3-5), расположенное в северной части вышеупомянутого массива, представляет собой старый рудник, где в 1901 г. проводилась добыча кварцевых флюсов, с 1904-1912 гг. - разведочные работы на коренное золото [157]. Кварцевая золотоносная жила имеет широкое простирание, мощность 8-9 м (в карьере) и членикообразную форму. Содержание золота в руде по фабричному извлечению составило 0,5-1,3 г/т. В результате ревиизионного опробования отвалов содержание золота установлено от 0,1 до 16,6 г/т, себестоимость золота 37,4 г/т [87, 166]. Первоочередных работ проявление не заслуживает.

Золоторудная минерализация, связанная с дунитами Косынского Камня, представлена пунктом минерализации Косыньское Плечо (III-1-11), где содержание золота достигает 27 г/т [166]. Предполагается, что золотоносность дунитов связана с зонами серпентинизации. Известны повышенные содержания золота в анортозитах и габбро-пегматитах Серебрянского массива (до 9,3 г/т) [111].

Россыпные месторождения золота в районах приурочены или по разным причинам заброшены, за исключением одного месторождения р. Оленья (I-2-1), которое разведано и передано промышленности. По времени образования россыпи четвертичные, приурочены к современным ложам, долинам, поймам рек и первым напойменным террасам.

Месторождение р. Оленья расположено на севере описываемой площади, является частью Вагранского месторождения россыпного

золота, которое находится на смежном к северу листе [11]. Золото приурочено к долинным аллювиальным отложениям. Протяженность на описываемом листе составляет около 2 км. Ширина россыпи 70 м, мощность рыхлых отложений 2-3 м. Содержание золота более 200 мг/м³ [153, 167]. Отработка месторождения будет проводиться драгой.

Остальные россыпи золота изучены слабо, эксплуатировались до 1917 года, добыча составила 1-2 кг в год, либо сведения о добыче совсем отсутствуют. Протяженность таких россыпей мала: 0,5-1,0 км. По месторождению р. Малая Талина (III-4-2) добыча составила 50 кг, протяженность 0,8 км [146].

Платина

Коренная платина отмечается в Кытлымском массиве, связана с дунитами Конжаковского и Косыньского Камня. Выделено два проявления и несколько пунктов минерализации. Промышленных месторождений коренной платины нет.

Среди россыпных месторождений в районе учтено: 9 платино-вых и 6 золото-платиновых промышленных россыпей и две непромышленных. Эксплуатируется одно месторождение - Лобвинское - Кытлымская (III-1-9) платиновая россыпь.

Коренная платина в дунитах приурочена к шпировидным скоплениям хромшпинелидов. Максимальная величина шпиров 6х40 см [166]. Содержание платины по архивным данным от 0,1 до 58 г/т [95, 132, 146]. Для проявления Конжаковский Камень (III-1-3) и Косыньское Плечо (III-1-13) имеется авторский подсчет запасов и даны рекомендации по постановке дальнейших работ [111]. Но ввиду низкого содержания и слабого обособления габбро подчета запасов проявления платины сегодня промышленного значения не имеют.

Россыпные месторождения платины были известны с прошлого столетия (1835-1940 гг.) - открытие первой платиновой россыпи на р. Мал. Косыня и отработывались старателями преимущественно ручным способом. По времени образования россыпи четвертичные, приурочены к современным ложам, долинам, поймам рек и первым напойменным террасам.

Лобвинско-Кытлымская россыпь приурочена к долинным аллювиальным отложениям р. Лобвы и ее притоков: Кытлы, Северный Кытлым, а также к техногенным отложениям основной водной артерии. Общая протяженность более 24 км. Разрабатывается с 1887 года

[78, 146]. В настоящее время участок россыпи по р. Лобве, расположенный в 1,5 км ниже р. Кутлым, интенсивно переработан драгами и терраса в своем первичном состоянии почти не наблюдается. Высота поймы над современным руслом 0,8-2,0 м, общая мощность отложений высокой поймы 17-20 м [94].

Металлоносный пласт ("пески"), состоящий из гальки, обломочного материала местных пород, ила и глины, имеет мощность 0,5-2,0 м. В верхней части россыпи (р. Северный Кутлым), где ширина долины 400-450 м, строение более сложное: в ее 15-20 метровый толще наблюдается два металлоносных пласта и общая зараженность всей рыхлой толщи платиной. Содержание платины в отдельных блоках около 100 мг/м³ [164]. В нижнем участке россыпи по р. Лобве отмечается золото до 3%, на р. Сев. Кутлым - 2,74% [146]. Россыпь образовалась за счет размыта платиносо-держущих дунитов и когн выветривания Косыгинского Плева по логам Единоский, Ободраный и Поповский. В настоящее время по р. Лобве вверх поднимается драга, которая перерабатывает в основном ранее отработанные россыпи.

Из смешанных россыпей наибольшее значение имеет месторождение р. Мал. Косыва (IY-I-I). Оно располагается в аллювиальных отложениях, плотником или которых являются кутлымиты Косыгинского Камня и терригенно-вулканогенные отложения тальпосской и Инской свит. Мощность рыхлых отложений колеблется от 1 до 8 м. Металл приурочен к предплотниковым галечникам, среднее содержание платины по россыпи 106 мг/м³ [94]. Примесь золота от 1,5 до 5%. За период 1891-1918 гг. добыто около 450 кг платины. С 1950 г. россыпь эксплуатируется драгой, в данное время добыча осуществляется в нижнем течении реки, на смежном к западу листе. Месторождение относится к россыпям типа "б" группы 2. Запасы, подсчитанные по категории C₁, обеспечивают работу драги на несколько лет.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ОГНЕУПОРНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Известняки

Анортозиты

Известны два непромышленных месторождения анортозитов, которые могут послужить сырьем для стекольной промышленности: Серебрянский Камень (III-2-7) и Казанский Камень (III-2-18). Элементы

проведены исследования анортозитсодержащих пород (анортозитовые габбро, габбро-пегматиты и анортозиты), суммарная площадь которых около 45 км² [22]. Содержание анорита составляет около 50%, на некоторых участках оно достигает 90-95%. Анортозиты наблюдаются в виде линзо- и жилкообразных прослоев мощностью не более 3 метров. Химический состав колеблется незначительно, %: Al₂O₃ 33,8-36,5; SiO₂ 44,8-46,8; CaO 16,6-17,9. В 1971 г. Гусевым фактальном ГИС дано заключение о том, что анортозитовый концентрат и анортозиты пригодны для производства термостойкого стекла марки № 13В и тающего стекла. Таким образом, исследуется потребность в дорогостоящем синтетическом глиноземе, получаемом из боксита. Для выяснения целесообразности использования анортозитового сырья на действующих предприятиях необходимо провести промышленные испытания в печах с выработкой изделий [104].

Ценность месторождений анортозитов повышается с учетом возможности использования его в качестве стеклосмазочного сырья для прессования изделий из сплавов (ЦСДМ) и (ЭП-220) в смеси с 10% красного плама. Экспериментальные исследования проводили НИИчерметом [106]. Открытие на Северном Урале больших запасов анорита может значительно расширить сырьевую базу негудинового сырья.

Дуниты

Новское месторождение (III-I-4) слабо серпентинизированных дунитов находится в северо-западной части Кытлымского массива.

Дунитовое тело среди пироксенитов Конжаковского Камня на поверхности достигает около 1,5 км в поперечнике, надвигая мощность в восточной части тела около 300 м. Предполагается, что вертикальные размеры дунитового тела больше горизонтальных. Дуниты состоят из прозрачного оливиана (более 90%), серпентина и примеси хромита. Породы высокомагнезичные и огнеупорные (1770°C); степень серпентинизации низкая 10-15% (п.п.п. 1-2%). Средние величины: суммы содержания Fe₂O₃ + FeO 10%, MgO + SiO₂ 86,3%, содержание MgO 47,6% [20]. Установлены повышенные содержания: Р₂ до 0,27 г/т, Cr₂O₃ до 2,20%, Ni до 0,57, Co до 0,069 [171]. Лабораторными исследованиями, технологическими испытаниями на Череповецком металлургическом заводе установлены: новские дуниты являются высококачественным огнеупорным си-

либо безопасным сырьем для производства теплоизоляционных вкладшей, форsterитовых безобжиговых огнеупоров и формовочных смесей. Детальная разведка месторождения проведена до глубины 100 м для отработки открытым способом. Балансовые запасы дунитов Ювского месторождения утверждены в ИКЗ СССР по состоянию на 1/1 1985 г. по категориям В+С₁ 100,44 млн. т [17].

Одновременно произведена полутная оценка вскрышных пород и некондиционных дунитов как сырья для производства строительного камня. Гидрогеологические и инженерно-геологические условия благоприятны. Месторождение подготовлено для промышленного освоения.

Г л и н и с т ы п о р о д ы Глины кирпичные

Карпинское (Госпитальное) месторождение (П-4-8) кирпичных глил расположено на юго-западной окраине г. Карпинска, на левом берегу р. Госпитальной. Продуктивная толща пророчена к долине реки, сложена краснозато-бурыми глинами, суглинками с включением галек, имеет пластобразную форму залегания. Возраст отложений четвертичный, мощность изменяется от 0,9 до 6 м [15]. Месторождение эксплуатируемое малое, запасы на 1/1 1985 г. по категориям А+В+С₁ 653 тыс. м³ [143].

Сланцы кремнисто-глинистые

Туриносский карьер (П-4-6) - месторождение строительного камня (кремнисто-глинистые сланцы нижедновского возраста) - находится в 4 км западнее г. Карпинска. Разрабатывается карьером, запасы щебня не утверждались, но добыча производится ежегодно до 40-45 тыс. м³ [143]. Щебень используется для балластировки железнодорожных путей и ремонта автодорог местного значения.

П О Л З Е М Н Ы Е В О Д Ы

Описываемый район расположен в пределах Уральского системы бассейнов грунтовых вод зон трещиноватости, для которой в целом характерны пророченность подземных вод к зонам локальной и региональной трещиноватости пород, отсутствие вертикальной гидрохимической зональности, гидравлическая связь горизонтов и комплексов, их безнапорный характер, расчлененность на не-

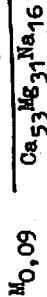
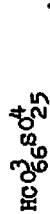
большие водоносные бассейны, высокие темпы водообмена и преобладание гидрокарбонатных пресных вод [9]. Северо-западная часть района относится к бассейну зон трещиноватости в породах протерозоя Центрально-Уральского поднятия западного склона Урала, западная, центральная и восточная - в породах ниже него и среднего палеозоя Гатальско-Магнитогорского прогиба восточного склона Урала (рис. 7). Первой характерна пророченность к водораздельной полосе горного Урала. Отличительны гидрогеологических структур, интенсивность водообмена и большое количество атмосферных осадков, питающих подземные воды, определяет повсеместное развитие пресных гидрокарбонатных вод. Для вторых, где развиты преимущественно интрузивные и вулканогенные породы, характерна малая глубина (30-80 м) региональной трещиноватости пород, кольматация трещин глинами продуктами выветривания и, как следствие, небольшая водообильность пород (за исключением карбонатных). Здесь важную роль в распределении стока подземных вод играют многочисленные контакты различных литологических разностей пород и тектонические нарушения. Питание водоносных комплексов идет также за счет атмосферных осадков и перетока подземных вод Центрально-Уральского поднятия.

Общее направление подземного потока восточное и лишь на северо-западе и юго-западе - западное; дренируются подземные воды речной сетью. Среднегодовое количество подземного стока составляет около 2 л/с. км².

В пределах листа выделяются следующие типы подземных вод: 1) трещинного типа осадочных и вулканогенных пород верхнего протерозоя, ордовика, сатура, девона, триаса и интрузивных пород; 2) трещинно-карстового типа; 3) поровые подземные воды аллювия рек.

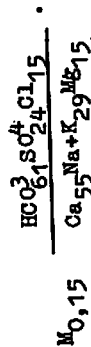
Подземные воды трещинного типа

Степень водоносности верхнерифейских отложений, развитых на северо-западе, весьма незначительна; она повышается лишь в зонах тектонических разломов. Подземные воды этого комплекса относятся к типу гидрокарбонатно-кальцево-магниевого вод с незначительной степенью минерализации (от 30 до 94 мг/л). Общая жесткость 0,30-1,16 мг/экв. Характерный химический состав подземных вод [10,88]:

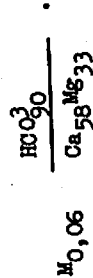


Содержание фтора колеблется от 0,02 до 0,1 мг/л. Железо обнаружено в единичных пробах в количестве 0,1-0,2 мг/л.

Подземные воды вулканогенно-метаморфических толщ ордовика относятся к типу пресных гидрокарбонатно-кальциевых с минерализацией от 28 до 120 мг/л. Общая жесткость изменяется от 0,29 до 1,45 мг/экв. Содержание фтора не превышает 0,18 мг/л. Характерный химический состав подземных вод:



Водообильность слюрийских, девонских и триасовых вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных образований восточной части района определяется степенью и глубиной трещиноватости и гипсометрическим положением. По химическому составу воды относятся к типу пресных гидрокарбонатных с минерализацией 50-204 мг/л. Общая жесткость 0,6-2,03 мг/экв. Химический состав:



На участках с повышенной сульфидной насыщенностью повсюду сохраняется содержание сульфатов. Содержание фтора 0,06-0,36 мг/л. Степень водоносности интрузивных пород (дунитов, пироксацитов, габбро, диоритов и т.п.) незначительна. Повышенной водообильностью характеризуются контактные зоны массивов и тектонические нарушения внутри последних. По типу вод для основных и ультраосновных пород характерны магнезово-кальциевый и

гидротермические районы второго порядка: I₂ - бассейн грунтовых вод зон лавовосток Центрально-Уральского подъятия, I₃ - бассейн грунтовых вод зон трещиноватости Татальско-Матвеевского метаморфического массива; I - водообильные зоны тектонических нарушений; 2-10 - водоносные комплексы: 2 - четвертичных аллювиальных отложений; 3 - аргиллитов, алевролитов, песчанников триаса; 4 - вулканических отложений слюда-дава; 5 - карбонатных отложений слюда-дава; 6 - сланцевых толщ ордовика; 7 - терригенных отложений верхнего района; 8 - гранитоидов, 9 - габбро; 10 - дунитов и пироксацитов; II - границы гидрогеологических районов.

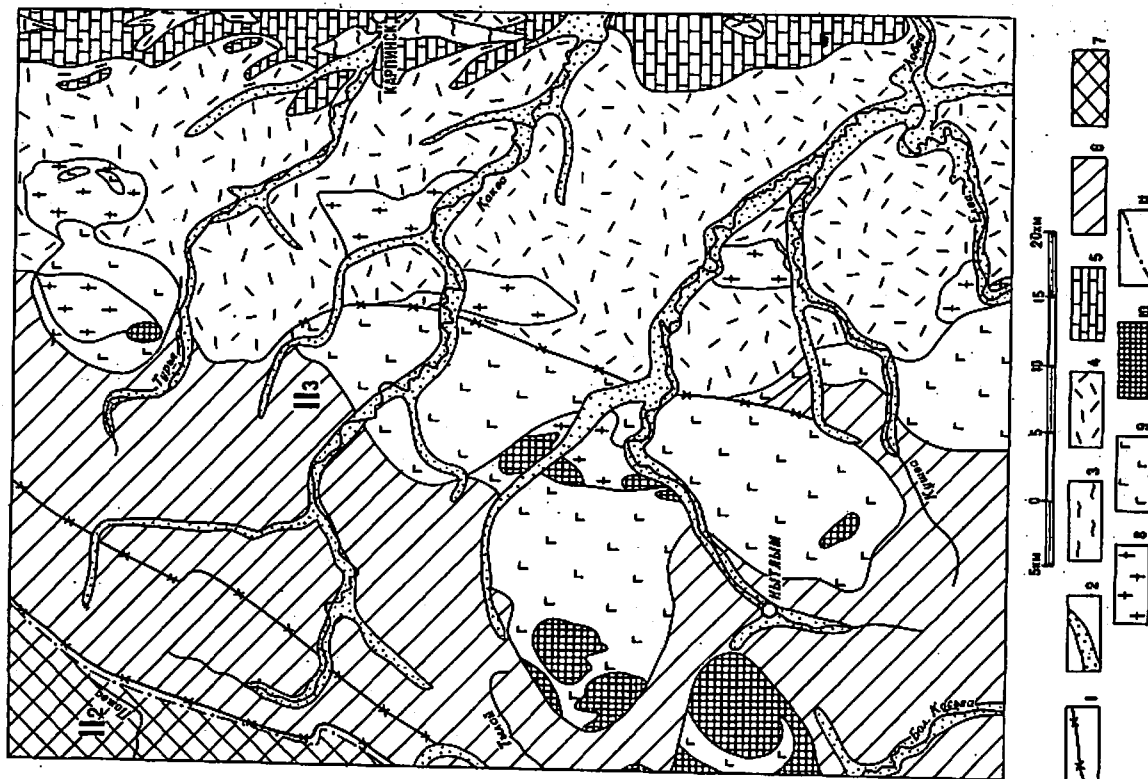
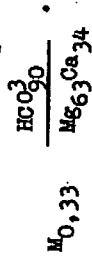


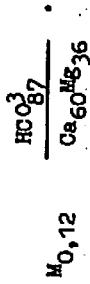
Рис. 7. Схема гидрогеологического районирования и распространения водоносных комплексов и зон. Составлена Л.П. Ейковой.

магнийный состав вод, для кислых - кальциево-натриевый. Минерализация может достигать 370 мг/л; общая жесткость в пределах от 1,6 до 4,83 мг/экв. Характерный химический состав:



Подземные воды трещинно-карстового типа

Подземные воды этого типа связаны с карбонатными породами слагающими левую часть восточной части района. Участки известняки интенсивно закарстованы; глубина карстообразования достигает 350 м. Прослой некарбонатных пород служат своеобразными барьерами, направляющими подземный поток. Химический состав вод гидрокарбонатно-кальциевый:



Общая жесткость 2,29-7,6 мг/экв. Содержание железа не более 0,5 мг/л, фтора 0,4-0,06 мг/л.

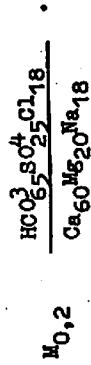
Поровые подземные воды аллювиальных отложений

Этот тип подземных вод приурочен к долинам рек; мощность водоносных отложений достигает 15 м. Продуктивные песчаные, песчано-гравийные и галечные отложения в различной степени заглинизированы, что определяет большую изменчивость их кол-ва лакторских свойств. Коэффициент фильтрации варьирует в пределах 0,1-35,0 м-сут; минерализация вод колеблется от 0,1 до 0,3 г/л. Солевой состав зависит от химического состава подземных вод смежных комплексов, участвующих в питании наряду с атмосферными осадками. Обычно они являются гидрокарбонатно-кальциевыми.

Водоснабжение г.Карпинска осуществляется за счет Лапчинского и Северо-Лапчинского водозаборных участков, расположенных соответственно в 2-х и 4-х км севернее г.Карпинска и Северо-Восточного дренажного узла на восточном борту Богословского угольного разреза [109].

Для удовлетворения перспективной потребности в воде разведано Вагранское месторождение подземных вод, расположенное в 25 км севернее г.Карпинска на сопредельном с севером листе. Мест-

орождение приурочено к интенсивно закарстованным известнякам нижнего лудлова, мощность которых до 300 м. Тип водозабора - инфильтрационно-регулирующий [1,109]. Химический состав вод:



Утвержденные запасы по категориям А+В, составляющие 48,8 тыс.м³/сут. практически могут полностью удовлетворить перспективные потребности в хозяйственно-питьевой воде расположенных в зоне промышленного узла г.Карпинска населенных пунктов и предприятий.

О П Е К Т И В Р А Й О Н А

В описываемом районе перспективны открытия новых месторождений и увеличение запасов полезных ископаемых на известных месторождениях имеется по бурому углю, торфу, титаномагнетитовым и магнезитовым, золоту, платине, огнеупорным и строительным материалам.

Наличие достаточных ресурсов минерального и энергетического сырья предопределили развитие крупного промышленного центра - г.Карпинска с горнодобывающими и перерабатывающими предприятиями, расположенными в близлежащих поселках. В настоящее время эксплуатируются следующие месторождения: Богословское (бурый уголь), Туринский карьер (щебень), Карпинское (глины глинистые), Лобвинско-Китлянская россыпь (платина, золото). Подготовлены к промышленному освоению: Валенторское месторождение магнезитовых руд и Ювское месторождение лунитов. Месторождения бурого угля разведаны до глубины 150-190 м, магнезитовых руд до 300-400 м с одиночными скважинами до 625 м, проявления железных руд до 100-150 м, за исключением одиночных скважин до 500 м, месторождение бокситов до 200 м, месторождение лунитов до 100 м, за исключением единичных скважин глубиной до 500 м.

Согласно схеме металлогенического районирования, составленной на базе анализа геологических и структурных особенностей солевой территории [135] и с учетом работ Г.А.Большун (1983 г.), З.А.Смирнова, В.Н.Хрипова, В.С.Щуба (1983 г.), А.М.Сукорукон (1983 г.), Е.С.Контера (1981 г.), в пределах листа выделяется 6 рудных зон (рис.8): Сурьянско-Промысловская золоторуд-

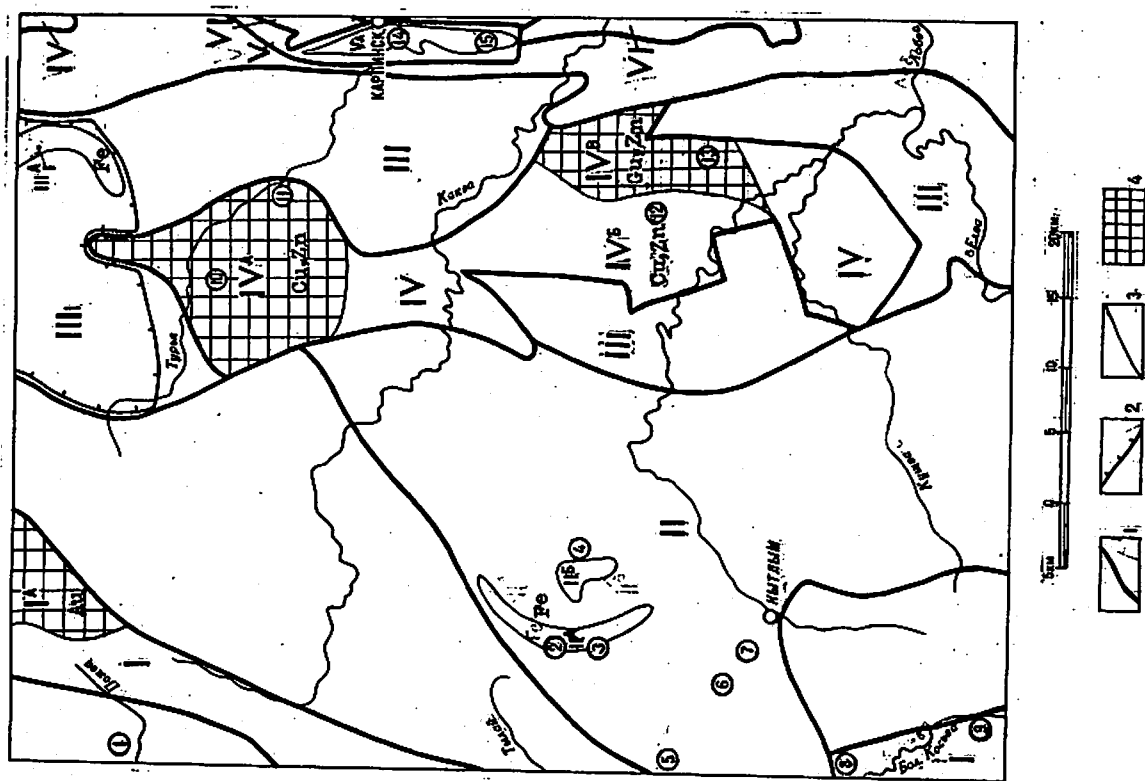


Рис. 8. Схема прогнозов и рекомендаций. Составлена Л.А. Шаховой по материалам Г.А. Большун, Е.С. Контаря, П.С. Примоносова, Е.А. Сибирякова и А.М. Сухорукова.

ная, Частоско-Ревдинская и Гороблагодагско-Покровская железорудные, Тарбарско-Валенторская маднорудная, Волчанско-Богословская угольная, Западная (субровская) бокситоносная. Первая входит в Центрально-Уральскую, остальные - в Тагильско-Баймакскую металлогенические зоны, выделенные соответственно в пределах Центрально-Уральского поднятия и Тагильско-Магнитогорского прогиба [136]. Ниже приводятся перспективы в пределах листа по разным группам полезных ископаемых.

Бурый уголь

В восточной части листа в Волчанско-Богословской угленосной зоне выделена Богословско-Веселовская перспективная площадь II очереди, где известно два месторождения бурого угля: Богословское и Веселовское. Первое месторождение отрабатывается углеразрезом "Линий", второе частично отрабатано и находится на консервации; оставшиеся запасы по категориям А+В+С₁ составляют 8,4 млн. т.

На южном фланге Богословского месторождения возможен прирост запасов за счет разведанного Ольховского участка, где прогнозные ресурсы определены в 5 млн. т до глубины 150 м. Для открытой отработки благоприятна западная часть участка, где пласты угля рабочей мощности залегают близко к поверхности. Суммарная мощность рабочих пластов составляет 4-8 м.

На южном фланге Веселовского месторождения возможен прирост запасов за счет открытой добычи на Южно-Веселовском участке, где прогнозные ресурсы составляют 1 млн. т до глубины 70 м. Оценка прогнозных ресурсов проведена объединением "уралгеология", утверждена в Министерстве геологии РСФСР на

Рудосносные зоны: I - золоторудная Сурьяново-Промысловская; железорудная: II - Частоско-Ревдинская, III - Гороблагодагско-Покровская, IV - маднорудная Тарбарско-Валенторская, V - угольная Волчанско-Богословская, VI - бокситоносная Западная; VII - Покровский железорудный узел. I - границы рудосносных зон; 2 - граница железорудного узла; 3 - границы перспективных площадей и их номера: Западная (I^а), Южно-Валенторская (II^а), Серебрянская (II^б), Восточно-Калачинская (II^в), Валенторская (II^г), Калачинско-Лобановская (II^д), Галачинская (II^е), Богословско-Веселовская (II^ж); 4 - перспективные площади первой очереди; рекомендуемые участки для постановки поисковых работ (шрифты в кружках): 1 - р. Полюва, 2 - Извозный, 3 - Южно-Калачинский, 4 - Серебрянский, 5 - Лоханский, 6 - Кооперативное Плечо, 7 - рр. Северный и Южный Калма, 8 - р. Мал. Коса, 9 - верховья Косы, 10 - Южно-Калачинский, 11 - Сивский, 12 - Западноталасская, 13 - Северно-Лобановский, 14 - Ольховский, 15 - Южно-Веселовский.

1/II 1983г. и отректрирована со старшими специалистами
объединения на 1/1 1985 г.

Торф

Район располагает значительными ресурсами торфа. Разведано
два месторождения с общими запасами 37,8 млн.т, которые впол-
не могут обеспечить потребность в дешовом энергетическом топ-
ливе промышленности и нужды сельского хозяйства.

Железо

В Гороблаготатско-Покровской железорудной зоне в пределах
кной части Покровского рудного узла выделена Восточно-Княс-
пинская площадь, перспективная на выявление скарново-магнети-
тового оруднения [14]. Площадь включает восточную андско-
тактовую зону Княспинского массива, длина ее по полукольцу
15-16 км, ширина 1-2 км. Здесь известно 2 проявления (Кормаль-
евское и Алексеевское) с малыми запасами скарново-магнетито-
вых руд. Основания для выделения Восточно-Княспинской площади:
благоприятная геологическая обстановка (экзоконтактовая зона
Княспинского интрузивного массива с вулканогенно-осадочными
образованиями андезитовой формации), наличие Основных вул-
кано-тектонической структуры к што-востоку от известных прояв-
лений, наличие магнитных аномалий интенсивностью от 2 000 до
4 000 гамм, приуроченных к экзоконтактовой части массива. Ав-
торские запасы руд до глубин 400-600 м составляют 50 млн.т
[14]. Рекомендуемые виды поисковых работ: магнитная съемка
масштаба 1:5 000, гравиметровая съемка масштаба 1:10 000, про-
ходка интерпретационных профилей, МИП, МП, метод вариаций,
поисковое бурение скважин до глубин 400-600 м. В Чистопольско-
Ревдинской железорудной зоне выделяется: Конжаковская площадь
с участком Кжно-Конжаковским и вне площади - участок Серебрян-
ский, перспективные на титаноматетитовое оруднение катканар-
ского типа [89, 134]. Конжаковская площадь располагается в
пределах Кытлымского массива параллельно разлому, разделяюще-
му Талый-Конжаковский и Серебрянский структур; она прослеже-
на на протяжении 10 км при ширине до 600 м. Опробованием выде-
лены титаноматетитовые тела, которым отвечают магнитные ано-
малии до 19 000 гамм [89]. Наиболее богатые рудные тела тито-
тент к участкам наложенная титаноматетитовой минерализации на
изменены тиланты и пароксениты. Содержания Fe(вал) 14-20%,

TiO_2 0,6-1,3%, V_2O_5 0,12-0,20%, Cr_2O_3 0,02-0,08%, Si до 0,1%.
Рекомендуются буровые работы в южной части площади, где на
участке Кжно-Конжаковском по выявленным магнитным аномалиям
площадь 1,5 и 0,5 км² ожидается наиболее компактные залежи
титаноматетитовых руд с ориентировочными запасами около
1,5 млрд.т до глубины 200 м [134]. По современному требованиям
эти запасы можно считать прогнозируемыми ресурсами категории Рз.
Характер магнитного поля над рудными залежами Катканарского
месторождения и на Кжно-Конжаковском участке практически оди-
наков. Целесообразно продолжение магнитной съемки масштаба
1:10 000 восточнее Конжаковской площади с целью оценки перс-
пектив на железные руды Катканарского типа.

На Серебрянском участке, величина которого 2x4 км, в амфи-
болных и амфибол-пироксеновых габбро отмечается прожилково-
вкрапленная минерализация титаноматетита с содержанием желе-
за от 9 до 20%.

В пределах Косьянского Камня также проводились геофизичес-
кие работы с целью поисков вкрапленных железных руд катканар-
ского типа. По данным магнитных съемок ориентировочно опреде-
лены запасы титаноматетитовых руд в 2,1 млрд.т [97]. Авторы
записки считают перспективны малообоснованными и участки для
дальнейших работ не выделяют.

Маль

В Тарньерско-Валенторской меднорудной зоне выделены следу-
ющие перспективные на медноколчеданные руды площади: Валентор-
ская, Каквинско-Лобвинская, Галкинаская.

Тарньерско-Валенторская зона в пределах листа представле-
на своим южным фрагментом, где широко развиты вулканические
породы контрастной формации лландверийского возраста, выпол-
няющие Валенторскую и Галкинскую вулканогенно-тектонические струк-
туры, и в меньшей степени - породы андезитовой формации.

На Валенторской площади известны Валенторское месторожде-
ние медноколчеданных руд, проявления медистой, медисто-цинко-
вой минерализации, а также выявлены зоны гидротермальной про-
работки пород, геохимические аномалии, совпадающие с комплек-
сами геофизическими аномалиями [87, 90, 123]. Характерны конт-
растные подэлементные аномалии (КЗ до +40 при КМ 0,42)*. Бо-

* Коэффициенты минерализованности (КМ) и зональности (КЗ)

лее перспективными представляются северная и восточная части площади с Южно-Княспинским и Сямским участками. На последнем рекомендуется поисковое бурение до 500-900 м.

Кавчинско-Юбинская перспективная площадь характеризуется развитием пород контрастной формации, однако, зоны метасоматитов с сульфидной минерализацией развиты незначительно. В средней части площади выделен Западно-Галкинский участок, где установлена генерализованная среднеконтрастная аномалия надрудного характера ($K3+O, 27$, км 0,46), позволяющая предположить наличие на небольших глубинах (50-150 м) колчеданных рудных тел [123, 129]. Здесь же выявлен ряд геофизических аномалий (ВП более 4,5%), которые могут представлять интерес при проведении последующих работ [124].

Галкинская площадь, расположенная к югу от Галкинского рудного поля, характеризуется развитием участков гидротермальных по вулканитам контрастной формации, наличием гравиметрической зоны с локальными аномалиями силы тяжести, интерпретируемыми как куполовидные структуры, в обрамлении которых прослеживаются зоны электропроводимости. В северной части площади встречаются надрудные элементы-индикаторы колчеданного оруднения ($K3$ от +0,27 до +0,50, км от 0,21 до 0,50); в южной половине концентрации их несколько ниже [123]. В южной части площади выделен Северо-Юбинский участок, где зафиксирована на продолжении аномальной зоны полиризуемости локальная аномалия с двумя эпицентрами интенсивности 7% и 10%. Площадные геофизические исследования в настоящее время продолжатся СУНГЭ.

Валенторская и Галкинская площади являются первоочередными для постановки поисковых работ. Прогнозные ресурсы (P_3) до глубины 500 м для описанной зоны составляют 400 тыс. т меди (при среднем содержании 2%) и 600 тыс. т цинка (при среднем содержании 3%). Прогнозные ресурсы утверждены в Министерстве на 1/УП 1983 г. и откорректированы со старшими специалистами объединения "Уралгеология" на 1/1 1985 г.

Перспектив на медно-гигантовое оруденение в районе старых рудников Сарепинского Камня не имеется. В случае существенного уменьшения кондиций на медь здесь можно рекомендовать детализацию геохимических аномалий и проверку их бурением до глубин 100-200 м [89, 128].

Алюминий

Поисково-разведочные работы в Карпинском районе ставились неоднократно. В Западной (суборовской) бокситоносной зоне вдоль восточной границы листа были выявлены одно малое месторождение (Талицкое I), два проявления и несколько пунктов минерализации. Отработка залежей бокситов открытым способом (до уровня грунтовых вод) на месторождении завершена в 1984 году. Отпка бокситоносности Карпинского района на выявление крупных месторождений бокситов отрицательная [91]. Район отличается сложностью тектонического строения, геологически слабо изучен. Но, учитывая благоприятное экономическое положение, близость Богословского алюминиевого завода, здесь планируются работы на обнаружение небольших месторождений бокситов на глубине до 300 м за пределами XII пятилетки [91].

Золото

В северной части листа в Сульинско-Промысловской золотой зоне выделена Вагранская перспективная на коренное золото площадь первой очереди, приуроченная к углисто-кварцитовым и углисто-карбонатным породам ордовикского возраста. Содержание золота колеблется от 0,1 до 4 г/т. На площади рекомендовать поисковые работы с комплексом опробования на коренное золото.

Перспективы на коренное золото имеются также в Тарньерско-Валенторской меднорудной зоне и связаны с проявлениями колчеданных руд.

На россыпное золото выделено два перспективных участка: в верховье р. Пожвы и в верховье р. Бол. Косыя и ее притоках - р. Малофавки и р. Пальничной. На первом рекомендуются поисковые работы с мелкообъемными опробованиями [153], на втором - поисково-разведочные работы [164].

Платина

Два участка, перспективные на коренную платину, выделены в пределах дунитовых тел Конжаковского Камня: Ювский и Косвинский Плечо. В результате тематических исследований рекомендованы детализационные работы: отбор проб из основных типов дунитов и зон обогащения хромитовыми шлудрами и проведение валового механического опробования в сочетании с флотацией

[111].

На россыпную платину выделено три перспективных участка в юго-западной части листа: р. Логанка, рр. Северный и Кичиний Кытлым, р. Мал. Косыа [94, 164]. Разведочные работы для надежной оценки россыпей рр. Северного и Кичиний Кытлыма с притоками следует проводить траншейным методом.

Строительные и огнеупорные материалы

Анортозиты рассматриваются как новый вид высокоглиноземистого сырья, пригодного для производства термостойкого и кислотоупорного стекла № 13В, терного стекла и в качестве минеральных смазок при прессовании высокопрочных сталей и сплавов. Анортит установлен в амфиболовых и амфибол-пироксеновых габбро Серебрянского Камня. Он может использоваться как источник глинозема [22, 104, 106]. Новое сырье прошло технологические испытания на лабораторном уровне в Гусевском филиале Института стекла и в Институте черных металлов им. Бардина. Запасы анортита практически неограничены; в пределах Серебрянской площади возможна разработка без вскрышных работ.

Дуниты Ювского месторождения являются высококачественным огнеупорным сырьем для производства теплоизоляционных вкладных, литейно-формовочных смесей и форстеритовых изделий. Запасы месторождения могут быть увеличены на глубину, так как качество дунитов до глубины 500 м по данным опорной скважины остается постоянным.

Кварциты, слагающие Санные Горы в северо-западном углу листа, ранее использовались как огнеупорный материал [98]. В настоящее время они могут быть применены в этих же целях.

Разнообразные горные породы (известняки, галечники, пески, кирпичные глины, антуризовые и осадочно-вулканогенные образования) имеют в районе широкое развитие и по мере потребности в строительном и дорожном деле могут добываться открытым способом. Так, в частности, серпентинизированные дуниты Ювского тела могут быть использованы как бутовый камень (марка 800) при строительстве подъездных путей к карьеру Ювского месторождения дунитов [171].

Подземные воды

Потребности населения и промышленности, сосредоточенной в районе г. Карпинска, в питьевых и технических водах в настоящее

щее время удовлетворяются запасами Лапчинского и Северо-Лапчинского водозаборных участков и Северо-Восточного дренажного узла. Перспективные потребности района в будущем могут быть удовлетворены за счет Вагранского месторождения подземных вод, расположенного в 25 км севернее г. Карпинска; запасы подземного по категориям А+В составляют 48,8 м³/сут. [109].

Л И Т Е Р А Т У Р А Опубликованная

1. Андронов С.М. Стратиграфия девонских отложений восточного склона Северного Урала. - ДАН СССР, т.144, № 1, 1962, с.193-196.
2. Баланс запасов полезных ископаемых СССР на 1/1 1982 г. Горф. т.1. Свердловская геологоразведочная партия по разведке торфяных месторождений. Свердловск, 1982. 29 с.
3. Большун Г.А., Федоров Н.В. Закономерности строения бокситовой формации восточного склона Северного Урала. - В кн.: Геосинклинальные бокситовые отложения Урала. - Тр. УНЦ АН СССР. Свердловск, вып.144, 1979, с. 29-41.
4. Воробьева О.А. О магматической природе платиноносного пояса габбро-чёрпигитовой формации Урала. - Изв. АН СССР, сер.геол., № 7, 1961, с. 23-39.
5. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. - Тр. ИГиГ АН СССР, 1962, вып.65. 319 с. Авт.: О.А.Воробьева, Н.В.Самойлова, Е.В.Свешникова.
6. Геология и палеогеография западного склона Урала. Л. Недр, 1977. 199 с. Авт.: М.Д.Смирнов, Н.Г.Боровик, Н.П.Вербицкий, Н.А.Румянцева, Н.Б.Бекасова, В.П.Горский, Д.Б.Белокуров, М.И.Дукьянова.
7. Геология СССР, том XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Часть I. Полезные ископаемые. М. Недр, 1973. 632 с.
8. Геология СССР, том XII. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Часть II. Полезные ископаемые, кн.2. М. Недр, 1973. 643 с.
9. Гидрогеология СССР, т.XIU, Урал. М. Недр, 1972, с.132,166.
10. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 серия Среднеуральская. Лист О-40-ХП. Свердловск, 1985.120с. Авт.: Б.П.Козин, Н.Ф.Коровин, Н.А.Шахова, С.А.Зворская (на стадии издания).
11. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 серия Среднеуральская. Лист Р-40-ХХХУ. Авт.: Ефимова Л.П., Зворская С.А., Новик Т.М., Шалагинов В.В., Шахова Н.А. (на стадии издания).
12. Государственный баланс запасов полезных ископаемых СССР. Уголь, т.5. М., 1984, с.60-63.

13. Граница нижнего и среднего девона на Урале и ее палеонтологическое обоснование. - ДАН СССР, УНЦ, Свердловск, 1978, ч.1. Типовые разрезы. 13 с. Авт.: М.Г.Брейфельд, Н.Я.Андрюгин, И.А.Брейфельд, Г.Г.Зенкова, В.С.Мелицина, В.А.Наседкина, Л.Г.Петрова, М.В.Пурыгина, Ф.Е.Янет.
14. Гуткин В.С. Карбонатные вмещающие толщи петропавловского бассейна и их связь с бокситами. - Тр.УНЦ АН СССР, Свердловск, 1964, вып.64, с. 109-125.
15. Дешарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале. Горн.журн., 1913, № 1-2. с. 40-73, № 3, с. 282-305.
16. Ефимов А.А. О природе полосчатых текстур в гипербазитах и габброидах платиноносных массивов Урала. - В кн.: Третье Всесоюзное петрографическое совещание. Тезисы докладов по проблеме: Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых. Новосибирск, СО АН СССР, 1963, с. 135-137.
17. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Генетическое значение степени равновесности габброидов. - ДАН СССР, т.175, № 1, 1967, с. 182-185.
18. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М., Недр, 1967. 336 с.
19. Ефимов А.А. "Горная тектоника" в гипербазитах и габброидах Урала. - Геотектоника, № 1, 1977, с. 24-43.
20. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Дуниты Ювского месторождения. Металлургия. Огнеупоры, № 3, 1977, с. 17-19.
21. Ефимов А.А., Пучков В.Н. О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск, 1980. 63 с.
22. Ефимова Л.П. Анортит - новый вид сырья для стекловатной промышленности. Стекло и керамика, № 11, 1974, с.7-8.
23. Заварзский А.Н. Изверженные горные породы. М., 1956. 479с.
24. Зайцев А.М. Общая геологическая карта России. Лист 138. Геологическое описание Ревдинского и Верхне-Исетского округов. - Тр.Геол.ком., т.4, № 1, 1887, 158 с.
25. Зайцев Г.Б. О стратиграфическом положении вынской свиты Среднего урала. Изв. АН СССР, сер.геол., № 9, 1973, с.142-145.
26. Золов К.К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М., Недр, 1975, с. 79, 136.
27. Иванов А.А., Бутырин Н.В. Комплексное использование платиноносных дунитов Урала. - В кн.: Комплексная переработка

- руд цветных металлов. Металлургизмат, 1942, с. 99-108.
28. Каретин Д.С. Новая схема развития сидурейского вулканизма северной части Среднего Урала. - ДАН СССР, т.173, № 5, 1967, с. 1145-1149.
 29. Каретин Д.С. Тагильский тип эндогенных разрезов на Урале. Тезисы докладов III Уральского петрографического совещания. Свердловск, 1974, т.3, с. 85-89.
 30. Каретин Д.С. Фашии кислого и андезито-дицитового вулкана низма нижнего силура Северного и Среднего Урала. - В кн.: Палеовулканизм Урала. УНЦ АН СССР, 1975, с. 117-136.
 31. Каретин Д.С. К истории тектоно-магматического развития Тагильского прогиба. - ДАН СССР, т.234, № 3, 1977, с.646-649.
 32. Каретин Д.С. Строение и металлогенетическое районирование Тагильского синклинали по данным палеовулканических реконструкций. - В кн.: Тектоника и металлогения Урала. УНЦ АН СССР, 1980, с. 24-33.
 33. Каретин Д.С. Типы и происхождение раннегеосинклинальных базальтов. - В кн.: Петрология литосферы и рудоносность. Тезисы докладов VI Всесоюзного петрографического совещания. Л., ВСЕГЕИ, 1981, с. 193-194.
 34. Карпинский 2-й. Отчет о действиях геогностической партии в округе Богословских заводов за 1835 г. - Горн. курья, ч.IV, кн.X, 1836, с. 60-84.
 35. Капин С.А. Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидами. - Советская геология, № 2, 1941, с. 63-68.
 36. Капин С.А. Медно-титаномагнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. - Тр.ИГи АН СССР, вып.91, сер. Рудных месторождений, № 9, 1948, с. 78-79.
 37. Контарь Е.С., Попов Б.А. Основные принципы прогнозирования, закономерности размещения и перспективы поиска медноколчеданных месторождений в Тагильском прогибе (Средний и Северный Урал). - В кн.: Геология, геохимия и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1977, с. 37-48.
 38. Контарь Е.С. О металлогенетической эволюции колчеданосных вулканических формаций Урала. - В кн.: Химия колчеданосных вулканических формаций Урала. Свердловск, 1982, с. 21-24.

39. К стратиграфия верхнего докембрия западного склона Северного Урала. Изв. АН СССР, сер.геол., 1969, с. 108-113.
40. Кухаренко А.А. Нижний палеозой западного склона Среднего и южной части Северного Урала. - В кн.: Советские по унитаризации стратиграфических схем Урала и Русской платформы, проводимое в г.Свердловске 13-18 февраля 1966 г. Л., 1966, с. 45-47.
41. Кухаренко А.А., Смирнов В.Д. Стратиграфия и условия формирования нижнепалеозойских отложений западного склона Среднего Урала. - Тр.ВСЕГЕИ, нов.серия, вып.28, 1960, с. 51-60.
42. Ледер В.А. Четвертичные отложения Урала. М., Недра, 1976, 144 с.
43. Лисов Н.С., Корвин Н.Ф. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Среднеуральская. Лист 0-41-1. Свердловск, 1970, 173 с.
44. Львов К.А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. - Тр.НИИГА, т.105, 1959, с. 51 - 74.
45. Малышев И.И., Пентелев П.Г., Пек А.В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. АН СССР, Л., 1934, 264 с.
46. Малышев И.И. К вопросу о генетическом сходстве титаномагнетитовых и хромитовых месторождений западного склона Урала. Изв. АН СССР, сер.геол., № 2-3, 1936, с. 585-614.
47. Материалы по петрографии и геологии главной (западной) вулканической зоны восточного склона Среднего Урала. - Тр. Горно-геологического института, 1958, вып.33, с. 150-155. Авто.: Т.В.Ливанова, Г.Ф.Чарваков, Г.А.Курицына, Н.В.Бутырин.
48. Младших С.В., Аблизин Б.Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. Изв. АН СССР, сер.геол., 1967, с. 67-80.
49. Морозов А.Ф. Особенности становления раннесилурийских субвулканических и интрузивных образований кремнекислотного состава в Тагильском синклинали. Вестник МГУ, сер.геол., № 5, 1978, с. 37-45.
50. Москалева С.В. Тектоническое положение гипербазитовых формаций в геосинклинальных зонах (на примере Урала). - В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных

- месторождений, М., Наука, 1964, с. 37-47.
51. Объяснительная записка к геоморфологической карте Урала. Свердловск, 1981. 230 с. Авт.: А.П. Сагов, В.С. Луб, Н.П. Вер-
сипкая, П.П. Генералов, Л.А. Гузовский, А.Г. Илларионов,
А.Д. Наумов и др.
 52. Падалка Г.Л. Предварительный отчет о геологических после-
дованиях, произведенных в 1925-1926 гг. во 2-й Вагранской
дате на Северном Урале. - Изв. Геол. ком., Л., 1928, т. 47,
№ 8, с. 935-960.
 53. Падалка Г.Л. Западная полоса пород габбро-перидотитовой
формации Урала. - В кн.: Петрография Урала. М., 1937,
с. 55-140.
 54. Пейве А.В. Тектоника Североуральского бокситового пояса.
Материалы к познанию геологического строения СССР. Нов.
сер., вып. 4, 1947. 203 с.
 55. Плешин К.П. Слитовые структуры Урала. - Геотектоника,
1966, № 4, с. 57-68.
 56. Плешин К.П. Шарьяки западного склона Северного и Средне-
го Урала, их возраст и структурное положение. - Изв. АН
СССР, сер. геол., № 4, 1969, с. 133-137.
 57. Плешин К.П. Методические рекомендации по использованию
кинematических признаков разрывов для определения геоло-
гического возраста тектонических дислокаций и горных по-
род. Свердловск, 1982. 41 с.
 58. Плешин К.П. Эволюция кинематики и определение возраста
разрывных структур Урала. - В кн.: Разлом земной коры
Урала и методы их изучения. Свердловск, 1983, с. 12-24.
 59. Примонов П.С. Геология и закономерности размещения сквер-
ново-магнетитового оруднения Северного Урала. - В кн.: Ге-
ология и генезис железорудных месторождений. Свердловск,
1981, с. 7-12.
 60. Самойлова Н.В. Габброидные породы Северного и Среднего Ура-
ла и их петрохимические особенности. - Тр. ИГЕМ АН СССР,
1959, вып. 32, с. 52-91.
 61. Смирнов П.Д. Выйская свита. - В кн.: Стратиграфический
словарь СССР. - Госгеолтехиздат, 1956, с. 234-235.
 62. Старков Н.П. Рифейско-палеозойские магматические комплек-
сы западного склона Среднего и Северного Урала. - В кн.:
Доордовская история Урала. Свердловск, 1980, вып. 5,

- с. 31-61.
63. Стратиграфия и фауна орловика Среднего Урала. М., Недра,
1973. 227 с. Авт.: В.Г. Варганов, Н.Я. Антипин, В.А. Насед-
кина, В.С. Милицина, М.В. Мургина.
 64. Таль Хр. Опыт геогностического описания Николае-Давлинс-
кой и Вагранской дач. Горн. журн., 1868, ч. I, с. 294-295.
 65. Таль Хр. Характер Уральского поднятия между 58° 40' и 60°
с.ш. Горн. журн., ч. IV, № 12, 1871, с. 424-447.
 66. Таль Хр. Сухогорский завод. Горн. журн., ч. III, 1876, с. 118-
154.
 67. Унифицированные и корреляционные схемы Урала. Свердловск,
1980.
 68. Успенский Н.М. О генезисе конгломератов ультраосновных мас-
сивов Урала. - В сб.: Петрология и минералогия некото-
рых рудных районов СССР. - Тр. ВСЕГЕИ, М., 1952, с. 54-78.
 69. Федоров Е.С., Накитин В.В. Богословский горных округ. Опи-
сание в отношении его типологии, минералогии, геологии
и рудных месторождений. С-Петербург, 1901.
 70. Ходяков А.Н. К вопросу о возрасте палеозойских бокситов
восточного склона Урала. - Советская геология, № 8-9,
1938, с. 106-111.
 71. Чарусов Я.М. Основные черты тектоники мезозойских уголь-
ных месторождений восточного склона Среднего и Северного
Урала. - В сб.: Геология и полезные ископаемые Урала. -
Тр. СГИ, 1963, вып. 43, с. 12-21.
 72. Чарнышев Ф.Н. Нижний левон восточного склона Урала, С-Пе-
тербург, 1893. 221 с.
 73. Шалагинов В.В., Тагин С.И. Сводная легенда Среднеуральс-
кой серии листов Государственной геологической карты СССР
масштаба 1:200 000, Свердловск, 1981. 89 с.
 74. Штейнберг Л.С. Базальтоидный магматизм Урала. - Тр. Бю-
ро Уральского петрографического совещания, вып. 3. Сверд-
ловск, 1969, с. 5-14.

Иностранная

75. Dupark L. et Pearce F. Sur la dsmite du Kowinsky-Kamen
(Oura 1). Comptes rendus de l'Academie des sciences.
septembre, 1901, p. 1-3.

76. Duparc L. et F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Région de Kizelovskaya datcha (gouvernement de Perm). Mem. Soc. phys. d'hist. nat. de Genève. Vol. 34, fasc. 2, p. 57-218. Genève, 1902.
77. Duparc L. et Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Région de Kizelovskaya datcha (gouvernement de Perm). Deuxième memoir. Mem. Soc. phys. d'hist. nat. de Genève. Vol. 34, fasc. 5, p. 383-602. Genève, 1905.
78. Duparc L. et Grosset A. Recherches géologiques et pétrographiques sur le district minier de Nikolai-Pavla. Genève, 1916, XXIV; 294 p.
79. Алешин М.И., Барковская Е.М. и др. Прогнозная карта по железорудным месторождениям Покровской рудной зоны (линая часть). Листы: Р-40-132-А, Б, В, Г; Р-40-144-А, Б, В, Г; О-40-А, Б, В, Г и О-40-24-А, Б, В, Г масштаба 1:50000. 1964. № 28975.
80. Ананьева Е.М., Дорофеев Б.В. и др. Физические поля в пределах Платиноносного пояса и западного склона Среднего и Северного Урала. 1972, № 32890.
81. Ананьева Е.М., Горюнович Е.Б. и др. Отчет о результатах обследования и анализа геофизических материалов по отдельным рудным районам Тагильского метасинклиналя. 1974, № 34099.
82. Ананьева Е.М., Семенов Б.Г. и др. Отчет партии региональной геофизики по теме: "Изучение особенностей физических полей Урала по основным структурно-формационным зонам с целью глубинного обоснования, металлогенической специализации и прогнозной оценки на комплекс полезных ископаемых". 1981, № 36821.
83. Андронов С.М. Отчет по теме: "Изучение фациальных изменений окисловых залежей, связанных с палеозойскими и мезозойскими отложениями на Северном и Среднем Урале и литологическое изучение вмещающих бокситов пород. 1942, № 21701.
84. Анисимов А.Г., Гневушев М.И. и др. Материалы к изучению алмазности Северного Урала. 1948, № 13043.

* Работы, для которых не указано место хранения, находятся в фондах УИГО.

85. Астапенко К.И. Отчет о геологических исследованиях в 1933 году в западной половине Богословского района на Северном Урале. 1933, № 19649.
86. Барковский Э.В., Засыпкин А.И. Результаты комплексных поисковых работ на медные руды в Карпинском и Ново-Дзельском районах за 1969-1971 годы. 1971, № 32534.
87. Барковский Э.В., Засыпкин А.И., Лукиных А.Д. Отчет о результатах комплексных поисковых работ на медные руды в Североуральском, Карпинском и Ново-Дзельском районах Свердловской области за 1971-1973 гг., 1973, № 33658.
88. Балдев Г.Н., Герасименко Б.Н. Гидрогеологическая карта Урала масштаба 1:500 000, лист О-40-Б (Кизел). Отчет Кизеловского самостоятельного отряда по результатам работ 1959-1963 гг. 1964, № 28901.
89. Бобров В.Н., Кормонов В.Н. и др. Отчет о результатах комплексных поисковых работ на медно-титаноматитовые и титаноматитовые руды в районе Сербрянского габбрового массива за 1976-1978 гг., 1978, № 36663.
90. Бобров В.Н., Гильманов Н.В. и др. Отчет о результатах общих поисков на медные руды на Симском участке в Карпинском районе Свердловской области за 1982-1983 гг., 1983, № 37729.
91. Большун Г.А., Савельева К.П., Федоров Н.В. Отчет Бокситового и Восточно-Уральского отрядов Уральской геологической партии по теме: "Составление прогнозных карт на бокситы масштаба 1:200 000 и 1:500 000 в соответствии с заданием проблемы 58 за 1979-1981 гг.". 1981, № 36808.
92. Брейфельд М.Г., Брейфельд И.А., Богоявленская О.В. и др. Отчет по теме: "Многографическое описание фауны верхнего лудлова и нижнего девона Главной колчеданосной полосы Урала". 1965, № 29326.
93. Брейфельд М.Г., Анцыгин Н.Я. и др. Отчет по теме: "Эффузивный ярус восточного склона Северного и Среднего Урала (Идельский, Североуральский, Карпинский районы)". Стратиграфия, стратиграфическая приуроченность месторождений бокситов и их корреляция. 1976, № 34864.
94. Буддалин Г.А., Волкова Н.И., Матвеева М.Ф. Отчет о геологоразведочных работах по россыпным месторождениям платины Кытлымского участка за 1968-1971 годы. 1972, № 33085.

95. Бутурин Н.В. Месторождения коренной платины в Кытлымском платиноносном районе. 1945, № 17602.
96. Волосек Г.К., Ляхтинов О.В., Ходалевич А.Н. Геологическое строение и полезные ископаемые Серовского района на восточном склоне Северного Урала. 1949, № 21655.
97. Гильманов Н.В. Отчет о результатах геофизических работ на Косывинском участке с целью поисков железных руд канарского типа в 1975-1978 гг. 1979, № 35814.
98. Ефимов А.А., Заболотская М.Ф. Геологическая карта Урала в масштабе 1:100 000, лист 0-40-II (отчет Олвинской геологической партии по работам 1954). 1955, № 20411.
99. Ефимов А.А., Чулов Ю.М. Геологическая карта Урала в масштабе 1:50 000. Листы 0-40-23-Б и 0-40-23-Г. (Отчет о геологической съемке в 1955 году восточной части Кытлымского габбро-перидотитового массива). 1956, № 7259.
100. Ефимов А.А., Иванова Л.П. Геологическая карта Урала в масштабе 1:50 000, лист 0-40-23-А. (Отчет о геологической съемке в 1956 году западной части Кытлымского габбро-перидотитового массива). 1957, № 8165.
101. Ефимов А.А., Иванова Л.П. Предварительный отчет о геологической съемке в масштабе 1:50 000 листов 0-40-22-Б (восточная половина), 0-40-22-Г (северо-восточная четверть), 0-40-23-В (северная половина). 1958, № 14874.
102. Ефимов А.А., Иванова Л.П. Объяснительная записка к геологической карте Кытлымского платиноносного габбро-гипербазитового массива. 1960, № 19442.
103. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Отчет по теме: "Условия образования промышленных концентраций сульфидного никеля и кобальта в гипербазитовых и базитовых массивах Урала за 1967-1968 гг." 1968, № 31166.
104. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Отчет по предварительной оценке анортоситов Кытлымского массива в качестве сырья для производства термостойкого стекла за 1970-1972 гг. 1972, № 32937.
105. Ефимова Л.П. Предварительная оценка дунитов Ювского талы (Кытлымский массив) в качестве формовочного сырья для металлургической промышленности (Отчет о работе 1972-1973 гг.). 1973, № 33635.

106. Ефимова Л.П. Отчет о поисковых работах по отенке анортоситов Серовского Камня в качестве стеклосвязочного сырья при горючем пресовании жаропрочных сплавов. 1979, № 35950.
107. Дуков К.Ф., Кебадзе Б.С. Отчет о результатах магнитометрической съемки, проведенной Верхне-Хаканской партией в 1953 г. 1954, № 20158.
108. Хученко А.Г., Костяшов Г.П. и др. Геоиндикационная карта Урала масштаба 1:200 000 листов Р-40-XXУП, XXУШ, XXXI, XXXII, XXXУ, XXXVI; 0-40-IV, У, VI; 0-40-X, XI, XII (с.п.); 0-40-XXXVI; 0-40-VI (с.п.); 0-41-XV по данным радиолокационной аэросъемки. Основа для составления геологических и металлогенетических карт. 1976, № 34875.
109. Зайцев Г.И. Отчет о детальной разведке Вагранского месторождения подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения гг. Карпинска, Красноуральска, Волчанска. 1983, № 37620.
110. Иванов О.К. Петрология и платиноносность концентратически-зональных проросенит-дунитовых массивов платиноносного пояса Урала. Отчет тематического отряда по платине по теме: "Сравнительная характеристика платиноносности крупных проросенит-дунитовых массивов Платиноносного пояса Урала". 1985, № 38248.
112. Исидро Н.Ю., Исидро Л.П. Объяснительная записка к магнитным картам листов 0-40-УI и 0-40-ХII. 1962, № 27991.
113. Каретин В.С., Каретина Л.Т. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, трапеция 0-40-12-А, 0-40-12-Б. Отчет Кыспинской партии за 1960-1961 гг. 1963, № 27735.
114. Каретин В.С., Каретина Л.Т., Озерский В.П. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000 трапеций 0-40-12-В (вост. пол.), 0-40-12-Г, 0-40-24-В (вост. пол.), 0-40-24-Г (св. пол.). (По работам Кыспинской партии за 1962-1964 гг.). 1964, № 28987.
115. Каретин В.С., Каретина Л.Т., Подиков В.П. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, трапеция 0-40-24-А, 0-40-24-Б (зап. пол.). (Отчет Кыспинского геологического отряда по работам 1964-1965 гг.). 1966, № 30085.
116. Каретин В.С., Каретина Л.Т. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000 Тарьер-Валенторской колчеданной

полосы. Планшеты: Р-40-120-Б (лная пол.), В (м.-в. четв.), Г, Р-40-132-А,Б,В (вост.пол.), Г, Р-40-144-А,Б (зап.пол.), В,Г (зап.пол.), О-40-12-А,Б (зап.пол.), О-40-24-А,Б (зап.пол.), В,Г (зап.пол.). Отчет Шемурского геологического отряда по геологическому познанию в масштабе 1:50 000, проведенному в 1969-1976 гг. на Северном и Среднем Урале. 1976, № 34645.

117. Каретна Н.С., Анарзева Е.М. и др. Объяснительная записка к структурно-формационной карте магматических образований Тагильского метасинклинария масштаба 1:200 000. Отчет по теме Шемурского отряда партии региональной геологии и региональной геофизики, выполненной в 1976-1979 годах. 1979, № 35827.

118. Кебадзе Б.С., Лавров Ю.Н. Отчет о результатах магнитометрической съемки, проведенной Кытлымской партией в Карпинском и Исовском районах Свердловской области в 1955г. 1956, № 20475.

119. Клименко Б.В., Линчиков В.А. и др. Отчет Кытлымского отряда о результатах геологической съемки масштаба 1:50 000 Белокаменской площади (листы Р-40-131-А и Б) на Северном Урале в бассейне рр.Кутима и Велса за 1974-1978 гг. 1978, № 35867.

120. Колечин А.А., Сеталь Д.З. и др. Отчет о результатах геофизических работ, проведенных Североуральской сейсмической партией в Карпинском и Красноуральском районах Свердловской области в 1972-1974 гг. 1974, № 34027.

121. Колечин А.А., Сеталь Д.З. и др. Отчет о результатах геофизических работ, проведенных Североуральской сейсмической партией в Карпинском районе Свердловской области в 1974-1975 гг. 1975, № 34442.

122. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. и др. Прогнозно-перспективная оценка Тагильского прогиба на медные руды. (Отчет партии эндогенной металлогении за 1975-1977 гг. по теме: "Составление прогнозных карт масштаба 1:200 000 на медно-колчеданные и медно-железо-ванадиевые руды на структурно-формационной основе для территории Тагильского прогиба с врезками масштаба 1:50 000 и 1:10 000"). 1977, № 35246.

123. Контарь Е.С., Либарова Л.Е., Кузнецов Б.И. Прогнозно-перспективная оценка средней части Урала на медные руды.

(Отчет партии эндогенной металлогении за 1978-1981 гг. по теме: "Составление прогнозной карты масштаба 1:200 000 восточного склона Урала (по территории деятельности УГГ) для поисков месторождений меди главных промышленных - генетических типов с врезками масштаба 1:50 000 и крупнее для восточных зон"). 1981, № 36793.

124. Кормонов В.Н., Краккер В.Г. и др. Отчет о результатах комплексных геофизических работ на медные руды на Западно-Далнинском участке Карпинского района Свердловской области за 1977-1979 гг. 1979, № 35978.

125. Кормонов В.Н., Гельманов Н.В. и др. Отчет о результатах поисковых геофизических работ на медные руды на Турьинском участке в Карпинском районе Свердловской области за 1980-1983 гг. 1983, № 37570.

126. Краева А.И. Отчет о поисково-разведочных работах на марганцевые бокситы в пределах Богословско-Васеловской и Волчанской депрессий за 1961-1962 гг. 1963, № 28104.

127. Крамевских И.Г., Шалагинов В.В. и др. Геологическая карта та Урала масштаба 1:50 000, листы О-40-36-Г, О-40-36-Б и О-40-24-Г (лная половина). Отчет Лобвинской поисковой - съемочной партии за 1962-1963 гг. 1965, № 23051.

128. Крылов Е.И., Ковалев Г.Е. и др. Отчет о геолого-геохимических и геофизических поисках меди, проведенных партией № 5 в Североуральском и Карпинском районах Свердловской области в 1973-1974 гг. 1975, № 34365.

129. Крылов Е.И., Зафрин Л.Б. и др. Отчет о геолого-геохимических и геофизических поисках меди, проведенных партией № 5 в 1975 году в междуречье Какви-Юбры и на Белоречинском участке (Карпинский и Североуральский районы Свердловской области), 1976, № 34740.

130. Дадер В.А., Генералов П.П., Сухоруков А.М. Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1:500 000. 1965, № 29512.

131. Дадер В.А. Карта четвертичных отложений Урала масштаба 1:500 000. 1978, № 35819.

132. Монахова Е.Н. Прогнозительный (технический) отчет о работе геологоразведочной партии. 1931, № 10370.

133. Ненаков М.Е., Стюкина Р.А. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000. Планшеты О-40-24-А и О-40-24-Б. Геологический отчет Карпинской геологической партии УГСС

за 1953 г. 1954, № 20943.

134. Нестеров М.И. Отчет о результатах магнитной съемки, проведенной на Конжаковском участке в 1974-1975 гг. 1976, № 34725.

135. Начаев П.В., Примонов П.С. Металлогеническая карта эндогенных месторождений Урала масштаба 1:500 000. 1962, № 27568.

136. Новицкий В.Я., Семкин Г.А., Бараковский Э.В. и др. Геологическое строение Валенторского медноколчеданного месторождения и подсчет запасов по состоянию на 1/1 1969 г. 1969, № 31790.

137. Паньков Г.П. Отчет о результатах геологопоисковых работ, проведенных на Валенторском медноколчеданном месторождении в 1958-1962 гг. 1963, № 28323.

138. Ильсин К.П., Буданова Н.Н. и др. Отчет по теме: "Изучение структурно-тектонических условий размещения рудных полей медноколчеданных и железорудных месторождений Урала (Тагильско-Кушвинский, Дегтярский и Красноуральский районы) за 1977-1981 гг. 1981, № 36846.

139. Попов И.Б., Алексеев В.Я. и др. Отчет об общих поисках рудного золота в пределах Мартаевской рудной зоны на северном фланге Поповского разлома (бассейн верховьев р.Велс) в Красноуверском районе Пермской области и Ивдельском районе Свердловской области за 1979-1981 гг. 1982, № 37088.

140. Просников М.М., Чечетко М.Ф. Сводный отчет о доработке Богословского бурогоугольного месторождения. 1963, № 27452.

141. Примонов П.С., Черняк Э.Б. и др. Отчет по теме: "Составление прогнозной карты на железные руды западного фронта Тагильского прогиба (св. часть) в масштабе 1:200 000. (Отчет партии эндогенной металлогении за 1976-1979 гг.). 1979, № 36842.

142. Решитко В.А. Кытлымское рудное поле. Отчет (предварительный) о результатах геологопоисковых и геологосъемочных работ Кытлымского отряда за 1954 год. 1955, № 20442.

143. Сводный отчетный баланс запасов строительных материалов, поделочных камней и агросурсы по Свердловской области за 1984 год. 1985, № 36368.

144. Салинкин М.А. Мадные месторождения Павдинского района, Вагранских и других дач. 1948, № 9145.

145. Семенов Б.Г., Борейский Д.В. и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:50 000 на Кутинской площади (трапеции Р-40-131-А и Б) в 1974-1975 гг. 1976, № 34839.

146. Сидоренко А.Е. Объяснительная записка к картам платиноносности и золотоносности Исовского, Кытлымского и бывшего приисков масштаба 1:100 000. 1955, № 18491.

147. Смирнов Ю.Д. Геолого-петрографические исследования на Северном и Среднем Урале. 1953, № 20033.

148. Соболев И.Д. и др. Геологическая карта Северного, Среднего и восточной части Южного Урала масштаба 1:200 000. 1966, № 30715.

149. Соболев И.Д., Антонова И.А. и др. Тектоническая карта Урала масштаба 1:500 000. 1979, № 35958.

150. Соколов Б.И. Отчет о результатах геофизических работ, проведенных Конжаковской партией в Карпинском районе Свердловской области в 1958-1959 гг. 1960, № 23666.

151. Соколов Е.Ф., Зайко В.Е. Геологический отчет о результатах детальной доработки Карпинского месторождения кирпичных глин. 1954, № 12009.

152. Стирлейка А.Д., Соляник В.Н. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, планшеты 0-40-24-В (запад.пол.), 0-40-36-А, 0-40-36-В. Отчет Ялдинского геологосъемочного отряда за 1962-1963 гг. 1965, № 29065.

153. Суханов Л.П., Гетьман Л.С. и др. Отчет по теме: "Составление прогнозной геолого-геоморфологической карты россыпей золота и платины масштаба 1:50 000 на территории Североуральского и Карпинского районов Свердловской области и Красноуверского района Пермской области. 1972, № 33158.

154. Ситкина Р.А., Заболотская М.Ф. Геологическая карта Урала в масштабе 1:100 000, лист 0-40-12 (Карпинск). Отчет о работах Карпинской геологосъемочной партии за 1952 г. 1953, № 20090.

155. Таганов С.А., Никитев В.А. и др. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200 000, проведенной на площади тополтрапей 0-40-У1, 0-41-1 (в.п.) и 0-40-ХП (з.п.)

165. Чуров А.В., Халимбаева И.Г. и др. Отчет о повсютной аэромагнитной съемке масштаба 1:10 000 на Висимо-Павлинском участке, выполненной в 1980-1983 гг. 1983, # 37802.
166. Шакиров А.М. Отчет о результатах поисковых работ на рудное золото, проведенных в 1968-1975 гг. в южной части Северного Урала (Североуральский, Карлинский, Красно-турьинский и Ново-Малинский районы Свердловской области и Краснознаменский район Пермской области). 1976, # 34720.
167. Шакиров А.М., Вотинов С.П. Отчет о поисковых работах на рудное золото на Сурьинском и Оленьевском участках Вагранского рудного узла в 1975-1978 гг. 1978, # 35672.
168. Шалагинов В.В., Трыков В.С. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000, листы Р-40-143-Б, Р-40-143-Г. Отчет Вагранского отряда о геологической съемке на восточном склоне Северного Урала, в верховьях рек Вагран и Сосынь, проведенной в 1971-1974 гг. 1975, # 34189.
169. Шаршов В.С., Агаев А.Я., Плотинова Н.С. Отчет о поисковых и поисково-разведочных работах на палеозойские бокситы в Карпинском и Ново-Малинском районах на Северном Урале за 1967-1973 гг. 1973, # 33802.
170. Шаршов В.С. Отчет о поисковых работах на бокситы в Карпинском и Ново-Малинском районах Свердловской области за 1973-1977 гг. 1977, # 35286.
171. Шаршов В.С., Салининов В.Н., Козлов К.С. Отчет: "Геологическое строение и запасы Ювского месторождения дунитов на Северном Урале по состоянию геологоразведочных работ на 1/1 1984 г." 1984, # 38120.
172. Шургина М.В., Брейгель М.Г. и др. Отчет по теме: "Опорный разрез сибирякско-нижнедевонских отложений Петропавловской бокситоносной структурно-фациальной зоны восточного склона Урала". 1982, # 37215.

- в 1962 г. 1963, # 28221.
156. Тарменкин А.А. Отчет о поисково-разведочных работах на Алексеевском и Кормилевском месторождениях железных руд и поисковых участках, проведенных в 1952-1957 гг. 1957, # 11795.
157. Тесаловская Ю.П., Тесаловский М.Л. Геологическая карта Урала масштаба 1:100 000, листы О-40-24 (в.п.), О-40-36 (з.п.), О-41-13 (в.з.ч.т.). Геологический отчет Павлинской поисково-съемочной партии по материалам 1952-1953 гг. 1953, # 20094.
158. Тетерух П.И. Отчет о поисковых работах на медные руды Карпинской геологоразведочной партии за 1961 год. 1962, # 23341.
159. Устеманинов В.Г., Телегин В.П. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000 трапеции Р-40-132-Г (в.п. половина), Р-40-144-Б, Г (восточные половины). Отчет Сосвинского геологосъемочного отряда по работам 1964-1965 гг. 1967, # 30419.
160. Уфимцев Н.Ф., Кочеткова М.В., Нестеров М.И. Геологический отчет о результатах поисковых работ на магнетитовые руды, проведенных в 1970-1974 гг. в Песчанско-Ауэрбаховско-Турьинском рудном поле на Северном Урале. 1974, # 34058.
161. Ушков Б.К., Пинегин Е.Ф. и др. Геологическая карта Урала масштаба 1:50 000. Листы О-40-23-В (в.п.), О-40-34-Б, О-40-35-А (з.п.). Отчет Вильвенского отряда о геологической съемке на водораздельной части Среднего Урала в верховьях рек Б.Косыя, Курья, Бол.Язь, Павда и Ляля, проведенной в 1969-1972 гг. 1973, # 33624.
162. Цукерман Э.И. Отчет о поисково-разведочных работах на бокситы в Карпинском районе за 1954-1959 гг. 1959, # 23501.
163. Чудов Е.М. Отчет о геологопоисковых работах, проведенных в пределах восточной части Кытлымского габбро-перидотитового массива за 1954-1958 гг. # 1959, # 23636.
164. Чурков Н.Б. Составление карты разведанности россыпных месторождений золота и платины масштаба 1:25 000 по территории Южно-Эозерского прииска в пределах Кытлымского платиноносного района. 1973, # 33462.

Приложение I

СПИСОК

промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листах 0-40-У1 карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

Идентификационная клетка на карте	№ на карте	Вид полезного ископаемого и наименование месторождения	Ссылка на литературу (номера по списку литературы)	Примечание
I	2	3	4	5
Твердые горючие ископаемые				
Бурый уголь				
П-4	4	Богословское	7, 12	эксплуатируется
П-4	12	Васеловское	7	малое, отработано
Торф				
И-3	II	Смское	2	крупное
И-4	2,5	Большое	2	крупное, проработано на смеж. лес-х-х
МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ				
Цветные металлы				
Медь, цинк				
П-3	I	Валенторское	8, 86, 125, 136, 137, 166	малое, речное
Алюминий				
П-4	5	Талицкое I	91, 169	малое, отработано в 1984 г.
СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ОГНЕУПОРНЫЕ МАТЕРИАЛЫ				
Известковые породы				
П-1	4	Дуниты	20, 171	
		Известковые		

Продолжение приложения I

I	2	3	4	5
Глинистые породы				
П-4	8	Глины кирпичные Карпинское (Госпитальное)	143, 151	эксплуатируется
Сланцы кремнисто-глинистые				
П-4	6	Туринский карьер	143	эксплуатируется
РОСЫЛЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ				
Золото				
И-2	I	Р. Оленья	II, 153, 167	эксплуатируется
П-2	14	Р. Чарнушка	146	"
П-3	I	Р. Мал. Галка	146	"
П-3	5	Р. Спайский Исток	146	"
П-3	7	Безымянный левый приток р. Лобвы	146	"
П-3	9	Р. Ольховка	146	"
П-4	2	Р. Мал. Талица	146	"
П-4	8	Р. Безымянная	146	"
П-1	2	Р. Березовка	146, 164	"
П-1	9	Р. Малофеенка	146, 164	"
П-1	12	Р. Дальничная	146	"
П-1	13	Верховья: р. Бол. Косы	146	"
П-3	7	Р. Кушва и ее левый приток р. Черная	146	"
П-4	4	Р. Шайтанка	146	"
П-4	5	Р. Симоновка	146	"
П-4	9	Р. 2-я Амбаровка	146	"
П-4	10	Безымянные лота на правом берегу р. Лобвы	146	"

I	2	3	4	5
III-I	1	Платана Р. Северный-Юв	146	годы эксплу- атации: 1905- 1917 гг., 1923 г.
III-I	2	Р. Подунавский Юв	146	годы эксплу- атации: 1905- 1917 гг., 1923 г.
III-I	7	Р. Логанка од 2-м Омепковским Югом	146, 164	перспектив- на
III-I	8	Ободранский Юг	100, 146, 164	перспектив- на
III-I	9	Юблянского-Чуглымо- кая	78, 94, 146, 164	россыпь тех- нологичная, отрабатыва- ется
III-I	15	Плянский Юг	94, 100, 146, 164	с примесями Оа и Ю
III-I	19	Цоковский Юг с от- ветвлениями	100, 146, 164	ранее эксп- луатировал.
III-3	4	Платана, золото Участок Р. Лобан (ни- же устья Р. Юв)	146	Рт преобла- дает
III-3	8	Участок Р. Лобан (ни- же пос. Чирный Яр)	146	" "
IV-I	1	Р. Мал. Косыва	94	Аи до 4%, эксплуати- руется ниже по течению
IV-4	1	Участок Р. Лобан (пос. Чирный Яр)	146	годы эксп- луатации: 1830-1940 гг.
IV-4	3	Участок Р. Лобан (в 2 км ниже пос. Чир- ный Яр)	146	" "
IV-4	6	Участок Р. Лобан (Ом- ского Замонье)	146	" "

СПИСОК

непроработанных месторождений полезных ископаемых,
показанных на листе 0-40-У1 карты подземных
ископаемых масштаба 1:200 000

Индикс на карте	Индикс на карте	Вид полезного ископае- мого и наименование месторождения	Ссылка на литературу (номер по списку ли- тературы)	Примечание
I	2	3	4	5
СТРОИТЕЛЬНЫЕ И ОГНЕУПОРНЫЕ МАТЕРИАЛЫ				
ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ				
Анортозиты				
III-2	7	Серарынский Камень	22, 104, 106	в 2-х км северо-за- паднее Ка- занского Каменя
III-2	18	Казанский Камень	22, 104, 106	
РОССИЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ				
Золото				
I-I	I	Р. Уло	153	продолжает- ся на смеж- ные листы
I-I	5	Р. Похва	153	рекоменду- ется поис- ковые ра- боты
I-2	4	Р. Олья с притоком	98	поиски про- водить не- целесооб- разно, раз- рабатыва- лась до 1940 г.
III-3	2	Р. Бол. Галка	146	эксплуати- ровалась, но свече- ний нет
III-4	I	Руч. Василь	146	" "
III-4	4	Руч. Василь (среднее течение)	146	" "
III-4	6	Р. Тота	146	" "

СПИСОК

проявлений полезных ископаемых, показанных на листах 0-40-У1 карты полезных ископаемых масштаба 1:200 000

Индикс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископае- мого и название (место- нахождение) проявления	Ссылка на литературу (номера по списку ли- тературы)	Примечание
1	2	3	4	5

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Железо

I-4	4	Алексеевское	I41, I54, I56	рудики раз- рабатывался
I-4	6	Кормильцевское	I41, I54, I56	" "
III-2	2	Вознесенский рудник	I9, 86, 99, I42, I43, I63	титаномагне- титовый тип руд
III-2	12	Серебрянский участок	I8, 99, I42	" "
III-2	13	Лобвинский рудник	I8, 99, I42	" "
III-2	16	Боровской рудник	99	" "
III-2	17	Васильевский рудник	99	" "
IV-2	1	Казанский рудник	99	" "
IV-2	2	Славский рудник (Озер- ный)	I9, 45, 78, I42, I60	" "
IV-2	4	Кормовищенский рудник	I8, 99, I42	титаномагне- титовый тип
IV-4	15	Безымянный рудник	I14, I57	
Цветные металлы				
Медь				
I-3	1	Постниковский второй рудник	I44	
I-3	3	Княпинская медная разведка	I13, I14, I69	
I-3	9	Покровский (Русинов- ский)	86, I13, I66, I67	Ал 9, 2 г/т Ag 57, 2 г/т
II-4	10	Исаковский участок	86, 87, I14, I16	мелнопорфи- ровый тип руд

Продолжение приложения 2

1	2	3	4	5
IV-1	5	Р. Добровка (Бобровка), правый приток Бол. Кось- ва	I46	Эксплуати- ровалась, но сведений нет
IV-1	8	Р. Дьячкова, левый приток Бол. Косьва	I46	" "
IV-1	10	Руч. Безымянный, пра- вый приток р. Бол. Кось- ва	I64	рекоменду- ется поиско- во-развед. работы
IV-3	3	Участок р. Кушвы	I52	поиски 1965 г.
III-2	1	Р. Иов	I46, I53	проектиру- ется поиско- вые работы
IV-2	3	Р. Бол. Вольхут, левый приток Кушвы	I46	годы поиско- вых работ 1908 - 1911; 1932г.

I	2	3	4	5
IV-3	10	Семеновский рудник	78, 87, 114 157, 166	генезис не- ясный
II-3	5	Медь, цинк Валенторка (рудное тело 8)	86, 137	
III-4	3	Галкинское	115, 137, 158, 167	Судно 7,5% Али 9,9 г/т, Zn 4%
III-2	10	Медь, железо Серебрянский рудник 7	35, 36, 103, 142	ваналий-во- лево-медный тип
II-4	9	Алюминий Богословское I	69, 154, 162, 170	
III-4	7	Участок I5 (Тотинское месторождение)	133, 169	
IV-3	5	Благородные металлы Золото Купчинская жила (Сухогорско-Купчин- ский рудник)	87, 157, 166	
III-1	3	Платина Конжаковский Камень (верховье р. Печный Ион)	95, III, 132, 146	
III-1	13	Косовинское Плечо	95, III, 132, 146	

СПИСОК

пунктов минерализации и геохимических аномалий,
показанных на листах 0-40-У1, карты полезных
ископаемых масштаба 1:200 000

Индекс клетки на карте	№ на карте	Вид полезного ископае- мого и наименование пункта минерализации	Ссылка на литературу (номера по списку ли- тературы)	Примечание
I	2	3	4	5
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ		
		Черные металлы		
		Железо		
I-2	6	Правый берег р. Ольвы	98	
I-2	8	Левый берег р. Ольвы	98	
I-3	6	Гора Угловая	113	
II-3	6	Восточный берег оз. Ва- ленторского	154	
III-1	5	Конжаковский Камень (Ювский перевал)	18, 100	
III-1	6	Конжаковская аномаль- ная зона	89	
III-1	10	Косовинский Камень (участок Северный)	5, 100	
III-1	14	Косовинский участок	5	
III-1	17	Володин участок	5	
III-1	18	Сосновский участок	5	
III-2	4	Серебрянский хребет	45, 142	
III-2	8	Серебрянский Камень (рудник 5)	102, 103	
III-2	11	В 1 км севернее Доб- винского рудника	99	
III-3	6	Район пос. Сапожки	133	
IV-1	7	Водораздел Малофеевки и Бобровки	161	
IV-1	11	Среднее течение р. Дьяч- ковки	161	
IV-3	6	В 1 км южнее лесо- участка Купча	152	
IV-3	9	В 4 км юго-восточнее горы Еловый Увал	152	
IV-4	8	В 4 км юго-западнее ле- соучастка Замовье	114	

1	2	3	4	5
		Цветные металлы		
I-3	2	Верховья рр. Глубокой и Ерювки	154	
I-3	4	Княспинский рудник	166, 167	
I-3	7	Участок Княспинской медной разведки	167	
I-3	10	Ежно-Княспинский участок	87, 125	
I-3	12	Ежно-Княспинская аномалия	125	геохимическая
I-4	1	Северо-восточнее оз. Глухого (Глухо-озерное)	113, 141, 154	
I-4	3	Сигнальный участок	47, 141, 156	
I-4	7	Участок Антипинский	86, 113, 166, 167	
I-4	8	Ежно-Антипинский (сх. 4, 6)	"	
II-3	2	Гора Белая (Валенторская сопка)	154	неясного генезиса
II-3	3	Квартал 181	166, 167	Au 1,2 г/т
II-3	4	восточная часть Валенторского участка	114	
II-4	7	Андрюшинский	86, 87	
II-3	8	Каквинско-Лобвинская площадь (Каквинская аномалия, поле I)	129	
II-4	1	Симский участок (сх. 1854)	87, 90, 123	геохимическая аномалия
III-2	15	Пос. Катинер	101	неясного генезиса
III-3	3	Участок Иов	115, 116	
IV-1	3	Верховье р. Лобан	101	
IV-3	1	Кушвинский участок (северная часть)	114	
IV-3	2	Кушвинская гидрохимическая аномалия	114	содержание Cu в 15 раз больше фонов. нового

1	2	3	4	5
IV-3	4	Кушвинский	114	
IV-3	11	Крестовоздвиженский рудник	166	Au 0,6 г/т
IV-4	7	Ройский рудник	114, 166	Au 1,3 г/т
IV-4	11	Ельинское	127	
IV-4	12	Ельинский участок (среднее течение р. Ельня)	116, 166	Cu 5,76%, Au 0,5 г/т до 1917 г.
IV-4	13	Гусевский участок (рудник)	47, 146, 157	добывали бурные железняки
IV-4	14	Васильевский рудник	166	Au 0,5 г/т
I-3	5	Маль, цинк		
I-3	8	Сальинская аномалия	128, 154	геохимическая аномалия
II-4	2	Северо-Княспинская аномальная зона	125	минерализация с геотхим. и геофиз. аномалиями
II-4	3	Участок Верхняя Турья	154	
II-4	3	Восточный фланг Валенторского месторождения	144, 154	
II-2	3	Маль, железо		
III-2	3	Обн. 727 (Коняковские Камень)	98	
III-2	3	Серебрянский Камень (рудник 1, 2)	89, 102, 128, 142	Cu до 12%, Fe до 15,6%
III-2	5	Серебрянский Камень (рудник 3), пр. 159	89, 102, 128	Cu до 0,17%, Fe до 24,6%
III-2	6	Серебрянский Камень (рудник 4)	102, 103, 128	
III-2	9	Рудник 6, 6 ^а	102, 103, 128	Cu 0,88%
IV-3	8	Г. Елювий Увал	152	
I-2	7	Свинеп Ольвинский	98	кварцевая жила с галенитом

I	2	3	4	5
		Алюминий		
П-4	5	Богословский участок (схв.801-0)	126	Солеварение золота в глинистом галечнике до 20 зн. на 0,003м ³
П-4	7	Ольховский участок (схв.8578)	"	
П-4	II	Веселовский участок (схв.8530)	"	
IV-4	2	Шайтанское	162,170	
		Благородные металлы		
		Золото		
I-I	2	Киршиловское	52,153	
I-I	3	Ольвинское	52	
I-I	4	Верхне-Ольвинское	52,153	
I-2	2	Северо-Шомпинский участок	166,167	
I-2	3	Шомпинское	"	
I-2	5	Гора Паленая	52	
П-2	I	Рябиновский Увал (обн.820)	98,161	
П-2	2	р.Ольва (обн.827)	98	Ас до 27 г/т
III-I	II	Козьвинское Плечо	95,166	Ас до 0,3г/т
IV-I	4	Бобровский (водораздел рр.Бобровка и Косыня, 10750)	98,161	Ас 1,6 г/т
IV-I	6	Лобвинский водораздел рр.Лобвы и Бобровка	161	
		Платина		
III-I	12	Водораздельная часть логов Ободранного и Клинского, Поповского и Ободранного	95	Лайка прок-свиста Рт до 49 г/т (ш-24), Рт=21,8 г/т (ш-3) Рт=2,23г/т (ш-91)
III-I	16	Водораздельная часть Клинского и Поповского логов	95	

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
I	2	3	4	5	6	7	8	9
1	51,00	2,24	14,12	4,60	11,93	0,18	4,81	3,01
2	59,32	1,46	15,32	1,16	7,36	0,14	2,90	4,08
3	49,16	1,28	15,73	7,00	5,09	0,09	8,13	6,39
4	73,56	0,33	11,58	1,53	2,48	0,08	1,43	2,60
5	0,80	0,08	0,18	0,18	-	-	0,68	54,82
6	48,80	0,88	14,98	1,29	7,46	0,06	9,96	10,85
7	51,25	0,68	18,64	3,44	6,06	0,10	5,59	7,60
8	48,10	0,98	16,55	1,88	7,51	0,62	6,19	4,26
9	53,74	1,48	16,63	2,54	6,60	0,19	5,75	2,66
10	53,19	1,03	17,98	2,35	5,27	0,13	5,79	6,08
11	65,02	0,53	16,19	1,70	2,12	0,08	2,70	2,28
12	73,48	0,45	13,05	1,71	1,55	0,03	0,54	1,42
13	64,52	0,46	15,94	1,42	2,56	0,08	2,55	2,05
14	55,26	0,48	14,80	4,00	5,75	0,10	6,20	6,75
15	48,30	1,00	17,65	3,72	8,63	0,15	5,76	5,26
16	69,88	0,32	13,41	1,86	2,78	0,06	1,22	0,92
17	75,90	0,19	11,01	0,42	1,87	0,05	1,88	0,50
18	53,88	0,62	16,96	2,75	3,97	0,03	5,66	8,96
19	53,21	0,81	15,35	2,31	5,75	0,11	6,61	8,26
20	66,03	0,50	14,61	0,78	2,87	0,06	1,81	4,23
21	63,48	0,80	15,27	2,72	3,15	0,12	1,90	2,79
22	63,66	0,44	16,22	4,45	1,45	0,08	2,96	2,03
23	46,37	0,73	16,01	5,89	6,94	0,11	5,32	10,91
24	54,98	0,90	15,51	6,84	2,85	0,14	2,64	5,96
25	48,36	0,78	18,48	6,59	5,17	0,10	4,88	11,16
26	45,47	0,78	15,56	6,18	3,60	0,22	4,28	9,83
27	51,20	0,71	17,63	6,68	1,45	0,17	1,38	3,04
28	54,30	0,71	17,89	5,89	2,06	0,19	1,96	4,02
29	49,21	1,54	14,39	3,34	8,26	0,12	7,24	7,80
30	48,30	2,55	12,68	3,04	11,40	0,22	5,41	10,22
31	72,76	0,32	12,69	1,37	2,82	0,07	0,91	3,73
32	74,00	0,28	13,01	0,49	2,80	0,09	0,40	1,88
33	36,60	0,03	1,48	3,82	4,41	0,14	42,65	0,42

Продолжение приложения 5

K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	Cr ₂ O ₃	n.n.n.	Σ
Ю	II	I2	I3	I4	I5
0,07	3,12	0,23	-	4,76	100,07
0,11	4,29	0,30	-	2,99	99,43
0,29	2,87	-	-	2,60	98,63
1,60	2,56	0,06	-	1,39	99,20
-	-	0,03	-	43,24	100,01
0,22	2,54	-	-	2,09	99,13
0,21	3,42	-	0,008	2,41	99,41
0,10	4,17	0,12	-	6,48	96,96
0,23	4,74	-	-	4,39	98,95
0,46	4,96	-	-	2,46	99,70
0,92	4,18	0,11	-	3,36	99,19
1,31	4,48	0,10	-	1,59	99,71
1,34	5,42	-	-	2,96	99,30
0,12	3,39	-	-	2,65	99,50
0,13	3,96	0,08	-	4,91	99,55
2,36	4,68	0,16	-	1,67	99,32
0,38	0,50	3,68	-	1,53	97,91
0,34	4,22	0,21	-	1,46	99,06
0,47	3,04	-	-	3,30	99,22
3,84	5,60	0,22	-	-	100,55
2,70	4,50	0,23	-	1,49	99,15
0,92	5,43	0,09	-	1,98	99,71
0,56	2,82	-	-	3,85	99,51
0,61	5,10	0,34	-	4,11	99,98
0,30	2,09	0,13	-	1,27	99,31
1,78	3,60	0,27	-	7,80	99,37
2,73	5,89	0,67	-	1,72	93,27
4,89	3,82	0,83	-	2,11	98,67
0,29	3,59	-	-	3,52	99,30
0,11	2,16	0,21	-	3,34	99,64
0,59	3,11	-	-	0,84	99,21
0,11	5,52	0,06	-	0,97	99,61
0,04	0,53	-	0,29	10,23	100,64

Продолжение приложения 5

I	2	3	4	5	6	7	8	9
34	49,99	0,30	3,00	2,52	3,94	0,03	17,95	21,08
35	34,68	0,12	0,66	14,26	4,97	0,04	34,63	0,51
36	31,08	1,00	10,88	15,27	10,99	0,26	20,76	5,44
37	44,64	0,84	8,67	5,31	7,44	0,14	15,32	13,95
38	40,02	0,53	22,38	5,61	5,52	0,07	6,99	16,27
39	40,58	0,39	26,58	3,96	5,49	0,08	7,25	13,30
40	33,68	1,39	17,18	3,92	10,66	0,15	10,08	12,31
41	45,40	1,04	13,15	5,70	8,30	0,06	9,99	13,43
42	46,56	0,89	20,34	3,83	7,57	0,05	4,49	11,50
43	43,48	0,30	26,19	4,16	3,38	0,05	2,61	16,79
44	39,12	1,14	19,88	7,79	7,08	0,09	7,33	14,94
45	34,28	2,02	14,47	15,61	10,75	0,81	9,33	10,40
46	48,15	1,00	17,50	3,60	9,35	0,04	3,30	12,06
47	44,83	0,04	32,71	0,60	0,57	сч	2,61	17,58
48	72,96	0,12	15,56	0,56	1,48	0,02	0,33	3,65
49	57,88	0,64	16,74	4,16	4,30	0,11	2,64	5,86
50	60,03	0,89	13,21	9,96	2,20	0,05	3,13	5,49

10	11	12	13	14	15
0,02	0,35	-	0,16	0,90	100,24
0,02	0,24	-	сл.	10,69	100,82
0,04	0,20	-	сл.	5,08	101,00
0,94	1,46	-	0,09	0,65	99,45
0,46	-	-	0,03	1,69	99,57
сл.	0,86	сл.	-	1,13	99,62
0,36	2,05	-	0,01	2,75	99,54
0,28	1,62	-	0,08	0,65	99,70
0,05	2,06	-	сл.	1,53	98,87
0,14	-	-	0,01	1,00	98,11
0,12	1,42	-	сл.	1,45	100,36
0,18	1,44	-	сл.	1,59	100,88
0,26	2,53	-	0,01	0,94	98,74
0,02	1,08	-	-	0,12	100,16
0,29	4,93	-	сл.	0,40	100,30
1,79	4,85	-	-	1,14	100,11
1,50	4,01	-	-	0,63	101,10

Вулканогенные и осадочные породы. I - Нижний ордовик. Са - ранханерская свита. Афирит базальтовый измененный (в 2,3 км севернее горы Козмер); 2-6 - Средний - верхний ордовик. Поль-инская свита: 2 - порфирит андезито-базальтовый окварцованный (левобережье р. Ольвы, в 10 км ЮЗ пос. Шомпа), 3 - диабаз измененный (верховья р. Шомпы), 4 - песчаник кварц-плагноклазовый (левобережье р. Ольвы, 9 км ЮЗ пос. Шомпа), 5 - мрамор (восточнее горы Голобокий Чуок), 6 - амфиболит плагноклазовый (вершина горы Буртым); 7-22 - Нижний силур. 7-14 - Нижний-средний лландовери: 7 - диабаз амфиболитовый (в 3,5 км СВ устья р. Юва), 8 - диабазовый микропорфирит (верховья р. Каквы), 9 - спилит (р. Лобва, напротив пос. Черный Яр), 10 - варолизит (на вершине горы Юва), 11 - лацитовый порфирит (южнее горы Юва), 12 - лапаритовый порфир (южнее горы Юва), 13 - кластолава лапарито-лацитового порфира (южнее горы Юва), 14 - альбитофир (3,5 км СВ пос. Валенторского), 15 - Лландовери-нижний венлок. Спилит (ЮЗ пос. Княспинского); 16-17 - Нижний венлок: 16 - лапарито-лацитовый порфир (ЮЗ пос. Княспинского), 17 - кварцевый порфир

(южнее пос. Княспинского); 18-21 - Средний венлок: 18 - базальтовый порфирит (ЮЗ пос. Сосновка), 19 - лабазовый порфирит (СЗ пос. Черный Яр), 20 - лацитовый порфирит (западнее пос. Галка), 21 - трахиандезитовый порфирит (севернее пос. Сосновка); 22 - Нерасчлененный венлок. Андезитовый порфирит (4 км южнее оз. Антипинского); 23-28 - Верхний силур. 23-24 - Дудлов: 23 - базальтовый порфирит (правый берег р. Каквы, пос. Галка), 24 - андезито-базальтовый порфирит субэлювиальной (правый берег р. Каквы, пос. Галка); 25-28 - Придольный: 25 - базальтовый порфирит (р. Лобва, пос. Замовье), 26 - трахиандезитовый порфирит (р. Лобва, пос. Замовье), 27 - трахиандезитовый порфирит (на тракте между пос. Замовье и р. Шейтанкой), 28 - трахиандезитовый порфирит (р. Горюнов). Интрузивные породы. 29-32 - Позднеордовикские: 29 - габбролабаз измененный (гора Ольвинский Камень), 30 - габбродиабаз измененный (гора Козмер), 31 - плагитогранит (западнее горы Мокнатой), 32 - плагитогранит-порфир (левобережье р. Ольвы, 8,5 км ЮЗ пос. Шомпа); 33-47 - Раннесилурийские: 33 - дунит (Сомовский Узал), 34 - пироксенит оливиновый (Косьюнский Камень, 3 км ЮВ вершины), 35 - оливинит магнетитовый серпентинизированный (в-з склон Сухогорского Камня), 36 - казанский (старый Лобвинский рудник), 37 - тальцит (12-й км дороги Кылым-Тылай), 38 - оливиновое габбро (СЗ вершины Казанский Камень), 39 - троктолит (вершина Казанского Камня), 40 - ислит жильный (Косьюнское Плечо), 41 - микрогаббро амфиболовое (2 км ЮВ Валенторского озера), 42 - габбронорит жильный (гора Колпак), 43 - габбропегматит лейкокрегатовый (гора Серобринский Камень), 44 - габбро амфибол-пироксеновое (200 м к югу от главной вершины Серобринского Камня), 45 - горнблендит (южный отрог Серобринского Камня, в 1850 м от главной вершины), 46 - габбронорит (севернее хребта между Конжаковским и Серобринским Камнями), 47 - анортозит (гора Серобринский Камень); 48-52 - Позднесилурийские: 48 - плагитогранит (подраздел рр. Юва и Лобва), 49 - кварцевый диорит (Княспинский массив), 50 - кварцевый диорит (Беневско-Исаковский массив).

РЕЕСТР

скважин, показанных на листе 0-40-У1 Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000

Стратиграфические подразделения	Номера скважин и мощности стратиграфических подразделений по скважинам, м	80	85	905	832
Q	-	-	4,0	5	6
S ₁ V ₃ -ld	-	-	-	84	-
S ₁ 3-V ₂	-	-	-	229	-
S ₁ 1-2	399,6	400	400	152,8	9,5
Глубина скважин в м	399,6	404,0	470,8	15,5	
Индекс клетки на карте	Ш-3	Ш-4	Ш-4	Ш-4	IV-4
Номер по списку литературы	II5	II5	II5	II5	II4, II5

ФОРМУЛЯР

на составление Государственной геологической карты СССР масштаба 1:200 000

Лист 0-40-У1

Где составлена карта (учреждение). В производственном геологическом объединении "Уралгеология".

Начало составительской работы - апрель 1979 г.

Авторский оригинал апробирован в НТС

"30" апреля 1984 г.

Авторский оригинал передан на картофабрику " " 198 г.

Авторы-составители:

Л.П.Ефимова

С.А.Зворская

Н.А.Шахова

В.В.Шалагинов

Редактор:

# п/п	Использованные материалы	Наименование	Характер использования материалов
1	1	2	3
1	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Лист 0-40-11. Авторы: А.А.Ефимов, М.Ф.Заболотская. Фонды УШО	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Лист 0-40-11. Авторы: А.А.Ефимов, М.Ф.Заболотская. Фонды УШО	Полностью листы 0-40-11-А, Б, лист 0-40-11-В без юго-восточной четверти, северо-западная часть листа 0-40-11-Г
2	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Листы 0-40-12, А; 0-40-12-Б (з.п.). Авторы: Ю.С.Каретин, Л.Т.Каретина. Фонды УШО	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Листы 0-40-12, А; 0-40-12-Б (з.п.). Авторы: Ю.С.Каретин, Л.Т.Каретина. Фонды УШО	Полностью
3	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Лист 0-40-12. Авторы: Р.А.Сеткина, М.Ф.Заболотская. Фонды УШО	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Лист 0-40-12. Авторы: Р.А.Сеткина, М.Ф.Заболотская. Фонды УШО	Только 0-40-12-Б, восточная половина
4	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Листы: 0-40-11-В (з.п. - в. четверть), 0-40-11-Г, 0-40-12-В (з.п.), 0-40-23, А, Б, В (з.п.), Г, 0-40-24-А, в. Авторы всех листов: А.А.Ефимов, Л.П.Ефимова. Фонды УШО	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Листы: 0-40-11-В (з.п. - в. четверть), 0-40-11-Г, 0-40-12-В (з.п.), 0-40-23, А, Б, В (з.п.), Г, 0-40-24-А, в. Авторы всех листов: А.А.Ефимов, Л.П.Ефимова. Фонды УШО	Только 0-40-11-В (з.п. - в. четверть); 0-40-11-Г, 0-40-12-В (з.п.); 0-40-12-Б (з.п.)

I	2	3
5	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Листы 0-40-12-В (в.п.), 0-40-12-Г, 0-40-24-В (в.п.), 0-40-24-Г (с.п.). Авторы: Д.С.Каретин, Л.Т.Каретина, В.П.Оларский. Фонды УШО	Полностью
6	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Лист 0-40-23-А. Авторы: А.А.Ефимов, Л.П.Иванова. Фонды УШО	Полностью
7	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Листы: 0-40-23-Б, Г. Авторы: А.А.Ефимов, Д.М.Чулов. Фонды УШО	Полностью
8	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Лист 23-В (с.п.). Авторы: А.А.Ефимов, Л.П.Иванова. Фонды УШО	Полностью
9	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Лист 0-40-23-В (в.п.). Авторы: Б.К.Ушков, Е.Ф.Пинегин. Фонды УШО	Полностью
10	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Листы: 0-40-24-А, Б (с.п.). Авторы: Д.С.Каретин, Л.Т.Каретина, В.А.Поляков. Фонды УШО	Полностью
11	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Лист 0-40-24-А, Б (в.п.). Авторы: М.Е.Ненахов, Р.А.Сыткина. Фонды УШО	Только 0-40-24-Б (в.п.)
12	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Лист 0-40-24 (с.п.). Авторы: А.А.Стирпейда, В.Н.Солнник, И.А.Темников. Фонды УШО	Полностью
13	Геологическая карта Урала. Масштаб 1:50 000. Лист 0-40-24-Г (в.п.). Автор В.В.Шалагинов	Полностью

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (Л.П.Ефимова)	Стр. 3
Геологическая изученность (Л.П.Ефимова)	6
Стратиграфия (Л.П.Ефимова, Н.А.Шахова)	10
Интервалы образования (Л.П.Ефимова)	49
Тектоника (Л.П.Ефимова)	66
Геоморфология (Н.А.Шахова)	75
Полезные ископаемые (Н.А.Шахова)	80
Подземные воды (Л.П.Ефимова)	96
Оценка перспектив района (Н.А.Шахова)	101
Литература	110
Приложения	126

ГОСУДАРСТВЕННАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Серия Среднеуральская

Лист 0-40-УГ

Объяснительная записка

Редактор Т.Г.Грабежа

Технический редактор Э.М.Дяхович

Подписано к печати 21.03.88 г. Формат 60х80/16.
Печ.л. 11.9. Тираж 200 экз. Заказ № 54

620144, Свердловск, Вайнера, 55
Геолого-картографическая партия УГСЗ Объединение
"Уралгеология"