

912(470.5)

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР

ГЛАВНОЕ ТЮМЕНСКОЕ ОРДЕНА ЛЕНИНА ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ
ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Уч. № 0120

Экз. № 30

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

МАСШТАБ 1:200 000

СЕРИЯ СЕВЕРО-УРАЛЬСКАЯ

Лист Q-41-XXVI

Объяснительная записка

Составители: *А.В.Цымбалюк, В.М.Коркин*
Редактор *В.Н.Охотников*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ
31 мая 1966 г., протокол № 28

МОСКВА 1975

ОАО СибНАЦ
Техническая библиотека
Инв. № 2916 -

ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Q-4I-XXVI расположена на восточном склоне Приполярного Урала и ограничена координатами $64^{\circ}40'$ - $65^{\circ}20'$ с.ш. и $61^{\circ}00'$ - $62^{\circ}00'$ в.д. Административно она подчинена Березовскому району Ханты-Мансийского национального округа Тюменской области и лишь на самом северо-западе принадлежит Интинскому району Коми АССР.

В пределах территории листа можно выделить четыре орографических зоны. К первой относится расположенный на севере Народно-Иттинский кряж, входящий в систему водораздела бассейнов Оби и Печоры. Эта зона отличается резко расчлененным рельефом с абсолютными отметками отдельных вершин до 1550 м. К востоку и югу от Народно-Иттинского кряжа располагается вторая орографическая зона, включающая плато Испытателей природы, хребты Тынагота-Нырл, Тэлаиз и Хальмерьюиз. Для нее характерна меньшая расчлененность рельефа и постепенное его понижение в юго-восточном направлении до 300-350 м.

Горную часть района на юго-востоке завершает гряда Одыся-Мусюр шириной 4-6 км, обособляющаяся в третью орографическую зону. Для нее характерны узкие, глубоко врезаемые долины рек при общей уплощенности водораздельных пространств. Юго-восточную окраину описываемой территории занимает четвертая зона, относящаяся к Западно-Сибирской равнине.

Наиболее крупными водотоками района являются реки Хулга и Кожим. Река Хулга протекает в юго-восточной части территории листа и принимает в себя довольно значительные реки восточного склона: Балбанью, Неркаю, Бол.Тынагота, Хальмерью и Налимаю. Река Кожим, относящаяся к бассейну р.Печоры, заходит на описываемую территорию небольшим отрезком своего среднего течения. Все реки, за исключением Хулги, типично горные. Ширина Хулги достигает 120-150 м при скорости течения 5-6 км/час. Глубина весьма

ОАО СибНАЦ
Техническая библиотека

Инв. № - 2916 -

непостоянная, и в большую воду река доступна для движения моторных лодок и мелкокосящих катеров. Ширина остальных рек не превышает 50-60 м.

Климат района континентальный. Среднегодовая температура составляет от -3 до -5°C . Отрицательная температура удерживается с октября по апрель. Наиболее холодный месяц - январь имеет среднемесячную температуру $-(22-26)^{\circ}\text{C}$. Наиболее теплый - июль со среднемесячной температурой $+(15-16)^{\circ}\text{C}$. Осадков за год выпадает 380-450 мм.

В горной части территории района хвойно-лиственные леса распространены лишь по долинам рек, в то время как на низменном юго-западе тайгой покрыты обширные пространства, включая и водоразделы.

Населенные пункты на описываемой площади отсутствуют. Ближайшими населенными пунктами являются деревня Ясунт и пос. Саранпауль, находящиеся соответственно в 70 км и 85 км от южной границы района по р.Хулге.

Район пересекают несколько оленеводческих троп, пригодных для передвижения лошадей с вьюками. Территория посещается местным населением (коми, русские, манси, ханты) при калани оленей и с целью охоты и рыболовства.

Обнаженность района хорошая, местами удовлетворительная.

Начало изучения природных условий и геологии Приполярного Урала связано с именами Г.Стражевского (1835, 1836), Э.Гофмана (1856), К.Д.Носилова (1885, 1886). Их исследования имели описательный геолого-географический характер и к настоящему времени представляют в основном лишь исторический интерес.

В 1884-1889 гг. непосредственно южнее описываемого района геологические исследования проводил Е.С.Федоров (1889, 1890, 1893). В результате его работ были составлены 5- и 10-верстные геологические карты. По представлениям Е.С.Федорова, Северный и Приполярный Урал являют собой антиклиналь с более крутым восточным склоном. Метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы восточного склона Е.С.Федоров относил к силурийскому, нижнепалеозойскому и частично к архейскому возрасту. Опубликованные в "Горном журнале" дневники Е.С.Федорова содержат весьма полное описание обнажений и разрезов Приполярного Урала и сопровождаются списками фауны, определенной Ф.С.Чернышевым, А.П.Карпинским, Н.А.Соколовым и другими видными палеонтологами прошлого столетия.

В 1926-1929 гг. на Приполярном Урале под руководством В.И.Городкова работала Северная Уральская экспедиция АН СССР, в

задачу которой входили топографическая съемка, геологические, магнитные и другие исследования. Геологические наблюдения проводились А.Н.Алешковым (1929) и В.И.Городковым. А.Н.Алешков отмечает преимущественное распространение в Лапском крае гранитов, гнейсов, мигматитов, амфиболитов, кристаллических сланцев и кварцитов. Широкое развитие ультраосновных пород В.И.Городков связывает с резким изменением простирания Урала от меридионального к северо-восточному.

Изучением геоморфологии и геологии гор Народа и Сабля и прилегающей территории занималась в 1929-1932 гг. Уральская ледниковая экспедиция, руководимая А.Н.Алешковым (1935 г.) и С.Г.Бочем (1938 и 1939 гг.; Боч, Краснов, 1943, 1946). Современный рельеф ими рассматривается как результат ледниковой деятельности и в то же время, как они считают, он тесно связан с дочетвертичным рельефом. По их мнению, Полярный и Приполярный Урал в пределах $65-67^{\circ}$ с.ш. во время максимального оледенения имел ледяной покров мощностью 600-800 м и лишь отдельные высокие горные вершины возвышались над ледником и не подвергались его активному воздействию. По материалам Уральской ледниковой экспедиции А.Н.Алешковым в 1933 г. составлена геологическая карта верховьев р.Хулги в масштабе 1:760 000.

Большое значение имеют работы Полярно-Уральской геологической экспедиции Арктического института, возглавляемой Н.А.Сириним при участии С.Н.Волкова, К.А.Львова, М.С.Галактионова, Н.И.Леонова (1938ф). В период 1936-1937 гг. геологической съемкой масштаба 1:200 000 экспедицией была охвачена площадь в 10 000 км², в пределы которой входит и описываемый район. Среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород района К.А.Львовым выделено 4 свиты (всего на Приполярном Урале выделялось 7 свит), которым были даны литологические названия с отнесением их к среднему кембрию - ордовики включительно. Среднепалеозойские отложения были также расчленены (С.Н.Волков) на толщи в диапазоне от силура до верхнего девона. Составленные в результате этих работ геологические карты из-за большой неточности топоосновы и редкой сети геологических маршрутов являются некондиционными.

Начатое в тридцатые годы изучение Приполярного Урала было продолжено этим же коллективом и в послевоенное время. В результате тематических исследований 1946-1948 гг. К.А.Львов (1945ф, 1948ф, 1956, 1959) разработал весьма полную стратиграфическую схему досилурийских толщ Северного и Приполярного Урала, а С.Н.Волков (1948ф, 1949 г.) произвел подробное расчлене-

ние среднепалеозойских образований восточного склона, включая и район р.Хальмерью. Н.А.Сириным (1945, 1962) был обобщен имеющийся материал по магматизму и петрографии Приполярного Урала.

Разрезы ордовикских отложений по р.Кожим и его притокам в 1946-1947 гг. подробно изучали В.В.Меннер (Меннер, Раабен, 1947ф) и М.Е.Раабен (1959 г.).

В 1957 г. в северо-восточной части описываемого района, а позднее (1961 г.) и на его юге Ю.Е.Молдавцев изучал вопросы петрологии и металлогении интрузий габбро-перидотитовой формации Приполярного Урала.

В 1957-1960 гг. тематические стратиграфические исследования на Приполярном Урале проводил В.Н.Малашевский (1961ф). Им были составлены разрезы по руч.Старикшор и Сэлэмшор с отнесением развитых здесь толщ к хобейнской и маньинской свитам.

В 1958-1960 гг. тематические работы по изучению гранитидов центральной части Приполярного Урала проводил М.В.Фишман и Б.А.Голдин (1963). Их исследования захватили и гранитные массивы р.Бадья и протаю описываемой территории, возраст которых они определяют как доордовикский.

В 1960-1962 гг. на восточном склоне Приполярного Урала, включая и южную половину рассматриваемой площади, тематические геолого-петрографические исследования производили сотрудники ВСЕГЕИ С.Н.Волков, А.С.Мельников и Р.И.Ерошевская (1963ф). Метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщ района исследователями отнесены к ордовикской системе (нижний и средний отделы), а Тынаготский гранитный массив, по их данным, имеет послеордовикский возраст.

Поисковые работы, преимущественно на россыпное золото, в пределах южной и восточной частей территории листа проводил Н.К.Гулария, Л.Ф.Зяблов, А.А.Кухаренко, Е.П.Орешникова, Р.С.Хруст (1937ф), И.В.Ленных, А.А.Колоколов (1945ф), которые дали отрицательную оценку перспективности района на россыпное золото, а также вольфрам и олово. Поиски месторождений горного хрусталя в 1951 г. в западной части территории проводили геологи Полярно-Уральской экспедиции треста № 13 А.Д.Азарных, Ю.С.Вязовой, В.К.Лихачев (1952ф). Ими было открыто Капин-Шорское месторождение горного хрусталя и целый ряд кварцевых жил с незначительным содержанием пьезокварца.

В 1946-1947 гг. на южной половине территории листа А.Г.Линьковым и А.Г.Комаровым впервые была проведена аэромагнитная съемка. В период с 1954 по 1961 г. вся площадь покрыта аэромагнитной съемкой сначала масштаба 1:1 000 000, а затем

1:200 000 аэромагнитной экспедицией Новосибирского геофизического треста. В результате работ была составлена структурно-тектоническая схема и детальная характеристика магнитного поля, увязанная с геологическим строением района.

В 1950-1960 гг. С.М.Альтер (1968ф) проводил региональные сейсмические исследования методом точечного зондирования, в результате которых на самом юго-востоке определена глубина залегания фундамента в 580-640 м.

В 1961-1963 гг. вся территория была покрыта аэромагнитной съемкой масштаба 1:200 000, выполненной Ямало-Ненецкой и Саран-паульской экспедициями (Латыпов, 1963ф) и Сибирской геофизической экспедицией НГТ (Княжев, 1964ф). По результатам работ дана детальная характеристика и интерпретация магнитного поля.

При составлении геологической карты и карты полезных ископаемых территории листа Q-4I-XXVI использованы материалы геологической съемки масштаба 1:200 000 и редакционно-увязочных маршрутов, проведенных авторами данной записки, а также материалы геофизических исследований.

В съемочных и редакционных работах широко применялось дешифрирование аэрофотоматериалов, значительно повысившие эффективность работ и точность геологических карт.

Кроме того, были использованы данные буровых работ, которые проводились на площади листа Q-4I-XXXI одновременно с геологической съемкой масштаба 1:200 000 в 1961-1964 гг. М.П.Мезенцевым; учтены результаты тематических исследований сотрудников ВСЕГЕИ С.Н.Волкова, Ю.Е.Молдавцева, а также ряда других исследователей, проводивших поисковые работы.

Палеонтологические определения органических остатков сделали Т.В.Пронина (определение микрофауны), М.Г.Брейвель (брахиоподы), Ф.Я.Янет и М.В.Шурыгина (кораллы).

Северная рамка геологической карты данного листа увязана с геологической картой листа Q-4I-XXIV (автор А.Д.Миклухо-Маклай), за исключением небольшого отрезка в западной части. По последним данным наших работ, здесь картируется простая синклинальная структура (Кожимская синклиналь), крылья которой сложены отложениями хидейской, хомасьинской и шугорской свиты, а в ядре залегают силурийские и среднедевонские образования. На листе Q-4I-XXIV в этой части, лишенной обнаженности, показана моноклиналиная структура усложненная, дизъюнктивными нарушениями.

Геологическое строение территории листа Q-4I-XXVI характеризуется значительной сложностью. Здесь широко развиты разнообразные осадочные, метаморфические и вулканогенные образования, возрастной диапазон которых варьирует в значительных пределах от верхнего протерозоя — кембрийской системы до мезозоя и четвертичной системы включительно.

В основании стратиграфического разреза залегают доордовикские отложения, которые расчленяются на няртинскую свиту, сложенную метаморфическими и метаморфизованными осадочными породами, и копельскую свиту, представленную метаморфизованными осадочно-вулканогенными образованиями.

На осадках верхнего протерозоя — кембрийской системы местами с ясно выраженным несогласием залегают отложения ордовика, представленные всеми тремя его отделами.

В нижнем отделе выделяются саранхапнерская свита, состоящая из конгломератов и аркозовых кварцито-песчаников, и грубеинская свита, сложенная филлитовидными сланцами с прослоями и пачками кварцито-песчаников, иногда линзами конгломератов и покровами основных эффузивов.

Нижний — средний отделы ордовика расчленяются на хомасьинскую существенно сланцевую свиту и хыдейскую — карбонатно-песчанико-сланцевую.

В составе среднего — верхнего отделов выделяются шугорская свита существенно карбонатного состава и польинская свита, представленная филлитовидными и графитоидными сланцами.

На ордовикских образованиях залегают отложения среднего палеозоя: сланцево-карбонатные осадки нерасчлененного силура, карбонатные отложения эйфельского и живетского ярусов и осадочно-вулканогенные породы верхнего девона.

Мезозойский комплекс на дневной поверхности в пределах площади листа не наблюдался, но на основании имеющихся выходов осадков этого возраста непосредственно к югу и востоку от описываемой территории, а также данных геофизических работ и бурения на территории листа Q-4I-XXXI предполагается развитие мезозойских отложений в юго-восточной части исследуемой площади.

Четвертичные отложения наиболее широко развиты в юго-восточной низкой части района. В их составе выделяются ледниковые, аллювиальные и озерно-болотные отложения.

Няртинская свита (Pt_3^{nl}) имеет ограниченное распространение в западной части района на двух разрозненных участках, расположенных на водоразделе рек Мал.Тынагота — Телашор. Они обнажаются здесь в ядрах двух небольших антиклинальных складок. В нижней части разреза няртинской свиты вскрываются серые и темно-серые, аркозовые песчаники, которые местами ороговикованы и превращены в слюдяно-гранатовые роговики. Выше по разрезу кварцито-песчаники путем переслаивания переходят в серые слюдяно-кварцевые и гранато-слюдяно-кварцевые гнейсовидные сланцы и гнейсы, с подчиненными пачками кварцито-песчаников. Разрез свиты завершается слюдяно-альбито-кварцевыми сланцами, более светлыми по окраске, чем нижележащие. Иногда в сланцах наблюдается полосчатость, не совпадающая со сланцеватостью. Общая мощность няртинской свиты не менее 1500 м.

На водоразделе рек Мал.Тынагота и Телашор на сланцах няртинской свиты с угловым несогласием залегают конгломераты саранхапнерской свиты нижнего ордовика, чем и определяется верхняя граница няртинской свиты. Осадки няртинской свиты сопоставляются нами с отложениями харбейского комплекса Полярного Урала, для которых устанавливается протерозойский возраст.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА — КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Копельская свита ($Pt_3 - Sm^{kr}$) обнажается в северной половине территории листа, сложен антиклинальные структуры в пределах Народо-Иттынского кряжа и северо-западной части плато Испытателей природы.

Свита преимущественно сложена эффузивными породами основного и редко кислого состава и их туфами. Незначительно развиты филлитовидные сланцы, кварцитовидные алевролиты и кварцито-песчаники.

В результате регионального метаморфизма низкой степени подавляющая часть основных эффузивов и их туфов превращена в разнообразные зеленые сланцы альбит-хлорит-эпидот-актинолитового и альбит-соссурит-актинолитового состава. Внешне это серо-зеленые, светлые или темные, тонкозернистые породы, сланцеватые, нередко тонкополосчатые.

Под микроскопом они характеризуются фибробластовыми или

гетерограноматобластовыми структурами. Зеленые сланцы состоят из мелких, слабо окрашенных в желтые тона зерен эпидот-клиноцоизита, зеленого игольчатого или тонковолокнистого актинолита (в среднем 35-40%), бледно-зеленого хлорита (до 20%) и альбита (10-15%). Иногда за счет уменьшения эпидота и хлорита количество альбита увеличивается до 35-40%. Встречается также кальцит, апатит, сфен. Обичен пирит, титаномагнетит, лейкоксен. В некоторых разновидностях наблюдаются сноповидные сростки игольчатого стильномелана. Отмечаются роговообманковые сланцы, в которых вместо актинолита развита мелкошестоватая роговая обманка.

В верховьях бассейнов рек Бол. и Мал.Тыкотовла среди зеленых сланцев встречаются относительно слабо измененные породы с реликтами первичных структур, свидетельствующих о происхождении зеленых сланцев за счет спилитов, базальтовых порфиров и их туфов. Макроскопически это серо-зеленые, тонкозернистые, массивные, нередко миндалекаменные породы. Для них характерны реликтовые интерсертальные, порфировые и гломеропорфировые структуры. Основная масса пород состоит из альбита или полностью сосюритизированного плагиоклаза, эпидот-клиноцоизита, актинолита, в небольших количествах присутствуют хлорит и лейкоксен.

В порфировых выделениях фенокристаллы представлены мелко-таблитчатым альбитизированным или сосюритизированным плагиоклазом и реже почти нацело уралитизированным пироксеном. Миндалины выполнены агрегатом кварц-эпидотового состава, иногда также и кальцитом. Относительно мало измененные туфы основного состава обладают большей частью полосчатой текстурой, а под микроскопом в них наблюдаются угловатые обломки порфиров, альбитизированного и сосюритизированного плагиоклаза, замещенного уралитом и хлоритом пироксена и кварца.

Незначительно распространены в составе свиты кварцевые порфиры и фельзиты. Породы обычно имеют светло-серый, реже темно-серый цвет с зеленым и розовым оттенком. Полосчатая текстура для них является обычной, реже отмечается орекчиевидное сложение. Под микроскопом кварцевые порфиры и фельзиты обладают порфировой структурой с фельзитовой или микрогранобластовой основной массой кварц-полевошпатового состава. Во вмещающих породах присутствуют кварц, альбит, редко калиевый полевой шпат.

Филлитовидные сланцы и кварцито-песчаники копельской свиты ничем не отличаются от таковых грубинской свиты, при описании которой они и охарактеризованы. Терригенные породы в составе свиты присутствуют повсеместно, но в резко подчиненном количестве. Лишь в ее верхней части они постепенно начинают преобладать,

характеризуя тем самым постепенный переход копельской свиты в вышележащую грубинскую свиту. Подобное взаимоотношение свит наблюдается также и непосредственно севернее (Миклухо-Маклай, 1963ф).

Нижняя граница копельской свиты в пределах описываемого района не наблюдалась. Верхняя граница проводится условно по подошве первых мощных пачек филлитовидных сланцев грубинской свиты, содержащих иногда линзы конгломератов.

Верхний протерозой - кембрийский возраст копельской свиты является условным. Такая датировка производится на том основании, что несколько севернее описываемой территории на отложениях копельской свиты несогласно залегают фаунистически охарактеризованные тремадокские отложения погуреиской свиты (Гессе, 1962 г.).

Видимая мощность копельской свиты не менее 1500 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

В пределах исследованного района состав ордовикских отложений в различных его частях существенно изменяется. Эти изменения наблюдаются как в широтном направлении от фаций западного к фациям восточного склона Уральского хребта, так и по простиранию в пределах восточного склона хребта.

Так, к западу от р.Кожим, где ордовик представлен фациями западного склона, разрез ордовика представлен слабо метаморфизованными терригенными псефито-псаммитовыми и, в меньшей мере, алевроито-пелитовыми и карбонатными отложениями, залегающими резко несогласно на подстилающих доордовикских образованиях. В составе их выделяются снизу вверх следующие свиты: тельпосская, хыдейская, щугорская.

В описываемом районе обнажаются последние две свиты. Тельпосская свита развита на прилегающей с запада территории и показана только на разрезе.

К востоку и к югу от р.Кожим в пределах развития фаций восточного склона, разрез ордовика изменяется в нижней своей части с севера на юг. На севере в центральной части района, нижеордовикские образования представлены главным образом метаморфизованными алевро-пелитовыми отложениями. В подчиненном количестве присутствуют покровы основных эффузивов, сопровождаемых туфами, и псаммито-псефитовые терригенные отложения. Комплекс этих осадков выделяется в грубинскую свиту Лемвинской

структурно-фациальной зоны. Нижнеордовикские отложения грубеинской свиты залегают согласно на подстилающих осадочно-вулканогенных образованиях копельской свиты. Это подтверждается также работами А.Д.Миклухо-Маклая (1963ф), который проводил исследования непосредственно к северу от данного района. В более северных районах исследованиями К.П.Евсеева (1959 г.) и В.Н.Гессе (1962г.) устанавливается несогласное залегание грубеинской свиты на копельской.

В направлении с севера на юг разрез ордовикских отложений восточного склона фациально изменяется. Нижняя часть разреза сложена метаморфизованными терригенными псефито-псаммитовыми отложениями и иногда в подчиненном количестве отмечаются туфогенные осадки. Верхняя часть разреза сложена метаморфизованными алевропелитовыми и псаммитовыми осадками, в подчиненном количестве присутствуют покровы основных эффузивов, а также туфогенные и карбонатные отложения. По аналогии с более южными районами бассейнов рек Щекурья и Манья, откуда прослеживаются эти фации, в данном районе в составе ордовика выделяются следующие свиты: саранхапнерская, хомасьинская и польнская.

Для ордовикских отложений данной структурно-фациальной зоны характерно несогласное залегание на подстилающих протерозойско-кембрийских образованиях няргинской свиты.

Н и ж н и й о т д е л

Г р у б е и н с к а я с в и т а ($O_1 g_1$) распространена вместе с копельской свитой лишь в северной половине территории. Наиболее представительные разрезы грубеинской свиты наблюдаются в верховьях руч.Парус-Шор, р.Мал.Тыкотлова и р.Балбанью. Сложена свита довольно однообразными филлитовидными сланцами, содержащими иногда прослойки и пачки кварцитовидных алевролитов и кварцито-песчаников. В редких случаях отмечаются линзы конгломератов и гравелитов. Мало мощные залежи вулканогенных пород основного состава и образовавшиеся по ним зеленые сланцы встречаются по всему разрезу грубеинской свиты.

Широко распространенные филлитовидные сланцы представляют собой зеленовато-серые, буроватые, мелкозернистые и тонкозернистые породы. Для них очень характерна тонкая полосчатость, интенсивная пльчатость и рассланцованность, по плоскостям которой нередко наблюдаются зеркала скольжения. Филлитовидные сланцы часто содержат линзовидные и причудливо изогнутые прожилки полупрозрач-

ного кварца. Сложены филлитовидные сланцы серицитом, хлоритом, альбитом, кварцем, присутствующими в различных количественных комбинациях, вследствие чего они могут быть подразделены на серицит-альбит-кварцевые, хлорит-серицит-альбит-кварцевые, альбит-кварц-хлоритовые, эпидот-альбит-хлорит-кварцевые сланцы. Все они под микроскопом обладают лепидогранобластовой или гранолепидобластовой структурой, изредка в сочетании с реликтовой бластоалеврито-псаммитовой. Величина зерен чаще находится в пределах 0,01-0,05 мм. Кварц образует мелкие изометричные, обычно регенерированные зерна, часть из которых имеет слабое волнистое угасание. При реликтовой бластопсаммитовой структуре кварцевые зерна сохраняют слабоокатанную форму. Альбит присутствует в виде чистых несдвойникованных зерен. Встречающиеся иногда в сланцах полисинтетически сдвойникованные зерна альбита, как правило, серицитизированы. Серицит вместе с мелкоочуячатым зеленым хлоритом обычно группируется в обособленные полоски, чем и обуславливается четко выраженная полосчатость сланцев. Акцессорные минералы филлитовидных сланцев представлены округлыми зернами апатита, турмалина, циркона, лейкоксена, магнетита. Иногда в повышенных количествах содержится пирит, придающий сланцам при выветривании буроватый цвет.

В восточных районах распространения грубеинской свиты филлитовидные сланцы иногда переходят в слюдяно-альбит-кварцевые сланцы, вследствие более интенсивного метаморфизма.

Кварцитовидные алевролиты и кварцито-песчаники имеют все постепенные переходы к филлитовидным сланцам и отличаются от них более массивной текстурой, обычно меньшим содержанием слюдяных минералов и более крупной зернистостью. Полосчатость и пльчатость в них выражены слабее или вовсе отсутствуют. В некоторых песчаниках хорошо сохранилась неравномернозернистая псаммитовая структура с базальным или поровым цементом.

Конгломераты и гравелиты грубеинской свиты зафиксированы в верховьях р.Тэлариуэ, на водоразделе р.Неркау и руч.Пернашор и на правом берегу верховьев р.Бол.Тыкотловы. Мелкогалечные конгломераты и гравелиты имеют небольшую мощность и по простираанию постепенно переходят в обычные филлитовидные сланцы. Обломочный материал представлен гальками кварца, скорлуповатыми обломками основных эффузивов, филлитовидных сланцев и песчаников.

Присутствующие в свите вулканогенные породы основного состава и зеленые сланцы ничем не отличаются от вулканитов копельской свиты. Лишь в районе верховьев р.Парус-Шор эпидот-альбит-актинолитовые зеленые сланцы превращаются либо в полосчатые эпи-

дот-альбит-глаукофановые сланцы, либо в гранатосодержащие альбитовые амфиболиты.

Мощность грубеинской свиты, по графическим построениям, определяется в 1000-1200 м. Нижняя граница свиты проводится по первым мощным пачкам филлитовидных сланцев. Верхней границы в нормальных стратиграфических отношениях с вышележащими отложениями в пределах описываемого района не наблюдалось.

Возраст грубеинской свиты определяется как тремадокский на основании находок остатков фауны (Миклухо-Маклай, 1963ф) в отложениях этой свиты севернее описываемой территории (реки Погурей и Покойник-Шор): *Tritoechia* aff. *gnebecensis* Mir. et Chop., *T. lemontovae* (Lessn.), *Alimbella* sp., *Linquella* sp., *Aphaerthis vicini* (Walcot.), *Niobe* aff. *laviceps* Ang., *Trinodus* cf. *sidenblandhi* Lindstr., *Buloma* (?) sp. (Рессе, 1962), *Fumphysurus* aff. *angustatus* Sars. et Borek, *Apatokephalus* (?) sp. (Белякова, 1960).

С а р а н х а п н е р с к а я с в и т а (О₁ и л) распространена в западной части района, обнажаясь по рекам Бол. и Мал.Тынагота, Хальмерью, Тэлашор. Выходы свиты прослежены в виде полос шириной в 2-4 км и длиной до 36-38 км, меняющих свое простирание с северо-западного до северо-восточного на юге. Самые западные выходы саранхапнерской свиты (реки Хальмерья, Тэлашор) охватывают широкую площадь, что объясняется ее участием в восточном периклинальном замыкании Хобеинского антиклинория.

Характерной особенностью саранхапнерской свиты является широкое распространение в ее составе псефито-псаммитовых терригенных пород, несогласно залегающих на верхнепротерозойско-кембрийских образованиях няртинской свиты в районе горы Пониз.

В бассейне рек Хальмерья и Мал.Тынагота саранхапнерская свита представлена преимущественно светлыми розоватыми, зеленовато-серыми, мелкозернистыми до грубозернистыми метаморфизованными аркозовыми песчаниками. Они содержат пачки мощностью до нескольких десятков метров светло-серых до белых или зеленовато-серых часто косослоистых кварцитов. Среди аркозовых песчаников и кварцитов встречаются прослои светло-зеленых мусковит-хлорит-кварц-полевошпатовых сланцев, получающих более широкое развитие в верхних частях свиты.

Породы саранхапнерской свиты бассейна рек Хальмерья и Мал.Тынагота претерпели более интенсивный метаморфизм по сравнению с отложениями рассматриваемой свиты на других участках.

Изменения аркозовых песчаников выражаются в развитии крупночешуйчатого мусковита, реже омотита, иногда граната; породы приобретают сланцеватую текстуру и лепидогранобластовую структуру. На отдельных участках проявилась наложенная гранитизация, развившаяся в развитии порфиробластических выделений калиевого полевого шпата (микроклина) размером до 4-5 мм нередко в значительных количествах. Подобные породы по внешнему виду и минеральному составу ничем не отличаются от гранито-гнейсов, но обнаруживают постепенные переходы к менее измененным аркозовым песчаникам и кварцитам, с одной стороны, и к слюдисто-кварц-полевошпатовым и филлитовидным сланцам, с другой.

Встречающиеся в саранхапнерской свите конгломераты и гравелиты образуют линзы и пачки мощностью до 10-20 м. Гальки в конгломератах имеют различную окатанность и представлены обычно кварцитами, реже встречаются розовые гранит-порфиры, гранито-гнейсы, среднезернистые граниты, молочно-белый кварц, сланцы и фельзиты. В восточном направлении состав саранхапнерской свиты претерпевает некоторые закономерные изменения, заключающиеся в следующем: 1) наряду с кварцевыми конгломератами и грубозернистыми песчаниками более широкое распространение получают зеленовато-серые полимиктовые конгломераты и грубозернистые песчаники, содержащие прослои туфов; 2) появляются прослои вулканогенных сланцев; 3) аркозовые кварцито-песчаники приобретают подчиненное значение; 4) окраска горных пород свиты изменяется в сторону более темных зеленовато-серых тонов в результате обогащения отложений глинистым и, вероятно, туфовым материалом.

Нижняя граница саранхапнерской свиты, как уже отмечалось, определяется несогласным залеганием конгломератов и аркозовых кварцито-песчаников этой свиты на сланцах няртинской толщи. Верхняя граница проводится условно по появлению первых мощных пачек полосчатых серицит-хлорит-кварцевых сланцев хомасьинской свиты. Мощность саранхапнерской свиты 1000-1200 м.

Нижнеордовикский возраст саранхапнерской свиты, отложения которой ранее К.А.Львовым (1959) выделялись как хобеинская свита среднего кембрия, определяются по ее стратиграфическому положению. В установленной на юго-западе и за пределами района (лист Q-4I-XXXI) хобеинской антиклинальной структуре, саранхапнерская свита несогласно залегает на верхнепротерозойских - кембрийских отложениях няртинской свиты и совершенно согласно покрывается ниже-среднеордовикскими осадками хомасьинской свиты, на которых, в свою очередь, совершенно согласно залегают фау-

нистически охарактеризованные карбонатные породы среднего - верхнего ордовика шугорской свиты.

По стратиграфическому положению саранханнерская свита сопоставляется с отложениями тельпосской свиты, содержащей в своей верхней части остатки фауны *Angarella uralica* Ivan., *Obolidae*, *Endoceras* sp., *Sprucoseras* sp. и др. (Львов, 1959), позволяющие относить эти слои к нижнему ордовика.

Тельпосская свита ($O_1 tl$) развита на прилегающей с запада территории и показана только на разрезе.

Нижний - средний отделы

Хыдейская свита ($O_{1-2} hd$). В пределах описываемой территории разрез западной структурно-фациальной зоны начинается отложениями хыдейской свиты, которая развита узкой полосой по левобережью р.Кожим на крайнем северо-западе района. Свита представлена лишь небольшой частью своего разреза.

Хыдейская свита сложена зеленовато-серыми, филлитовидными, серицит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами с подчиненными пачками кварцитовидных алевролитов и кварцито-песчаников. В верхней части разреза свиты появляются известковистые породы, нередко до невыдержанных прослоев песчаных мраморизованных известняков небольшой мощности. Сланцы и, в меньшей степени, кварцитовидные алевролиты обладают тонкополосчатой текстурой и пльчатостью. Мощность хыдейской свиты в пределах района не превышает 150-200 м.

Возраст свиты определяется по находкам в ее отложениях (за пределами рассматриваемой территории) фауны нижнего и среднего ордовика (Львов, 1948ф; Миклухо-Маклай, 1963ф и др.).

Хомасинская свита ($O_{1-2} hm$). К хомасинской свите относится мощная существенно сланцевая толща. Она протягивается с северо-востока на юго-запад через всю территорию листа, достигая наибольшей ширины в его центральной и юго-западной частях, а также в виде неширокой полосы прослеживается с севера на юг в западной части района.

По составу хомасинская свита во многом очень сходна с хыдейской и грубеинской свитами. Главная роль в строении свиты принадлежит филлитовидным сланцам. Подчиненное распространение имеют зеленые вулканогенные сланцы и кварцито-песчаники. В западных разрезах присутствуют мраморизованные известняки. На востоке и юге отложения хомасинской свиты метаморфизованы до альбитовых гнейсов и амфиболитов.

Филлитовидные сланцы хомасинской свиты почти не отличаются от сланцев хыдейской и грубеинской свит и характеризуются в общем несколько большей степенью перекристаллизации минералов. Сланцы довольно однообразны. В большинстве они имеют зеленовато-серый цвет, хорошо выраженную тонкую полосчатость, интенсивную пльчатость и серицит (мусковит) - хлорит-альбит-кварцевый состав. В центральной части территории листа среди филлитовидных сланцев наблюдаются прослои и пачки слюдястых кварцито-песчаников. Наибольшее развитие они получили в районе горы Синоют-Вожиз.

В составе кварцито-песчаников принимают участие те же минералы, что и в филлитовидных сланцах, но кварц в них значительно преобладает над слюдястыми минералами. Размер зерен 0,2-0,5 мм. Породы обладают, как правило, лепидогранобластовой структурой, встречаются участки реликтовой бластопаппитовой.

Зеленые вулканогенные сланцы встречаются по всему разрезу хомасинской свиты, но распределение их в разрезе неравномерное. Они почти отсутствуют в ее составе на северо-западе и в заметных количествах появляются в районе крутого поворота направления течения р.Хальмерью от восточного к южному. Основными породообразующими минералами зеленых сланцев являются актинолит (реже роговая обманка), альбит, эпидот, хлорит. Встречаются лейкоксен, кальцит, пирит, титаномagnetит, иногда кварц. В некоторых разновидностях присутствует биотит. Для зеленых сланцев характерна фиброгранобластовая и граноматобластовая структура. В амфиболовых порфироитоидях последние сочетаются с порфиобластовой структурой.

Мраморизованные известняки, известковистые сланцы и песчаники отмечаются по ручьям Саранседаю и Старикшор, на водоразделе руч.Воргавож и правого притока р.Бол.Тынагота. Они образуют невыдержанные пачки и линзы мощностью до 15-20 м в верхней части свиты. Мраморизованные известняки представляют собой светло-серые или белые, мелкозернистые породы с массивной или неясносланцеватой текстурой. Они состоят почти исключительно из мелких изометричных зерен бесцветного кальцита и единичных зерен кварца. В песчаных известняках кластический материал представлен изометричными свежими зернами кварца.

Отложения хомасинской свиты на востоке и юге подвергнуты более интенсивному, по сравнению с остальной частью района, региональному метаморфизму. Глубоко метаморфизованными отложениями образован пояс, который прослеживается с северо-востока на юго-запад на расстоянии до 80-85 км при ширине до 14 км. С востока пояс ограничивается глубинным разломом того же простирания. По

линии этого разлома происходило погружение примыкающей с запада области на значительные глубины, что обусловило усиление здесь регионального метаморфизма горных пород до эпидот-амфиболитовой фации. В сторону от разлома, в северо-западном направлении, происходит постепенное снижение степени метаморфизма. Осадочные отложения хомасьинской свиты в зоне метаморфизма превращены в метаморфические породы — мусковитовые, мусковит-хлоритовые, мусковит-амфиболовые и гранат-мусковитовые альбитовые гнейсы, а вулканогенные и интрузивные породы основного состава перешли в гранат-альбитовые амфиболиты.

Гнейсы обладают лепидогранобластовой, порфиробластовой, иногда пойкилобластовой структурой и линейно-сланцеватой текстурой. Главными минералами являются альбит, кварц, мусковит; в переменных количествах (0–10%) могут присутствовать хлорит, гранат, роговая обманка. В качестве второстепенных и акцессорных в гнейсах встречаются эпидот, цоизит, кальцит, биотит, микроклин, сфен, лейкоксен, рутил, апатит, магнетит, пирит, циркон, турмалин. В очковых разновидностях гнейсов "очки" представлены порфиробластами альбита размером 4–5 мм, реже до 10 мм, с включениями кварца, амфибола и акцессорных минералов.

Гранат-альбитовые амфиболиты на 60–70% сложены роговой обманкой.

В северо-восточной части метаморфического пояса в верховьях р.Ниж.Деляя и левобережья р.Балбанью метаморфизм сопровождается щелочным метасоматозом, в результате которого по вулканогенным породам основного состава развиваются глаукофаниты и глаукофансодержащие сланцы.

С подстилающими саранхапнерскими отложениями хомасьинская свита связана постепенными литологическими переходами. Нижняя граница ее проводится по смене песчаников мощными филлитовидных сланцев.

На северо-западе хомасьинская свита постепенно вверх по разрезу переходит в карбонатно-терригенные отложения щугорской свиты и верхняя ее граница проводится по первой выдержанной пачке мраморизованных известняков. На северо-востоке отложения хомасьинской свиты согласно перекрываются породами польинской свиты. Верхняя граница свиты здесь проводится по появлению в разрезе графитоидных сланцев и кварцитов польинской свиты. Мощность отложений хомасьинской свиты в пределах района составляет 1600 м.

Нижне-среднеордовикский возраст хомасьинской свиты, отложения которой ранее К.А.Львовым (1937 г., 1959 г.) включались в

состав маньинской свиты среднего кембрия, определяется ее стратиграфическим положением. Хомасьинская свита залегает совершенно согласно на нижнеордовикских отложениях грубинской свиты, фаунистически охарактеризованных А.Д.Миклухо-Маклаем (1963ф) на прилегающей с севера территории, и также согласно перекрывается фаунистически охарактеризованными осадками среднего — верхнего ордовика щугорской свиты.

По стратиграфическому положению хомасьинская свита сопоставляется с хидейской свитой.

Щугорская свита (O_2-3 *ssg*). Отложения свиты обнажаются на северо-западе района по р.Кожим и нижним отрезкам течения его правых притоков. В сложении свиты принимают участие ленточно-слоистые мраморы, мраморизованные известняки, филлитовидные и углистые сланцы и песчаники.

Для свиты характерно преобладание карбонатных пород в верхней части ее разреза, а также постепенное замещение карбонатных пород с запада на восток песчано-сланцевыми отложениями. В направлении с севера на юг состав свиты более устойчив, но тем не менее также наблюдается постепенное увеличение примеси терригенного материала.

Мраморизованные известняки имеют окраску от светло-серой, почти белой, до темно-серой иногда ржаво-бурой. Для них характерна ленточная полосчатость, обусловленная чередованием тонких прослоев чистых известняков и полос, загрязненных серицитом и хлоритом. Мраморизованные известняки обладают гранобластовой структурой и слабо сланцеватой текстурой. Они состоят из мелких (0,4–1,0 мм) вытянутых гранобластовых зерен кальцита, иногда встречаются изометричные зерна кварца, величиной в среднем 0,04–0,2 мм. Содержание кластических зерен кварца в песчаных известняках увеличивается до 40–50%. В мраморизованных известняках встречаются в переменных количествах серицит, бледно-зеленый хлорит. Среди мраморизованных известняков и сланцев отмечаются прослои криноидных известняков (реки Яротаю, Сэлэмью, Бол.Бадьяю).

Углистые сланцы — это темно-серые до черных, филлитоподобные, тонкозернистые породы. Под микроскопом сланцы обнаруживают бластоалевропелитовую структуру и слоисто-сланцевую текстуру. Они состоят из тонких полос или неопределенной формы скоплений пылевидного углистого вещества и полос, сложенных тонкоочушчатым серицитом, алевритовыми зернами кварца и кремнисто-глинистым веществом. Местами отмечается незначительное количество глинистого вещества, окрашенного в бурые тона окислами железа.

Органические остатки в мраморизованных известняках шугорской свиты были встречены во многих точках описываемого района. В большинстве случаев это членики криноидей, реже остатки мшанок, брахиопод и других форм, неопределимых из-за плохой сохранности, что связано с более интенсивным метаморфизмом пород шугорской свиты в данном районе. На прилегающей непосредственно с северо-запада территории, из отложений шугорской свиты определена разнообразная фауна среднего – верхнего ордовика (Миклухо-Маклай, 1962, 1963ф): *Resectaculites* sp., кораллы из семейства *Billingsaridae*, мшанки *Eurydictya* aff. *moyerensis* Nekh., брахиоподы *Vellamo* cf. *verneuili* (Eichw.), *Valcourea* sp.; трилобиты *Chasmops* cf. *eichwaldi* Schmidt; морские лилии *Trigonocylus vaselemaensis* Yelt. и др., а также фауна *Strophomena deltoidea* Contr. и *Dalmanella meski* Miller из верхов свиты.

Мощность шугорской свиты в пределах рассматриваемой территории составляет около 400 м.

Польинская свита ($O_2-3\text{pl}$). Отложения польинской свиты развиты в восточной части района. Наиболее полный разрез свиты наблюдается на северо-востоке по руч. Парус-Шор и Ниж. Деляю, где ее выходы достигают 4 км ширины. Южнее отложения польинской свиты с перерывами прослеживаются узкими полосами, зажатых между Олыся-Мусюрским ультраосновным массивом на востоке и глубоко метаморфизованными отложениями хомасьинской свиты на западе, с которыми польинская свита соприкасается по линии крупного тектонического нарушения.

Для польинской свиты характерно развитие в ее составе графитоидных сланцев и слюисто-графитоидных кварцитов, перемежающихся с филлитовидными сланцами и редкими залежами зеленых вулканогенных сланцев. В районе р. Ниж. Деляя наблюдается нарастание степени регионального метаморфизма отложений польинской свиты в направлении с севера на юг и на восток.

Тонкозернистые графитоидные сланцы имеют темно-серый до черного цвет и серицит (мусковит)-альбит-кварцевый состав, нередко в значительных количествах присутствует хлорит. Графитистое вещество в количестве до 20-30% образует маломощные прослойки или в распыленном виде присутствует во всех минералах. Второстепенные и акцессорные минералы представлены редкими мелкими зернами кальцита, лейкоксена, округлыми зернами бесцветного апатита и слабоокатанными трещиноватыми призмочками циркона. В ряде случаев в сланцах появляются трещиноватые кристаллы граната. Структура сланцев лепидогранобластовая. Некоторые разновидности сланцев содержат пелитоморфное кремнистое вещество.

Слюисто-графитоидные кварциты отличаются от сланцев более крупной зернистостью. Состав их тот же, но вместо серицита развит крупночешуйчатый мусковит. Встречающиеся в польинской свите зеленые вулканогенные сланцы вполне сходны с таковыми хомасьинской и копельской свит. Кроме того, в районе р. Ниж. Деляя и руч. Парус-Шор встречаются эпидот-глаукофановые, эпидот-альбит-глаукофановые сланцы и глаукофаниты. Это синевато-серые, часто полосчатые, тонкозернистые породы, нередко с порфиробластами граната в количестве до 10-15%. Глаукофановые сланцы развиваются по зеленым сланцам в результате метасоматического замещения актинолита и роговой обманки глаукофаном. В более южных разрезах (по рекам Максимка-Шор, Бол. Хосая, Олысяэль) отложения польинской свиты метаморфизованы меньше, чем в районе р. Ниж. Деляя. Среди графитоидных кварцитов польинской свиты южнее р. Ниж. Деляя в 1956 г. Ю. Е. Молдаванцев встретил органические остатки, относящиеся к семейству *Orthoceratidae* (Волков, 1963ф), а по рекам Манья и Поляя были обнаружены членики криноидей (Львов, 1959). По своему стратиграфическому положению польинская свита параллелизуется с вышеописанной шугорской свитой.

Нижняя граница польинской свиты проводится по подошве графитоидных сланцев и кварцитов, верхняя граница не наблюдалась. Мощность свиты по графическим построениям определяется в 600-700 м.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Нерасчлененные отложения (S)

К нерасчлененным силурийским образованиям относится толща мраморизованных известняков, углито-кремнистых и известковистых сланцев, песчаников и кварцитов. Кварцито-песчаники и сланцы развиты в нижней части толщи, а мраморизованные известняки приурочены к ее верхам.

Кварцито-песчаники широко распространены на водоразделе рек Сзлэмью и Бол. Бадьяю в 2 км от р. Кожим и по р. Бол. Бадьяю. Они представляют собой лиловато-серые или пепельно-серые, мелкозернистые, средне-, толстослоистые, иногда слабо слюистые породы. На отдельных участках песчаники косослоистые. Под микроскопом породы характеризуются blastozalevroprosammitovoy структурой. Песчаники состоят в основном из мелких зерен кварца. Относительно крупные (0,2-0,6 мм) зерна кварца слабо окатаны. Цемен-

том служит кремнисто-серицитовое вещество. Акцессории представлены мелкими округлыми зернышками циркона, апатита, лейкоксена и эпидота. Песчаники часто пронизаны в разных направлениях густой сетью тонких кварцевых прожилков. Кварцито-песчаники иногда содержат прослои известковистых песчаников мощностью 0,7-1 м и листоватых углисто-глинистых сланцев. Углисто-кремнистые сланцы представляют собой тонкозернистые, черные или темно-серые с зеленоватым или буроватым оттенком породы, часто интенсивно перемятые вплоть до пльчатости. Под микроскопом породы имеют бланкостопелитовую структуру и сланцевато-слоистую текстуру. Углисто-кремнистые сланцы состоят из тончайших прослоев пылевидного углистого вещества, прослоев пелитоморфного кремнистого (кварцевого) материала и тонкочешуйчатого серицита. Среди углисто-кремнистых сланцев встречаются прослои и пачки филлитовидных и известковистых сланцев, редкие линзовидные прослои пелитчатых известняков.

Мраморизованные известняки наибольшего развития достигают по р. Мал. Бадью, где они, по-видимому, замещают значительную часть терригенных отложений, развитых в более южных разрезах (реки Селэмь, Юртаю). Мраморизованные известняки — это плотные, мелкозернистые породы серого, реже синевато-серого цвета обычно толсто- и среднелитчатые, нередко с тонкими невыдержанными прослойками серицит-кремнистого или глинистого состава, обуславливающими при выветривании рельефный пелитчатый рисунок поверхности известняков. Широко распространены также органогенные и криноидные известняки. Под микроскопом породы обладают гранобластовой структурой. Известняки состоят преимущественно из мелких (0,04-0,2 мм, реже до 2 мм) гранобластовых зерен кальцита, между которыми иногда наблюдаются мелкие чешуйки серицита, зернышки кварца и лимонита.

Нерасчлененные силурийские отложения согласно залегают на мраморизованных известняках шугорской свиты. Нижняя граница их проводится по подошве мощной пачки черных, кремнисто-глинистых сланцев, сменяющихся выше пелельно-серыми кварцито-песчаниками. Верхний предел силурийских отложений ограничивается известняками эйфельского яруса, обнажающихся на р. Ярташор. Непосредственно к северу среднедевонские образования (Милдухо-Маклай, 1933ф) повсюду с перерывом залегают на верхнесилурийских отложениях.

Таким образом, возраст описанных отложений, стратиграфически заключенных между шугорской свитой и эйфельским ярусом, определяется как силурийский. Мощность нерасчлененных силурийских отложений составляет по графическим построениям около 600 м.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

В пределах описываемой территории отложения девонской системы имеют незначительное распространение и представлены всеми тремя отделами. Наиболее полный разрез девонских отложений наблюдается в низовьях рек Хальмерью, Эрпшор и Кырныжьель. Менее представительные выходы пород этой системы имеются по р. Ярташор — правом притоке р. Кожим. От ордовикских метаморфизованных образований отложения девонской системы отделены крупным разломом.

Н и ж н и й о т д е л (D₁)

Нижний отдел девона представлен светло-серыми, мраморизованными известняками мощностью в несколько десятков метров. Они обнажаются по р. Хальмерью в 1,5 км выше устья руч. Кырныжьель. Известняки содержат скудную фауну брахиопод *Karpinskia conjugula* Tschern., *Atrypa cf. intermediafera* Khod., *Carinata arimaspus* Richw. (Волков, 1963ф). Контакт их с более древними подстилающими породами не наблюдается. Нижнедевонские известняки со следами размыва покрываются толщей светлых конгломератовидных криноидных известняков с *Gypidula ivdelensis* Khod. и другой характерной для эйфельского яруса фауны. Нижнедевонский возраст известняков, как считает С.Н. Волков (1963ф), устанавливается прежде всего по их положению в разрезе, так как содержащаяся в них фауна недостаточно представительна для точной датировки данных отложений. Общая мощность осадков не более 100 м.

С р е д н и й о т д е л

Эйфельский ярус (D_{2e})

Эйфельские отложения наиболее полно обнажаются на правом берегу р. Хальмерью в 1,5 км выше устья руч. Кырныжьель, где они образуют скалистые утесы высотой до 15-20 м, отвесно обрывающиеся к реке. Представлены они серыми, реже розоватыми, тонкозернистыми, слабо перекристаллизованными, рифовыми известняками. Известняки сложены мельчайшими неопределенной формы зернами кальцита, сливающимися в сплошную массу. В этой массе встречаются зерна кальцита, образующие иногда согласные или секущие

микропрожилки. В породе встречаются редкие изометричные кристаллы эпидота, кварца, альбита и мелкие, полностью окисленные зерна рудного минерала. На поверхности выветривания известняков хорошо заметна их органогенная структура. Из данных известняков определена следующая фауна Эйфельского яруса: *Spongophyllidae* gen. et sp. ind., *Grypophyllum* sp. ind. (cf. *striata* Soshk.), *Geronostoma* ex gr. *concentrica* Yav., *Parallelopora* ex gr. *hüpschii* Barg., *Cladopora* sp. ind., *Pachycanalicula* sp. ind., *Fasciphyllum* cf. *halliaforme* Soshk. (определения М.Г.Брейвель, М.В.Шурыгиной, Ф.Е.Янет). С.Н.Волков (1963ф) для этих же отложений приводит следующий список фауны: *Stropheodonta* cf. *interstitialis* Phill., *Camarotoechia nympha* Barr., *Hypothyridina coronata* var. *temuplicata* Khod., *Carinata arimaspus* Eichw., *Favosites librovitschi* Porf., *Thamnopora crassa* Schloth., *Alveolites bormicatus* Schloth., *Amphipora vesiculea* Erm., *Fasciphyllum halliaforme* Soshk., F.cf. *orientale* Soshk., *Grypophyllum striatum* Soshk. (определения Б.П.Марковского, Б.С.Соколова, Н.А.Флеровой и Н.Я.Спасского).

На правом склоне долины р.Кырнжель, в 2 км от устья, обнажаются и вскрываются шурфами серые, светло-серые и розоватые, тонкозернистые плотные, местами брекчиевидные известняки. Обломки в брекчиевидных известняках неокатанные и имеют размер до нескольких десятков сантиметров в поперечнике. Представлены обломки серыми, светло-серыми, розоватыми, вишнево-красными известняками, цементированными вишнево-красным или бледно-зеленым, известковистым цементом. Как массивные, так и брекчиевидные известняки содержат фауну: *Thamnopora aliena* Janet, *Fasciphyllum* sp. ind., *Stachyodes* (?) sp., *Cladopora* sp. ind., *Caliaopora* sp. ind. Эти известняки, по-видимому, слагают основание Эйфельского яруса.

По р.Хальмерью в основании Эйфельского яруса (Волков, 1963ф) залегают серые и желто-бурые, брекчиевидного сложения криноидные известняки, ракушечники, переполненные многочисленными обломками битой ракушки и члениками криноидей. Среди обломков раковин определены следующие брахиоподы: *Schizophoria striatula* Schloth., *Atrypa kolymensis* Nal., *Carinata arimaspus* Eichw., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn., *Deltthyris manus* Khod., *Acanthophyllum* sp., *Stenophyllum* sp. и др. Данная фауна позволяет проводить нижнюю границу Эйфельского яруса по основанию этих брекчиевидных известняков.

Граница Эйфельского и живетского ярусов проводится по фауне: *Fasciphyllum* cf. *halliaforme* Soshk., *Parallelopora* ex gr. *hüpschii* (Barg.), *Actinostroma* sp. *Trachypora* (?) sp. indet. (cf. *cyrculipora* Kays.), *Pachycanalicula* sp. ind., характеризующей верхи Эйфельского и низы живетского ярусов. Мощность Эйфельских известняков по р.Хальмерью составляет 150 м.

В правом борту долины р.Яротаю в 1,8 км от устья на нерасчлененных осадках силура с перерывом залегают темные, буровато-серые, в свежем изломе мраморизованные известняки Эйфельского яруса. Это среднеплитчатые, довольно однородные породы, состоящие из перекристаллизованного известковистого материала, иногда с примесью углисто-глинистого вещества. Известняки содержат прослой с обильной фауной брахиопод, мшанок, трилобитов, кораллов и криноидей: *Gypidula ivdelensis* Khod., *Uncinulus subcordiformis* Schnur., *U.parallelepipedus* Bronn., *Atrypa* sp., *Hexacrinus* cf. *biconcavus* Yelt. et J.Breiv., *Cupressocrinites* cf. *ovatus* Schewch., *Anthinocrinus* sp. ind., *Phacops* sp. *Renalcis* sp. ind., а также представители *Crinoidea*, *Echinoidea*, *Bryozoa* и кониоконхи *Styliolina*. (определения М.Г.Брейвель, М.В.Шурыгиной, Ф.Е.Янет, Т.В.Прокиной). Приведенная фауна характеризует Эйфельский ярус среднего девона.

Живетский ярус (D₂gv)

Отложения живетского яруса обнажаются в правом и левом берегах р.Хальмерья непосредственно к западу от известняков Эйфельского яруса, вместе с которыми они образуют литологически единую толщу. Небольшие по площади выходы живетских пород имеются на правом берегу руч.Зрепшор в 1,5 км к запад-юго-западу от горы Берганиз. Отложения живетского яруса представлены светло-серыми, реже темно-серыми, тонкозернистыми, обычно трещиноватыми известняками с трудно уловимыми признаками слоистости. Среди них часто встречаются строматопоровые и амфиопоровые известняки, из которых (Волков, 1963ф) определена следующая фауна: *Stringophyllum convolutum* Amanu., *Grypophyllum isactis* Frech., *Lytophyllum* aff. *tabulatum* Wdkd., *Stringocephalus burttini* Defr., *Spirifer* aff. *aperturatus* Schloth., *Glossia beyrichi* Kays. (определения Б.П.Марковского, Н.А.Флеровой, Н.Я.Спасского, Э.З.Булзванкер).

Кроме того, в живетских известняках по р.Хальмерью опре-

делена фауна: *Cypidula* ex gr. *cassidea* (Phill.), *Atrypa* cf. *vesta* J.Breiv., *Carinata signifera* Schnur., *Thamnopora* cf. *certa* (Tchern.), *Th.* cf. *nicholsoni* (Frech.), *Cladopora* (?) sp. ind., *Grypophyllum* sp. ind. (cf. *gracile* Wdkd.), *Cypidula* sp., *Denckmannella* sp., *Favistella* cf. *rhenana* Frech., *Trachypora* cf. *rhypaetica* Yanet. (определения М.Г.Брейвеля, М.В.Шуригиной, Ф.Е.Янет). Из известняков правобережья руч.Эрпшор определены: *Alveditella graciosa* Yanet, *Crassialveolites* cf. *obtusatus* Lec.

Мощность известняков живетского яруса составляет около 200 м.

Верхний отдел (D₃)

Верхнедевонские отложения наиболее широко распространены в районе низовьев р.Хальмерью, ручьев Эрпшор и Кырнжёлъ. Кроме того, они прослеживаются в виде узкой полосы, зажатой между интрузиями ультраосновных пород и габбро, по долинам рек Нядокота, Бол.Хосая и Ольсийль. Незначительные выходы их имеются у южной границы района к западу от р.Налима. К верхнему девону относится пестрый комплекс вулканогенно-осадочных пород, в сложении которого принимают участие туфы андезит-базальтового состава, туффиты, кремнисто-глинистые сланцы, туфоконгломераты, лавы плагиоклазовых порфиритов, диабазов и альбитофиров. Плохая обнаженность не позволяет установить полный последовательный разрез этих отложений, но в целом намечается двучленное строение верхнего девона: нижняя часть сложена преимущественно вулканогенными породами; в верхней части преобладают кремнисто-глинистые сланцы.

На известняках живетского яруса с перерывом залегают в одних случаях пироксен-плагиоклазовые порфириты, а в других - туфоконгломераты с хорошо окатанными иногда угловатыми гальками и валунами миндалекаменных пироксен-плагиоклазовых порфиритов, известняков, реже диабазов, кремнистых пород и кварцитовидных песчаников.

Цементом туфоконгломератов служит туфовый материал.

В гальках известняков и конгломератов, развитых в I,5 км к западу от г.Берганиз, Т.В.Прониной определена верхнедевонская микрофауна: *Parathuramina* cf. *lipinae* Antr., *Parathuramina* aff. *breviradiosa* Reitl., *Vicinesphaera angulata* Antr., *V.squalida* Antr., *Archaeolagena* sp., *Radiosphaera basilica* Reitl., *Calcisphaera* sp.

По руч.Эрпшор среди туфоконгломератов были встречены (Волков, 1963ф) туфолавы пироксен-плагиоклазовых порфиритов с включением крупных глыб строматопоровых известняков диаметром до I-1,5 м, из которых были определены: *Actinostroma* ex gr. *clathratum* Nich., *Stromatopora* ex gr. *concentrica* Goldf., *Amphipora rudis* Lec., *Stachyodes* ex gr. *verticillata* M'Coу, скорее всего, указывающие на низы верхнего девона.

Туфоконгломераты перекрываются толщей пироксен-плагиоклазовых порфиритов и их туфов, переслаивающихся с подчиненными пачками туффитов и кремнисто-глинистых сланцев.

Пироксен-плагиоклазовые порфириты представляют собой темные, буровато-зеленые, мелкозернистые породы массивного строения. Под микроскопом они обнаруживают порфировую и гломеропорфировую структуру с гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены трещиноватыми таблитчато-призматическими кристаллами альбитизированного плагиоклаза.

Значительно реже встречаются вкрапленники идиоморфных кристаллов пироксена. Последний, как правило, полностью замещен хлоритом. Основная масса породы состоит из зерен альбита и девитрифицированного стекла, "загрязненного" тонкозернистыми агрегатами эпидота, хлорита и рудной пылью. Содержащиеся в порфиритах миндалины выполнены кальцитом, халцедоном, эпидотом. Туфы порфиритов обладают разнозернистой обломочной структурой и по содержанию обломков минералов и пород делятся на литокристаллокластические и кристаллокластические. В обломках доминируют альбитизированные порфириты, раскристаллизованное стекло, остроугольные зерна альбитизированного плагиоклаза, иногда кварца. В породе присутствует хлорит, эпидот, рудные минералы.

Верхняя часть (более мощная) разреза верхнего девона сложена преимущественно разнообразными кремнисто-глинистыми сланцами, туффитами с подчиненными залежами альбитофиров и прослоями туфов.

Кремнисто-глинистые сланцы зеленовато-серые, темно-серые, иногда почти черные, тонкозернистые или криптокристаллические, тонкоплитчатые. Сланцы переслаиваются с тонкополосчатыми яшмовидными туффитами и туфо-кремнистыми сланцами, окрашенными в темно-зеленые или светло-серые, почти белые тона. Кремнисто-глинистые сланцы характеризуются пелитовой и blastopelитовой структурой и сланцеватослоистой текстурой. Они состоят из слабополяризующего полупрозрачного кремнисто-глинистого вещества буроватого цвета и незначительного количества новообразований тон-

козернистого кварца и, возможно, альбита. В сланцах рек Нядокота и Бол.Хосая наблюдаются новообразования кристаллов роговой обманки, граната и биотита, что, вероятно, объясняется воздействием габбро-перидотитовых интрузий, близко подходящих к сланцам, но не вскрытых еще эрозией.

Встречающиеся в составе верхнего девона альбитофиры имеют светло-серую окраску. Под микроскопом они обнаруживают фельзитовую и микрозернистую структуру и массивную текстуру. Альбитофиры состоят из мельчайших зерен кислого полевого шпата и слабо раскристаллизованного стекла с немногочисленными мелкими выделениями бледно-зеленого хлорита.

Мощность отложений верхнего девона составляет около 800 м. Верхнедевонскими образованиями завершается вскрытый разрез палеозоя описываемой территории.

М Е З О З О Й ЮРСКАЯ СИСТЕМА

В пределах описываемой площади юрские отложения на дневной поверхности не зафиксированы, но их развитие предполагается в низменной юго-восточной части под четвертичными образованиями, так как их выходы известны на прилегающей с юга и востока территории. Низменная часть рассматриваемого района имеет сходное строение с соответствующей частью территории листа Q-4I-XXXI (Мезенцев, 1964ф), где буровыми скважинами вскрыт разрез мезозойских отложений. На основании данных бурения и того, что сейчас осознанием (Альтер, 1962ф) на крайнем юго-востоке территории установлено погружение складчатого палеозойского фундамента на глубину 580-640 м, здесь предполагается следующий разрез юрских отложений.

С р е д н и й о т д е л

Среднеюрские континентальные отложения залегают на размытой поверхности палеозойского фундамента. Они представлены переслаиванием гравелистых песков, светло-серых песков, алевроитов с прослоями серых и бурых глин и галечников. В верхней части разреза присутствуют тонкие пропластки и линзы бурых углей, в глинах появляются углефицированные растительные остатки. Отложения охарактеризованы скудным спорово-пыльцевым комплексом. Мощность среднеюрских отложений до 150 м.

Батский ярус среднего отдела и келловейский ярус верхнего отдела объединенные

К описываемым отложениям относятся зеленовато-серые, часто косослоистые, слюдястые песчаники и алевроиты, переслаивающиеся с пачками буроватых глин. В верхней части разреза присутствуют угленосные отложения мощностью до 6 м, содержащие тонкие прослои и маломощные пласты (до 0,5 м) бурых углей. Отложения содержат бат-келловейский комплекс спор и пыльцы; в верхних горизонтах отмечаются обломки раковин пелеципод и гастропод. Максимальная мощность достигает 70 м.

В е р х н и й о т д е л Оксфордский ярус

Нижний отдел оксфордского яруса сложен континентальными угленосными отложениями и верхний - морскими осадками, представленными темно-серыми и зеленовато-серыми слюдястыми глинами с тонкими (0,1-0,5 м) прослоями алевролитов и конкрециями сидеритов. Породы часто содержат глауконит. Отложения оксфордского яруса несогласно залегают на породах бат-келловейского возраста и согласно перекрываются кимериджскими осадками. Мощность отложений оксфордского яруса до 140 м.

Кимериджский ярус

Разрез кимериджа представлен темными, зеленовато-серыми, алевроитистыми глинами, редко известковистыми, содержащими глауконит. В глинах встречается фауна аммонитов и пелеципод, углефицированные остатки растительности, следы жизнедеятельности илоедов. Мощность кимериджских отложений до 55 м.

Волжский ярус

Кимериджские отложения без следов перерыва постепенно переходят в осадки волжского яруса. Они сложены песками, алевролитами и глинами. В основании разреза встречаются гравелиты. Прослоями содержатся карбонатные породы, ракушники, железистые оолитовые песчаники и глауконитовые песчаники с мелкими фосфоритовыми

стяжениями и фосфатным цементом. В песчаниках и алевролитах содержится многочисленная фауна пелеципод, аммонитов, белемнитов.

Непосредственно к югу от описываемой территории по р.Хальмерью С.Н.Волковым (1939ф) были описаны коренные выходы волжского яруса, представленные темно-серыми слюдистыми глинами, переслаивающимися с маломощными прослоями мергелей и песчаников, с единичными отпечатками растений, обильной фауной плохо сохранившихся пелеципод и редкими неопределимыми остатками аммонитов. Мощность отложений волжского яруса до 85 м.

На крайнем юго-востоке территории, где отмечается наибольшее погружение фундамента, возможно появление в разрезе и меловых отложений. Общая мощность юрских отложений 500 м.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения наиболее широко и полно развиты в юго-восточной низменной части описываемого района. Здесь, по данным картировочного бурения, проведенного на смежной территории листа Q-4I-XXXI, они подразделяются на среднечетвертичные, верхнечетвертичные - современные и современные отложения. Остальная площадь покрыта неравномерным маломощным чехлом современных продуктов выветривания палеозойских магматических и вулканогенно-осадочных пород, и только на отдельных участках долин наиболее крупных рек накапливаются аллювиальные отложения довольно значительной мощности.

Среднечетвертичные отложения

Отложения этого времени вскрыты буровыми скважинами к юго-западу от описываемой площади в сходных геологических условиях, откуда покров их распространяется на рассматриваемую территорию. Залегает она на размытой поверхности складчатого палеозоя или на толще юрских осадков на глубине от 10 до 85 м (Мезенцев, 1963ф). К ним относятся ледниковые, ледниково-морские и озerno-аллювиальные образования, представленные мореноподобными суглинками и супесями с примесью гравийно-галечникового материала и прослоями песков и глин, охарактеризованных переложенной меловой и третичной микрофауной. На мореноподобных отложениях местами с размытом залегает горизонтально-слоистые ленточные глины, алевроиты и пески с редкой галькой и гравием. Мощность среднечетвертичных отложений 60 м.

Верхнечетвертичные отложения (Q_{III})

Верхнечетвертичные отложения на юго-востоке территории являются наиболее распространенными. К ним относятся ледниковые и водно-ледниковые образования покровного зырянского оледенения.

Ледниковые отложения представлены буровато-серыми и ржавобурными, валунными суглинками, содержащими до 40-45% гравия, гальки и валунов разнообразных уральских пород. Окатанность обломочного материала плохая. Слоистость в валунных суглинках отсутствует, но часто наблюдаются тонкие линзовидные пропластки и гнезда, заполненные алевроитом или песком.

Ледниковые отложения слагают моренные гряды и холмы, вытянутые с северо-востока на юго-запад.

Водно-ледниковые отложения сложены светлыми, разноразмерными, реже сортированными песками с гравийно-галечными прослоями мощностью до I-I,5 м. Иногда среди песков наблюдаются линзовидные прослои ленточных глин.

В горной части района по некоторым троговым долинам и особенно в долине р.Кожим отмечаются моренные отложения сартанского горно-долинного оледенения, сложенные бурными суглинками со значительным содержанием крупнообломочного материала из местных пород.

Общая мощность верхнечетвертичных отложений составляет 20-30 м, редко больше.

Верхнечетвертичные - современные отложения (Q_{III-IV})

Верхнечетвертичные - современные отложения представлены аллювиальными образованиями надпойменных и пойменных террас. Они залегают либо на ледниковых и водно-ледниковых образованиях зырянского (в горной части - сартанского) оледенений, либо на коренных палеозойских породах. В низменной части района аллювиальные отложения представлены преимущественно среднеразнозернистыми слабо слюдистыми песками, часто косослоистыми, переслаивающимися с подчиненными прослоями суглинков и супесей. Маломощными пропластками и линзами встречаются гравийно-галечниковые отложения. Вверх отмечаются линзы погребенного торфа. В горной части в составе аллювия преобладают валуно-галечниковые отложения с примесью глинистых разноразнозернистых песков. Тонкозернистые осадки,

как правило, имеют резко подчиненное развитие.

В долине р.Хальмерью ниже устья р.Бол.Тынаготы мощность рыхлых отложений, по данным сейсмопрофилирования, достигает 40-80 м. Здесь, по-видимому, в их формировании принимали участие не только аллювиальные, но и ледниковые и водно-ледниковые отложения сартанского оледенения.

С о в р е м е н н ы е о т л о ж е н и я (Q_{IV})

К современным отложениям относятся озерно-болотные и элювиально-делювиальные образования. Озерно-болотные отложения распространены преимущественно на водораздельных пространствах низменности на субстрате ледниковых, водно-ледниковых и аллювиальных образований. Они представлены жва-бурыми илами, суглинками с тонкими прослойками алевролитов. Большим распространением пользуется торф, достигающий на отдельных участках видимой мощности 7-8 м.

Элювиально-делювиальные образования в виде угловатых глыб и щебня в смеси с мелкоземом покрывают уплощенные вершины гор, водоразделы и склоны.

На низменности элювиально-делювиальные отложения представлены светло-бурыми покровными суглинками мощностью 0,3-0,5 м.

Мощность элювиально-делювиальных образований не превышает 3-4 м.

ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Интрузивные породы на территории листа по времени своего образования подразделяются на ордовикские и раннекаменноугольные.

О р д о в и к с к и е и н т р у з и и

На геологической карте выделены следующие интрузивные породы этого возраста: перидотиты, серпентиниты, метагаббро и габбро-амфиболиты, габбро-диабазы и диабазы, кварцевые диориты и мусковитовые граниты, фельзитовые порфиры и фельзиты.

Перидотиты (σO) - преимущественно гарцбургиты, встречаются на водоразделе рек Бол. и Мал.Тыкотлова, где они залегают в виде небольших межпластовых залежей среди отложений

копсельской свиты. Наиболее крупное их тело имеет до 3 км в длину и около 500 м в ширину. Перидотиты представляют собой темно-зеленые до черных мелкозернистые породы с бурой поверхностью выветривания. При микроскопическом исследовании они характеризуются панидиоморфнозернистой и участками пойкилитовой структурой. В породе преобладают мелкие (0,2-0,6 мм, реже 1,5 мм) округлые зерна оливина, замещающегося порою начело листочками антигорита и в меньшей степени волокнами хризотила. Ромбический пироксен (до 30%) наблюдается в бесцветных призматических кристаллах, порою серпентинизированных. Крупные кристаллы пироксена иногда включают пойкилитовые зерна оливина. В породе изредка встречается моноклинный пироксен; вторичные минералы представлены актинолитом, тремолитом, хлоритом, бруситом, иддингситом, карбонатом. Из рудных минералов встречается хромит.

Серпентиниты нерасчлененные (ϕO) в виде нескольких небольших тел фиксируются в северной части района среди вулканитов копсельской свиты. Внешне это темно-зеленые афанитовые породы, массивные, реже рассланцованные. Под микроскопом серпентиниты обнаруживают петельчатую или решетчатую структуру. Сложены они антигоритом, хризолитом и баститом. В небольшом количестве присутствуют хлорит, брусит, тремолит, карбонат, магнетит, хромит. Иногда наблюдаются реликты оливина, ромбического и моноклиального пироксена. В ряде случаев серпентин сохраняет габитус замещенных минералов, форма которых свидетельствует о преобладании в первичной породе оливина.

Перидотиты и серпентиниты вместе с габбро и габбро-диабазами слагают иногда (верховье р.Сэлэмшор, водораздел рек Сэлэмшор - Бол.Бадья и Бол.Бадья - Мал.Тыкотлова) единые небольшие массивы, причем в контакте перидотитов и габбро наблюдаются постепенные переходы через плагиоклазовые перидотиты.

Метагаббро и габбро-амфиболиты ($\chi \alpha O$) слагают ряд линзовидных тел и небольших массивов, обычно согласных с вмещающими их породами. Наиболее крупными из них являются габбровые массивы на водоразделе рек Бол. и Мал.Тынаготы, горе Яллингнер и на левобережье верховьев руч.Парус-Шор. Габбро залегают в виде пластовых залежей или штокообразных тел. Приконтактные изменения вмещающих пород выражаются в образовании адиоловых оторочек, в значительной мере затухающих последующим региональным метаморфизмом.

Метагаббро и более измененные их разновидности - габбро-амфиболиты - представляют собой массивные или слабо рассланцованные

среднезернистые породы серо-зеленого цвета. Минеральный состав их весьма изменчив, вследствие различных количественных соотношений первичных и вторичных минералов. На долю темноцветных минералов приходится до 70% породы. Причем для габбро-амфиболитов это преимущественно развивающийся по пироксену волокнистый уралит с редкими мелкими реликтовыми зернами пироксена, а для наименее измененных разновидностей метагаббро — моноклиновый пироксен (авгит), замещение которого уралитом охватывает лишь периферические части кристаллов. Плаггиоклаз (20-30%) в метагаббро почти нацело соссуритизирован. В габбро-амфиболитах вместо плаггиоклаза развиты агрегаты зерен альбита, эпидота, хлорита. Иногда к темноцветным минералам присоединяются немногочисленные сноповидные сростки темно-бурого игольчатого стильдомедана. Акцессорные минералы представлены лейкоксенизированным титаномagnetитом, пиритом.

Структура породы габбровая, иногда пойкилоофитовая, при которой крупные кристаллы моноклинового пироксена включают шестоватые таблички плаггиоклазов. В рассланцованных габбро-амфиболитах преобладает порфирообластная структура с фидролепидогранообластовой или нематогранообластовой основной тканью.

Габбро-диабазы, аподиабазовые амфиболиты (γ рО) образуют многочисленные пластовые интрузии, согласно залегающие с вмещающими их протерозойско-кембрийскими и ордовикскими отложениями, и пространственно связаны с габбро. Аподиабазовые амфиболиты залегают среди интенсивно метаморфизованных отложений хомасьинской свиты в юго-восточной части площади листа.

В плане интрузии имеют форму вытянутых линзообразных залежей, достигающих в длину 4-5 км при мощности 0,2-1 км.

Габбро-диабазы, как правило, слагают центральные участки пластовых интрузий. Структура пород реликтовая габбровая, габбро-офитовая, диабазовая, пойкилоофитовая, облатоофитовая. Нередко породы несут следы катаклаза. Главнейшими породообразующими минералами являются: плаггиоклаз (до 30%), реликты моноклинового пироксена (авгит, до 20%); вторичные — амфибол 20-35%, хлорит 5-10%, эпидот до 10%, биотит, серицит, пумпеллит, кварц. Рудный минерал представлен ильменитом. Из акцессорных присутствуют сфен и апатит. Ближе к контактам развиты более мелкозернистые породы, в основном диабазы. У контактов с вмещающими породами последние становятся рассланцованными и подвергнуты значительным зеленокаменным изменениям. Вмещающие породы у контактов с габбро-диабазами ороговикованы.

Аподиабазовые амфиболиты характеризуются массивным или слабо выраженным сланцеватым строением, темно-зеленой, почти черной окраской и очковой текстурой. Для амфиболитов характерны порфирообластовая, нематогранообластовая и пойкилообластовая структуры. Главные минералы: роговая обманка (50-70%), альбит (10-15%), гранат (5-10%), эпидот (3-10%). Второстепенные и акцессорные: мусковит (1-5%), хлорит (2-5%), лейкоксен, сфен, рутил, апатит, магнетит, пирит (до 4-6%).

В зависимости от количественного соотношения минералов устанавливаются альбитовые, гранатовые, эпидот-цоизитовые и слюдяные амфиболиты. Зеленая роговая обманка в некоторых амфиболитах (к северу от р.Бадбанья) замещается глаукофаном.

Д а й к и и ж и л ы д и а б а з о в (β О) фиксируются в виде небольших тел мощностью до 10-20 м и протяженностью до 2 км, прорывающих отложения хомасьинской и грубеинской свит. В контакте их с вмещающими породами наблюдается незначительное ороговикование вмещающих пород и развитие маломощных оторочек эпидот-хлоритового и хлоритового состава. Первичная структура диабазов — офитовая и микродиабазовая сохраняется лишь в виде реликтов. По петрографическому составу и зеленокаменным изменениям они очень похожи на габбро-диабазы и диабазы, которыми сложены вышеописанные мелкие интрузии.

К в а р ц е в ы е д и о р и т ы (δ О) развиты в южном окончании Тьнаготского интрузивного массива, где они образуют небольшие штокообразные тела. Кроме того, на описываемой территории в верховьях р.Мал.Бадьяю наблюдается южное окончание крупного массива кварцевых диоритов, расположенного севернее на смежной площади.

Макроскопически кварцевые диориты серые и зеленовато-серые, массивные, среднезернистые породы, нередко катаклазированные. Главными породообразующими минералами являются альбитизированный плаггиоклаз (50-70%), представленный олигоклаз-андезином, уралитизированная обыкновенная роговая обманка (15-30%) и кварц (5-15%). Второстепенные минералы — биотит, хлорит, кальцит, эпидот и лейкоксен составляют 3-7% породы.

Плаггиоклаз зонального строения, как правило, серицитизирован и соссуритизирован. Зерна кварца ксеноморфны. Структура кварцевых диоритов катакластическая с реликтами гилидоморфнозернистой.

Г р а н и т ы м у с к о в и т о в ы е (γ "О). Все интрузии гранитов приурочены к узкой тектонически ослабленной зоне в западной части территории, прослеживающейся от р.Халь-

мерью на юге до р. Мал. Бадья на севере и далее уходящей за пределы описываемого района. Наиболее крупный гранитный массив прослеживается вдоль долины р. Бол. Тынагота. Граниты образуют согласную пластовую залежь серповидной формы длиной 32 км и шириной от 1 до 2 км. Граниты прорывают отложения нижнего и среднего ордовика.

Макроскопически граниты представляют собой розоватые или зеленовато-серые, среднезернистые породы, массивные в центральных частях интрузий и переходящие в краях в сильно измененные до гранито-гнейсов разности. Граниты в той или иной степени катаклазированы. Под микроскопом наблюдается обычно их катакlastическая или порфиро-кlastическая структура с реликтами гранитовой. Для описываемых гранитов характерна бедность темноцветными минералами. В составе их устанавливается калиевый полевой шпат (25-30%), плагиоклаз (15-30%) и кварц (35-50%). Мелкочешуйчатый зеленоватый мусковит составляет около 3-5% породы, иногда в небольших количествах присутствует биотит, еще реже отмечается эпидиот. Из вторичных и акцессорных минералов встречаются серицит, эпидиот, лейкоксен, лимонит, апатит, циркон, ортит, турмалин.

Калиевый полевой шпат представлен большей частью решетчатым микроклином с пертитовыми вростками альбита. Микроклин в значительной степени пелитизирован. Плагиоклаз-альбит-олигоклаз образует таблитчатые зерна.

В северной части Тынаготского массива отмечаются аляскитовые разности гранитов белого цвета или с желтоватым оттенком. Они характеризуются почти полным отсутствием фемических и акцессорных минералов.

Контактовое воздействие гранитов на вмещающие породы проявляется в ороговикании и образовании мигматитов. Ширина зоны мигматизации в некоторых местах достигает более 500 м (верховья рек Мал. и Бол. Бадья).

Фельзитовые порфиры, фельзиты (гп 0) образуют небольшие пластообразные залежи среди отложений нижнего и среднего ордовика в северо-западной и западной частях района. Внешне это светло-серые, редко темно-серые породы массивной, реже полосчатой текстуры. Под микроскопом в породе устанавливается грубофельзитовая структура, иногда в сочетании с микропорфировой. Фельзитовые порфиры и фельзиты состоят из мельчайших (0,01-0,05 мм и меньше 0,01 мм) изометричных зерен кварца и полевого шпата, преимущественно альбита. Среди основной массы часто присутствуют серицит, в небольшом количестве хлорит, эпидиот, апатит, лейкоксен, пирит. Фенокристаллы представлены мел-

кими (0,1-0,4 мм, реже 1,0-1,5 мм) табличками микроклина, полисинтетически сдвойникованным слабо пелитизированным альбитом и округлыми зернами кварца.

Внедрение перидотитов, габбро и габбро-диабазов, по-видимому, было растянуто во времени и происходило в течение всего ордовика, так как они прорывают отложения до верхнего ордовика включительно, а комагматичные габбро и габбро-диабазам эффузивы основного состава присутствуют по всему разрезу ордовика восточной фациальной зоны. Одновременно с ними или несколько позднее произошло внедрение диоритов, поскольку они в верховьях р. Ош-кашор встречаются в ассоциации с габбро-диабазами, но занимают по отношению к ним секущее положение. Интрузиями гранитов и габбро-диабазов завершается на описываемой площади ордовикский магматический цикл. На правом берегу р. Бол. Тынаготы среди габбро отмечаются жилы гранитоидов, с востока массив габбро прорван интрузией мусковитовых гранитов. Непосредственно севернее описываемого района, как отмечает А.Д. Миклухо-Маклай (1963ф), кварцевые диориты и диориты отчетливо прорываются гранитами. Верхняя возрастная граница рассмотренных интрузивных пород остается неустановленной.

Раннекаменноугольные интрузии

Раннекаменноугольные интрузии в пределах описываемой территории образуют три морфологически разобщенных массива на юго-востоке и ряд мелких тел на северо-востоке. Наиболее крупный Олыса-Мусирский габбро-перидотитовый массив непрерывно прослеживается на расстоянии 45 км от р. Хальмерья на юге до р. Нерка на севере. Он имеет выдержанное северо-восточное простирание и в общем пластообразную форму. Менее крупный Синотвожский габбро-перидотитовый массив обнажается у южной границы района по рекам Налимаю, Синотвож, Эралшор, отделен от первого полем девонских вулканогенно-осадочных образований. Третий габбровый массив расположен на правом берегу р. Мал. Хосая, где он слагает высоту 171 м. Поверхности контактов перечисленных массивов, как правило, имеют юго-восточное падение под углом от 30 до 60-70°. На западе габбро-перидотиты граничат либо с отложениями полыинской свиты, либо по линии тектонического контакта соприкасаются с гнейсовым поясом хомасьинской свиты, на востоке раннекаменноугольные интрузии по-

гружаются под мезо-кайнозойские образования. В строении названных массивов принимают участие дуниты, перидотиты, пироксениты, серпентиниты и габбро.

Дуниты (σC_1) слагают два сравнительно небольших интрузивных тела. Наиболее крупное из них — длиной в 12 км и мощностью до 1,2 км — расположено среди перидотитов в южной части массива Олыся-Мусюр. Второе тело дунитов — длиной в 6 км и мощностью от 0,3 до 1,2 км — расположено несколько южнее. Оно залегает также среди перидотитов в северо-восточной оконечности массива Синотвож.

Дуниты представляют собой массивные, среднезернистые, реже крупнозернистые породы, обнаженные поверхности которых покрыты гладкой желтовато-бурой коркой выветривания. В свежем изломе породы обладают темной зеленовато-серой окраской. Основным породообразующим минералом является оливин, и лишь в незначительном количестве (до 2–3%) присутствуют хромит, шпинель и очень редко-ромбический пироксен. Зерна оливина трещиноваты и пронизаны густой сетью хризотилловых прожилков, обуславливающих петельчатую структуру. Кроме хризотила из вторичных минералов отмечаются антигорит, тремолит, реже тальк и брусит.

Перидотиты (σC_1) являются наиболее распространенными из всех ультраосновных пород района. Вместе с дунитами они слагают центральную часть массива Олыся-Мусюр и в виде небольших тел встречаются в периферической части Синотвожского массива. Для перидотитов характерна шероховатая поверхность выветривания красно-бурого цвета. Под микроскопом перидотиты имеют панидиоморфнозернистую структуру, которая в серпентинизированных разностях сочетается с петельчатой. Оливин и ромбический пироксен являются основными породообразующими минералами. Краевые части зерен в значительной степени серпентинизированы, причем оливин подвержен замещению в значительно большей степени, чем пироксен. По пироксену кроме серпентина развивается также волокнистый амфибол актинолит-тремолитового ряда. В качестве вторичных минералов встречаются кальцит, идингсит, хлорит. Всегда присутствует пылевидный рудный минерал.

Пироксениты (ϕC_1) тяготеют к западным краевым частям ультраосновных массивов. Они имеют подчиненное развитие и образуют небольшие линзовидные, пластообразные тела. Пироксениты представлены среднекристаллическими и крупнокристаллическими разновидностями темно-зеленого цвета, массивной текстуры. Главным породообразующим минералом является моноклинный пироксен, чаще всего авгит, образующий агрегаты и зерна размером

от 1,5 до 10 мм. Из вторичных минералов развиваются антигорит, реже хлорит, амфибол и магнетит. В ряде случаев пироксениты серпентинизированы.

Серпентиниты нерасчлененные (ψC_1) являются продуктом серпентинизации дунитов и перидотитов и развиваются преимущественно по периферии ультраосновных массивов. Кроме того, на северо-востоке района по рекам Парус-Шор и Ниж.Деляя располагается группа серпентинитовых массивов, наиболее крупные из которых достигают 2–3 км². Здесь они залегают среди отложений среднего-верхнего ордовика польинской свиты. Внешне серпентиниты — массивные или слабо сланцеватые, скритокристаллические или волокнистые, темно-зеленые или зеленые породы. При микроскопическом исследовании они характеризуются петельчатой, решетчатой или слутановолокнистой структурой. Серпентиниты состоят из тонковолокнистого хризотила и пластинчатого антигорта. В хризотилловых ячейках местами присутствует грязно-зеленоватый изотропный серпофит. Спорадически встречаются кальцит, рудный минерал и брусит.

Габбро (νC_1), подчиненные им габбро-нориты и роговообманковые габбро распространены на востоке Олыся-Мусюрского и в южной части Синотвожского массивов. Судя по данным аэромагнитной съемки, большая часть этих пород скрыта под мезо-кайнозойскими отложениями. Подтверждением этому являются выходы габбро на правобережье р.Мал.Хосая в 4 км к востоку от последних пород Олыся-Мусюрского массива. Макроскопически габбро довольно разнообразны. Цвет их изменяется от светло-серого в лейкократовых до темно-серого с зеленоватым оттенком у меланократовых разностей. Структура пород среднезернистая, реже мелко- и крупнозернистая (пегматоидная). Породы массивные, иногда с полосчатой или пятнистой текстурой. При микроскопическом исследовании они характеризуются гипидиоморфнозернистой или габбровой структурой.

Основные породообразующие минералы представлены плагиоклазом, пироксеном и роговой обманкой. Плагиоклаз № 40 до № 80–90; как правило, полисинтетически сдвоенникован и в той или иной степени сосжиритизирован. Фемические минералы представлены моноклинным пироксеном (авгитом) в нормальном габбро, ромбическим пироксеном (гиперстеном) и клинопироксеном в габбро-норитах и магматической роговой обманкой в роговообманковом габбро. Четких границ эти разновидности не имеют.

Диабазы (βC_1) образуют секущие жилы и небольшие

дайки в вулканогенно-осадочных породах верхнего девона, реже ультрабазитах и габбро. Внешне это темные зеленовато-серые мелкозернистые породы. Под микроскопом обнаруживают долеритовую структуру. Они состоят из лейст полисинтетически сдвоенного плагиоклаза, более мелких кристаллов моноклинового пироксена и вторичной роговой обманки, иногда титаномagnetита (до 5%). Часто встречаются апатит, реже кварц, эпидот-цоизит, кальцит. Плагиоклаз альбитизирован и подвержен серицитизации и соссюритизации. Пироксен и роговая обманка хлоритизированы.

С п е с с а р т и т ы ($X\text{Ca}$) развиты среди массивов габбро и в отложениях верхнего девона в виде секущих и согласных жил и даек небольшой мощности. Это темно-серые, среднезернистые, массивные или полосчатые породы. Под микроскопом они обнаруживают порфировидную, гипидиоморфнозернистую структуру. Спессартиты состоят из соссюритизированного и серицитизированного плагиоклаза и зерен роговой обманки; в незначительных количествах присутствует кварц. Порфиновые кристаллики представлены обыкновенной роговой обманкой и плагиоклазом. Роговая обманка часто замещается светло-зеленым хлоритом и актинолит-тремолитом. Из акцессорных минералов встречаются апатит, магнетит, лейкоксен.

П л а г и о а п л и т ы (10Ca) находятся в пространственной связи с породами группы габбро, в которых образуют секущие жилы мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Внешне это светло-серые, массивные породы. Под микроскопом обнаруживают гранобластовую структуру с реликтами аплитовой. Аплиты состоят главным образом из серицитизированного альбит-олигоклаза, несущего заметные следы катаклаза и кварца. Иногда присутствуют немногочисленные зерна зеленой роговой обманки.

Размещение габбро-перидотитовых интрузий контролируется крупным глубинным разломом северо-восточного простирания, заложённым на границе восточного крыла Центральноуральского антиклинария и Хулганского синклинария. Габбро-перидотитовые интрузии и сопровождающие их жильные породы описываемого района интрузируют верхнедевонские образования и, следовательно, имеют раннекаменноугольный возраст. Интрузии представлены довольно разнообразными, но генетически тесно связанными между собой породами, взаимоотношения которых свидетельствуют о последовательности их образования от ультраосновных пород до габбро включительно.

К в а р ц е в ы е ж и л ы (q)

Жильные образования кварца распространены на территории листа весьма широко. Они приурочены к тектонически напряженным зонам и встречаются во всех метаморфизованных вулканогенно-осадочных отложениях района. По характеру залегания кварцевые жилы подразделяются на секущие и согласные. Секущие жилы выполняют трещины растяжения и скалывания. С ними обычно связаны проявления рудной минерализации и горного хрусталя. Хрусталеносные жилы распространены западнее гранитных интрузий в верховьях р. Мал. Тынагота и к северу от нее. Кварцевые жилы сложены молочно-белым, участками прозрачным кварцем. В жилах встречаются жеоды, выполненные кристаллами кварца и хлоритовым песком. Рудоносные кварцевые жилы развиты южнее, в бассейне р. Хальмеръя и приурочены к сложнопостроенному периклинальному замыканию Хобеизского антиклинария. Рудная минерализация представлена самородным золотом, галенитом, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, борнитом, рутилом, гематитом. Мощность кварцевых жил обычно находится в пределах 1-2 м, редко достигает 5 м. По простиранию жилы прослеживаются на расстоянии до 20-30 м, согласные кварцевые жилы развиты среди сланцевых толщ. Они имеют обычно четковидное строение.

ТЕКТОНИКА

Тектоническое строение описываемого района отличается значительной сложностью. Территория его расположена в пределах двух сложных тектонических регионов: Уральской складчатой области и Западно-Сибирской плиты.

Уральская складчатая область

Уральская складчатая область охватывает основную часть территории района, сложенную интенсивно дислоцированными доордовикскими, ордовикскими и частично среднепалеозойскими образованиями. В пределах ее выделяется ряд крупных тектонических структур.

Наиболее крупной и ясно очерченной единицей каледонского возраста является Народно-Итгинский антиклинарий, расположенный в центральной части района.

С запада Народо-Итъянский антиклинорий граничит с двумя синклиналими структурами: в северо-западной части - с Кожимской синклиналию, которая отделяет его от крупного Ляпинского антиклинория, расположенного за пределами района, и на юго-западе с Тынаготской сложносинклиналией структурой, отделяющей Народо-Итъянский антиклинорий от северного окончания Хобеизского антиклинория. Последний расположен в районе р.Мал.Тынагота и верхнего течения р.Хальмерью.

С востока Народо-Итъянский антиклинорий по глубинному разлому граничит с Хулгинским синклинорием.

Народо-Итъянский антиклинорий. В пределы описываемого района антиклинорий входит своим южным окончанием. В орографическом отношении он включает наиболее высокогорную центральную часть района. Ядро антиклинория слагают верхнепротерозойско-кембрийские отложения копельской свиты и нижнеордовикские образования грубенской свиты. На крыльях залегают ниже- и среднеордовикские осадки хомасьинской свиты и местами, в восточном крыле, средне- и верхнеордовикские отложения польдинской свиты. Указанная структура, при меридиональном простирании оси, прослеживается на расстоянии около 60 км. Наибольший подъем шарнира антиклинория наблюдается в северной части территории листа, где ширина структуры достигает 30-35 км. Отсюда к югу шарнир постепенно погружается. Южное замыкание антиклинория осложнено серией сходящихся разломов. Восточное крыло осложнено глубинным разломом, по которому внедрились гипербазитовые интрузии.

Ядро антиклинория представляет собой сложное тектоническое сооружение, состоящее из серии сравнительно узких и вытянутых в субмеридиональном направлении изоклинальных, чаще асимметричных антиклинальных и синклиналиных складок шириной от 1 до 10 км и длиной от 3 до 30 км. Антиклинальные складки сложены верхнепротерозойско-кембрийскими, преимущественно вулканогенными образованиями копельской свиты. В строении синклиналиных складок принимают участие нижнеордовикские отложения грубенской свиты, представленные в основном фаллитовидными сланцами. Падения пород на крыльях этих складок 50-70°.

Кожимская синклиналия находится в северо-западной части района. Ось синклиналии ориентирована меридионально и проходит в 1,5-3 км восточнее р.Кожим. В пределах площади листа длина структуры не превышает 15-16 км при ширине 4-6 км. В ядре синклиналии обнажаются среднедевонские карбонатные породы эйфельского яруса, залегающие несогласно на толщах

силура. Крылья сложены средне- и верхнеордовикскими сланцево-карбонатными отложениями шугорской, частично хомасьинской и хыдейской свит.

В юг-юго-западном направлении происходит воздымание шарнира синклиналии. Падение пород на крыльях синклиналии восточное, сравнительно пологое в западном крыле - 30-35° и довольно крутое в восточном - 58-70°. Западное крыло Кожимской синклиналии сопрягается с восточным крылом Ляпинского антиклинория, сложенным ниже- и среднеордовикскими терригенными отложениями хыдейской свиты, под которыми залегают нижнеордовикские породы тельпосской свиты.

Тынаготская сложносинклиналиная структура. Эта сложно построенная синклиналиная структура представляет собой субмеридиональное ответвление Кожимской синклиналии. В южной своей части (за пределами района) она, в свою очередь, открывается в Тагило-Магнитогорский синклинорий. Длина описываемой синклиналии около 40 км, ширина 13 км. В строении Тынаготской синклиналии принимают участие ниже- и среднеордовикские отложения саранхалперской и хомасьинской свит, для которых характерно почти повсеместное восточное падение под углами 30-60°. Синклиналия осложнена двумя симметрично размыленными антиклинальными складками второго порядка длиной около 30 км и шириной до 4 км, шарниры которых погружаются как в северном, так и в южном направлении под углом 20-25°. Ось Тынаготской структуры, так же как и оси осложняющих ее антиклиналей, образует дугообразный изгиб, обращенный выпуклой стороной на восток. В ядрах антиклиналей залегают отложения саранхалперской свиты. К антиклинальной структуре по р.Бол.Тынагота приурочены интрузии гранитов (Тынаготский гранитный массив), габбро и кварцевых диоритов.

Хобеизский антиклинорий представлен своим северным окончанием, которое фиксируется в верховьях р.Хальмерью, руч.Тэлашор и р.Мал.Тынагота. В ядре антиклинория выступают верхнепротерозойские метаморфические образования ияргинской свиты и в крыльях - нижнеордовикские терригенные осадки саранхалперской свиты, залегающие несогласно на подстилающих образованиях.

Хулгинский синклинорий рассматривается как одна из главных герцинских синклиналиных структур единого Тагило-Магнитогорского зеленокаменного прогиба. Синклинорий характеризуется общим северо-восточным простиранием. В его строении принимают участие вулканогенно-осадочные отложения девонского возраста, прорванные интрузиями гипербазитов и габбро. С

запада синклиний ограничен глубинным разломом, по которому он сочленяется с восточным крылом Народо-Иттинского антиклинория. Эффузивно-осадочные породы обнажаются в виде отдельных фрагментов, которые представляются как блоки, ограниченные глубинным разломом и интрузивными массивами гипербазитов и габбро. Наиболее крупный из этих блоков картируется в районе нижнего течения р. Хальмерья.

Разрез толщ зеленокаменных пород начинается известняками нижнего девона, обнажающимися в крайние восточных выходах по р. Хальмерья, на которых со слабо выраженным перерывом залегают рифогенные отложения среднего девона эйфельского, а затем живетского ярусов. Последние, в свою очередь, несогласно покрываются вулканогенно-осадочными образованиями верхнего отдела девона.

Отложения Хулгинского синклиория обнаруживают довольно интенсивную складчатость северо-восточного простирания, а вулканогенные образования претерпели значительные зеленокаменные изменения, что придает им палеотипный облик.

Ширина антиклинальных и синклинальных складок колеблется от нескольких сотен метров до 4 км (в районе нижнего течения р. Хальмерья). В ядрах антиклинальных структур обнажаются известняки эйфельского или живетского ярусов и в синклиналиях залегают вулканогенно-осадочные отложения верхнего девона. Падения пород на крыльях складок 60-70°.

Западно-Сибирская плита входит в низменную юго-восточную окраину района. В строении ее выделяются два структурных этажа: нижний — палеозойский и верхний — мезокайнозойский.

По аналогии с данными буровых работ на прилегающей с юго-востока территории, а также учитывая данные геофизических исследований, предполагается, что нижний структурный этаж западной окраины Западно-Сибирской плиты представлен среднепалеозойскими эффузивно-осадочными и интрузивными образованиями Хулгинского синклиория. Данные сейсмического зондирования (Альтер, 1962ф) свидетельствуют о том, что поверхность среднепалеозойского фундамента довольно быстро погружается на восток и на расстоянии 10 км от последних выходов палеозоя она находится на глубине 580-640 м. Этому не противоречат выходы верхнеюрских отложений, вскрытых по р. Хулге несколько восточнее данного района.

Верхний структурный этаж представлен довольно мощной толщей рыхлых мезо-кайнозойских осадков, залегающей трансгрессивно на палеозойских образованиях. Максимальная мощность их, по данным геофизических исследований, достигает 580-640 м. Учитывая

наличие выходов нижневолжского яруса в 1,5-2 км восточнее описываемого района и данные буровых работ на прилегающей площади, можно предположить, что мезозойский разрез представлен в нижней части угленосными осадками бат-келовейского возраста, а в верхней части — верхнеюрскими морскими образованиями до верхневолжского яруса включительно.

Дизъюнктивные нарушения

Дизъюнктивные нарушения на описываемой территории проявляются весьма широко и обычно хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Преобладающим является северо-восточное простирание разломов. Их возникновение, очевидно, связано как с каледонской, так и с герцинской складчатостью.

С юго-запада на северо-восток через всю территорию прослеживается крупный разлом, по которому опущено восточное крыло Народо-Иттинского и Хобейзского антиклинория, в результате чего в районе р. Нерка образуются копельской свиты контактируют с отложениями хомасьинской свиты. На северо-востоке этот разлом сопровождается системой более мелких оперяющих разрывных нарушений, а на левобережье р. Нерка раздваивается и, расходясь под небольшим углом, уходит в юго-западном направлении за пределы района. Через верховья долин рек Теларузь, Балбань и низовья Мал. Тынотловы параллельно описанному разлому проходит разрыв небольшой амплитуды, незначительно нарушая общую структуру центральной части Народо-Иттинского антиклинория.

По аэрофотоснимкам дешифрируются восточные направления падения плоскостей сместителей, что подтверждается также восточным падением развитой здесь сланцеватости. По времени заложения разлом относится к позднекаледонской складчатости.

Широкое проявление сравнительно небольших дизъюнктивных нарушений отмечается в районе северного периклинального окончания Хобейзского антиклинория и в пределах Тынготской сложно-синклинальной структуры. Разрывные нарушения имеют характер сбросо-сдвигов северо-восточного и северо-западного направления.

К более поздним нарушениям относится разлом, который фиксируется в западной и северо-западной частях района. Он имеет субмеридиальное простирание, прослеживаясь от р. Хальмерья на юге до правобережных притоков р. Кожим. Нарушение срезает западный борт Народо-Иттинского антиклинория и имеет характер крутого сброса.

В юго-восточной части района в зоне сочленения восточного крыла Народо-Итьинского антиклинория и Хулгинского синклинория прослеживается зона глубинного разлома северо-восточного простирания, хорошо картируемая и очень отчетливо дешифрируемая на аэрофотоснимках. Осевая часть зоны разлома фиксируется гипербазитовыми интрузиями. С запада к последним примыкает довольно широкая полоса интенсивно метаморфизованных отложений хомасьинской свиты с развитием гранато-слюдяных, гранато-слюдяно-амфиболовых альбитовых гнейсов и альбитовых амфиболитов, содержащих крупные порфиробласты альбита и граната. Эти образования Ю.Е. Молдаваницев (1962) рассматривает в составе метаморфических формаций зон глубинных разломов и приразломных структур. Разлом был заложен орогеническими движениями в раннекаледонское время и обновлялся в более поздние фазы герцинской складчатости.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Начало геологического развития района может быть восстановлено с верхнепротерозойского времени, когда происходило образование мощной толщи терригенно-осадочных образований няртинской свиты.

На протяжении всего верхнепротерозойско-кембрийского времени в центральной северной части района проявляется мощный вулканизм, в результате которого накопились вулканогенно-осадочные отложения кокпельской свиты.

В конце кембрийского времени в салаирскую фазу складчатости произошли орогенические движения, выведшие на дневную поверхность отложения кембрия. Доордовикские осадки подверглись денудации, вслед за которой наступает трансгрессия нижнеордовикского моря. Об этом свидетельствует трансгрессивное залегание аркозовых песчаников саранхалпнерской свиты, с горизонтом конгломератов в основании, на метаморфических сланцах няртинской свиты. В районе Народо-Итьинского антиклинория проявления орогенеза были, вероятно, не столь значительными или вовсе отсутствовали, так как между нижнеордовикскими отложениями грубеинской свиты и подстилающими их породами кокпельской свиты несогласного залегания не наблюдалось. Однако наличие линз и пачек конгломератов в разрезе грубеинской свиты — явление довольно частое.

В течение нижнего, среднего и частично верхнего ордовика в пределах рассматриваемого района продолжалась вулканическая деятельность, в результате которой, наряду с песчано-глинистыми

отложениями грубеинской, хомасьинской и польинской свит, накапливаются и основные эффузивы.

В то же время произошли также внедрения даек диабазов, многочисленных гипабиссальных залежей габбро-диабазов, диабазов, габбро, гипербазитов и гранитов.

Следующий по возрасту этап тектонических движений фиксируется предэйфельским перерывом. В районе Кожимской синклинали он подтверждается несогласным наложением карбонатных толщ эйфельского яруса на сидурийские образования. В районе Хулгинского синклинория эти тектонические движения не столь значительны. Эйфельские отложения здесь со слабо выраженным перерывом залегают на карбонатных породах нижнего девона.

Новая фаза тектонических движений проявилась в предверхнедевонское время. Об этом свидетельствует несогласное залегание отложений верхнего девона на карбонатных породах среднего девона. Начало верхнего девона в Хулгинском синклинории знаменуется широким проявлением вулканизма, в результате которого накопились мощные толщи туфоконгломератов, туфов, туфопесчаников, кремнистых сланцев, пироксен-плагиоклазовых порфиритов, диабазов и редко альбитофиров.

Интенсивная дислоцированность верхнедевонских отложений, образование большинства тектонических нарушений, наблюдаемых на площади, как и внедрение интрузивных массивов гипербазитов и габбро по вышеупомянутому глубинному разлому, следует связывать с мощными варисскими орогеническими движениями, которые окончательно сформировали Уральскую геосинклиналь.

Консолидированный складчатый пояс, возникший на месте бывшей Уральской геосинклинали, высоко приподнятый в результате проявления варисского орогенеза, в дальнейшем вступает в длительный континентальный период развития, продолжавшийся вплоть до среднеюрской морской трансгрессии. Последняя была вызвана эпейрогеническими движениями в конце среднеюрского времени.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

По характеру рельефа описываемый район делится на две неравные части: область гор и область равнины. Область гор занимает большую часть площади листа и относится к эрозионно-тектоническому типу рельефа. Область равнины входит в Западно-Сибирскую равнину. Располагается она на юго-востоке территории и

соответствует денудационно-аккумулятивному типу рельефа. Выделяемый в районе третий тип рельефа – эрозионно-аккумулятивный – развит в обеих областях (см. рисунок).

Эрозионно-тектонический тип рельефа

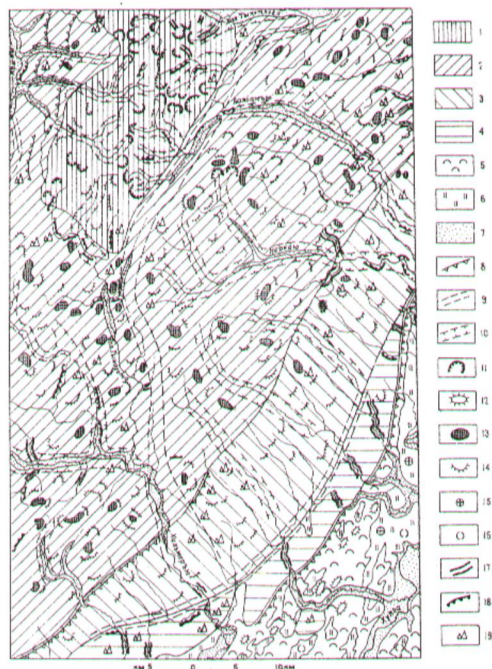
Эрозионно-тектонический тип рельефа подразделяется на четыре подтипа. Три первых развиваются на дислоцированных нижнепалеозойских метаморфизованных осадочных и магматических породах, четвертый – на среднепалеозойских вулканогенно-осадочных и раннекаменноугольных интрузивных породах.

1. Субальпийский рельеф приурочен к северной части водораздельного Народо-Итйинского кряжа и занимает гипсометрический уровень от 1000 до 1549 м. Максимальные абсолютные отметки отдельных вершин достигают 1549, 1471 и 1341 м (гора Ярота). Относительные превышения рельефа составляют 750–850 м. Резко очерченные узкие гребни, пирамидальные вершины, крутые обрывистые склоны, глубоко врезаемые долины и широкое развитие каров определяют общий облик высокогорного субальпийского рельефа. На склонах многих вершин этого рельефа развиты нагорные террасы, придающие горам ступенчатый характер. На площади развития описываемого рельефа берут начало правые притоки р. Кожим: реки Бол. Бадья, Сэлэмь, Яротагор, а также водотоки бассейна р. Хулги. Долины в верхнем течении, как правило, имеют троговый или каньонообразный облик и замыкаются в верховьях карами и цирками. К тыловым стенкам каров и цирков северной экспозиции приурочены мелкие фирновые снежинки, сохраняющиеся в течение всего лета.

2. Среднегорный расчлененный рельеф с ледниковой обработкой долин занимает большую северо-западную половину площади листа. Абсолютные отметки здесь колеблются в пределах 500–1000 м, относительные не превышают 450 м.

Рельеф характеризуется сглаженными, постепенно снижающимися к юго-востоку, горами. Склоны гор террасированы нагорными и более мелкими солифлюкционными террасами или покрыты элювиально-делювиальными развалами, образующими "каменные реки", а на выровненных площадках террас – "каменные моря". Большинство гор увенчано плоскими вершинами – тумпами, иногда с сохранившимися на них останцами выветривания коренных пород.

Горные хребты описываемого рельефа, как правило, ориентированы согласно простиранию геологических структур и расчленены



Геоморфологическая карта.

Составили А.В. Цымбалюк и В.М. Коркин

Т и п ы р е л ь е ф а. Эрозионно-тектонический рельеф: на дислоцированных нижнепалеозойских метаморфизованных осадочных и магматических породах: 1 – субальпийский рельеф, 2 – среднегорный расчлененный рельеф с ледниковой обработкой долин, 3 – низкогорный увалистый рельеф; на среднепалеозойских вулканогенно-осадочных и раннекаменноугольных интрузивных породах: 4 – низкогорный грядовый сглаженный рельеф с глубоко врезаемыми долинами; денудационно-аккумулятивный рельеф: 5 – ледниковая плоскохолмистая поверхность, 6 – озерно-болотная торфяно-бугристая поверхность; эрозионно-аккумулятивный рельеф: 7 – поверхность речных террас. Ф о р м ы р е л ь е ф а. Эрозионно-тектонические: 8 – уступы, 9 – древние долины; ледниковые: 10 – трюги, 11 – кары и цирки, 12 – моренные холмы и гряды; морозно-солифлюкционные и денудационные: 13 – тумпы, 14 – нагорные террасы; мерзлотные: 15 – гидролакколиты, 16 – термокарстовые провалы; эрозионные: 17 – V-образные и каньонообразные долины, 18 – береговые обрывы; денудационные: 19 – останцы выветривания

многочисленными водотоками. Большинство крупных рек и ручьев, рассекающих среднегорный рельеф, имеют троговые, реже каньонообразные долины. В средних частях троговые долины достигают 2-2,5 км ширины и имеют хорошо выраженный корытообразный профиль.

Более мелкие реки и некоторые ручьи имеют V-образные и каньонообразные долины или скалистые обрывы в том или ином борту долины.

Через всю площадь листа с северо-востока на юго-запад, а затем на юг четко прослеживается сквозная древняя долина, являющаяся на севере пограничной зоной между субальпийским и среднегорным рельефом. К этой долине приспособили частично или полностью свои долины реки Мал.Тыктотлова, Балбанью, Теларузь, руч. Пальник-Шор и р.Хальмерью. Возникновение описанной долины предопределено тектоническими нарушениями, а последнее горно-долинное оледенение придало ей на большей части форму трога.

Горно-долинному оледенению, по-видимому, обязаны своим происхождением и два уступа, прослеживающиеся через водоразделы правых притоков р.Кожим. Высота уступов более 5 м, располагаются они на гипсометрических уровнях в 500 и 700 м.

3. Низкогорный увалистый рельеф прослеживается полосой в 10-12 км с юго-запада на северо-восток. Граница со среднегорным рельефом на юго-западе четкая и проходит по уступу. На севере переход от среднегорного рельефа постепенный. Абсолютные отметки увалистого рельефа достигают 500-530 м. Превышения водоразделов над днищами долин составляют 250-300 м. Характерно, что все долины рек, пересекающих данный рельеф, имеют взаимно-параллельное юго-восточное направление вкrest простираения пород и являются поперечными. Водораздельным пространствам свойственны плавные мягкие очертания с редкими останцами выветривания высотой до 4-6 м и нагорными террасами на пологих склонах.

4. Низкогорный грядовый сглаженный рельеф с глубоко врезанной речными долинами отделен от предыдущего четко выраженной эрозионно-тектонической депрессией. Описываемый рельеф полосой в 4-5 км окаймляет с юго-востока горную область района и выражен грядой Олыся-Мусюр с максимальными отметками до 362 м. Направление гряд совпадает с простираением геологических структур. Относительные превышения рельефа составляют около 200 м. Для него характерны уплощенные водоразделы и глубоко врезаные каньонообразные речные долины. Каньоны глубиной до 40-50 м имеют крутые (50-60°), иногда почти отвесные борта высотой до 15-20 м. К Западно-Сибирской низменности низкогорный рельеф переходит через резко выраженный уступ высотой до 80 м, прослежива-

щийся с севера на юг до р.Хальмерью. Перед грядой Олыся-Мусюр долины ручьев Сераниябель, Шарьбель, Олысябель делают резкие колесообразные изгибы, приспособляя свои долины к эрозионно-тектонической депрессии.

Денудационно-аккумулятивный тип рельефа

Денудационно-аккумулятивный рельеф занимает юго-восточную окраину района и представлен двумя различными поверхностями.

1. Ледниковая плоско-холмистая поверхность располагается на абсолютных отметках в 60-120 м с небольшим наклоном к юго-востоку. Ледниковая аккумуляция в рельефе выражена пологими моренными холмами, имеющими в плане эллиптические очертания и ориентированными по длинной оси в северо-восточном направлении. Холмы иногда соединяются между собой узкими грядами и гривами. Высота моренных холмов обычно находится в пределах 20-30 м. Речные долины, пересекающие ледниковую поверхность, имеют небольшой врез, пологие, слабо выраженные склоны. Руслa рек образуют небольшие, но многочисленные меандры.

2. Озерно-болотная и торфяно-бугристая поверхность развивается на субстрате ледниковых и частью аллювиальных террасовых отложений. Она приурочена к пониженным участкам рельефа, разделяющим моренные холмы, но нередко занимает и водораздельные пространства, образуя широкие и длинные полосы и языки, ориентированные в общем с северо-востока на юго-запад. Озерно-болотный рельеф представляет собой плоскую поверхность, покрытую разнообразными торфяными, осоковыми и грядо-мочажинными болотами. Ее характерной особенностью является распространение термокарстовых просадок и бугров пучения, своим происхождением обязанных мерзлотным процессам. Бугры пучения достигают нескольких десятков метров в диаметре и 3-6 м высоты. Термокарстовые просадки обладают округлой формой и заполнены озерами, диаметр которых измеряется десятками и сотнями метров. Берега озер обрывистые и сложены торфом.

Эрозионно-аккумулятивный тип рельефа

Описываемый тип рельефа представлен поверхностью речных террас. У наиболее крупных рек горной части района наблюдается лишь I надпойменная терраса эрозионно-аккумулятивного типа. Она

обычно имеет высоту 5–8 м и ширину до 250–300 м. Пойменная терраса развита у большинства сколько-нибудь крупных водотоков. Ширина ее весьма разнообразная, высота 2–3 м.

В пределах денудационно-аккумулятивного рельефа площадь террас увеличивается. Реки Хулга и Хальмерью имеют две надпойменные террасы. Вторая терраса прослеживается фрагментами шириной до 0,5–1,2 км, высота ее поверхности составляет 12–15 м. I надпойменная терраса рек Хулга, Бол. и Мал.Хосая, Нядокота, Хальмерью имеет ширину до 300–500 м и высоту 7–10 м. Поверхность террас часто заболочена, а на I террасе нередко сохраняются старичные озера. Пойма редко превышает 20–30 м в ширину. Террасы отделены одна от другой плохо выраженными уступами и являются эрозионно-аккумулятивными.

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Территория листа представляет значительный интерес в отношении полезных ископаемых, хотя степень изученности ее весьма недостаточна. В районе известны проявления железа, меди, свинца, цинка, золота, молибдена, тантала и ниобия, горного хрусталя и других полезных ископаемых. Запасы строительных материалов, бутового камня, гравия, песка, известняков являются весьма значительными.

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Титаномagnetитовые и гематитовые руды

Довольно значительная вкрапленность титаномagnetита отмечается в габбро, выступающих по р.Мал.Хосая. Возможно, что при более детальных исследованиях могут быть выделены участки с богатыми вкрапленными рудами. Проявления гематита обнаружены в верховьях р.Мал.Бадью (2, 3). Здесь среди вулканогенно-осадочных пород кокпельской свиты наблюдается прослой гематитовых микрокварцитов. Гематит тонко распылен в породе и придает ей черный цвет с вишневым оттенком. По плоскостям напластования гематит выделяется в виде тонких прожилков и примазок с сильным металлическим блеском. Пласт имеет мощность до I м и встречен в двух выходах на расстоянии I км по простиранию. В верховьях

р.Мал.Тыкотлова (13) среди зеленых вулканогенных сланцев кокпельской свиты залегают хромит-гематит-кварцевые сланцы мощностью до 3 м. Содержание гематита в описанных проявлениях составляет 10–15%, по определению при микроскопическом исследовании. Magnetит встречается почти во всех шлихах в количестве нескольких десятков граммов на I м³ аллювиальных отложений.

Титан

Титановая минерализация обычно представлена кристаллами рутила и ильменита в кварцевых жилах. Кварцевые жилы преимущественно имеют небольшую мощность и не выдержаны по простиранию. Ильменит образует листоватые и пластинчатые агрегаты, рутил – шестоватые кристаллы до 4 см в длину. В пробе из проявления 33 химанализами определено содержание TiO_2 – 2%. По левобережью р.Хальмерью (80), в 2 км к югу от озера с отметкой 289 м, апогабродиабазовые амфиболиты содержат густую вкрапленность титаномagnetита. Химическим анализом обнаружено содержание TiO_2 – 18,3%, Fe_2O_3 – 15,2%.

Металлометрическим опробованием выявлены вторичные ореолы рассеяния титана по склонам долины р.Выхолью (38) и р.Налимаю (82) с содержанием TiO_2 – 3%. В большинстве шлихов из аллювиальных отложений в небольших количествах встречаются рутил и сфен.

Хром

Рудопроявления хрома приурочены к ультраосновным интрузиям на юге и юго-востоке территории. Наибольший интерес представляют проявления хромита по р.Синотвож (86, 87, 88). Хромит образует мелкую вкрапленность и шлировые выделения размером до 20 см в поперечнике в серпентинизированных дунитах. По характеру выделения рудного минерала проявления имеют гистеромагматический генезис. Химанализом штучной пробы установлено содержание Cr_2O_3 до 38,3%, Ni – 0,13%, Co – 0,04%. Хромит встречается также в шлиховых пробах, взятых из аллювия в районе распространения ультраосновных массивов. Содержание его в шлихах иногда достигает 100 г/м³ и более. По данным металлометрии, на ультраосновных интрузиях выявлен ряд вторичных ореолов рассеяния хрома (75, 77, 84 и др.) с содержанием I–3%.

Цветные металлы

Медь

Проявления меди отмечены во многих точках района и в разнообразных породах. В большинстве случаев это редкая вкрапленность халькопирита в кварцевых жилах (12, 36, 51, 54, 76), ассоциирующая в районе р.Хальмерзь и р.Мал.Тынагота с сфалеритом, галенитом, золотом. Мелкая вкрапленность халькопирита встречается в вулканиках кокпельской свиты (16, 27, 66), филлитовидных сланцах грубеинской и хомасьинской свит (72, 55, 68). Но наиболее перспективным является проявление меди в левом берегу р.Хальмерзь, в 1,8 км ниже устья руч.Воргашор (22), представленное участком сульфидной минерализации мощностью до 5 м в зеленовато-серых мусковит-глаукофан-альбит-хлоритовых сланцах. Здесь среди зеленых сланцев кокпельской свиты наблюдаются прослойки и линзовидные гнезда медного колчедана мощностью до 5 см в раздувах. Минералы меди представлены халькопиритом и ковеллитом. Вверх и вниз по разрезу наблюдается постепенное уменьшение и исчезновение сульфидной минерализации. По простиранию зона прослежена на расстоянии 20 м, далее она скрывается под элювиально-делювиальными образованиями. Химический анализ бороздовой пробы показал содержание $\text{Cu} - 0,91\%$, $\text{Ag} - 3,9 \text{ г/т}$, $\text{Mn} - 0,37\%$. К юго-западу от этого проявления на реках Выхолью, Осею, Воргашор отмечаются зоны пиритизации. А в верховьях рек Ниж.Деляя и Осею к этой же зоне приурочены повышенные содержания меди в металлометрических пробах.

По руч.Варукшор (27) отмечается зона мощностью до 50 м интенсивной пиритизации серицит-хлорит-кварцевых и вулканогенных сланцев. Минерализация представлена пиритом и в меньшей степени халькопиритом. Спектральным анализом в образце установлено содержание меди $0,01\%$. К северу по простиранию эта зона с перерывами прослеживается до верховьев р.Бол.Тыкотлова. В верховьях рек Бол.Яротаю и Сэлэмью она совпадает с вторичным ореолом рассеяния меди (9), установленным металлометрией. Южнее, на линии простирания этой зоны, по р.Тэларузь и в верховьях р.Неркау С.Н.Волков (1963ф) отмечает обеленные кварц-серицитовые и зеленые сланцы мощностью до 100 м, содержащие прожилки, линзы и вкрапленность пирита и халькопирита. Спектральным анализом здесь установлено содержание меди $0,1-0,3\%$, цинка $0,03-0,1\%$.

Рудопроявления Балобанью, Варукшор, Тэларузь относятся к колчеданному типу и имеют высокую перспективность, в связи с

чем на этих участках рекомендуется постановка детальных поисков.

В верховьях руч.Капиншор (25) в аркозовых песчаниках обнаружена медная зелень и редкая вкрапленность халькопирита и борнита. Химическим анализом штучной пробы определено содержание меди $- 0,35\%$.

Металлометрическим опробованием установлен ряд вторичных ореолов рассеяния (9, 21, 37, 41) с содержанием меди $0,06-0,1\%$.

Свинец

В верховьях р.Бол.Тыкотлова (10) в фельзит-порфирах наблюдаются участки сульфидной минерализации с пустотами выщелачивания. Химический анализ пробы показал присутствие свинца в количестве до $0,76\%$, цинка до $0,1\%$ и меди до $0,2\%$. Зона сульфидной минерализации весьма наглядно подчеркивается вторичными ореолами рассеяния свинца, цинка, что свидетельствует о несомненной перспективности этого участка. В верховьях р.Мал.Бадьяю и руч.Парус-Шор, по данным металлометрического опробования, оконтуриваются вторичные ореолы рассеяния свинца (4, 19) с содержанием $0,03-0,06\%$. В наиболее богатых рудопроявлениях свинец находится вместе с другими металлами в ассоциации, свойственной для полиметаллических руд.

Свинцово-цинковая минерализация

Рудопроявления полиметаллического характера имеются на р.Тэлашор (48), в 650 м выше устья. Здесь в гранитизированных аркозовых песчаниках саранхалпнерской свиты наблюдается зона рассланцованных и гидротермально измененных пород мощностью до 1,5 м. Породы зоны обладают полосчатой текстурой, обусловленной чередованием полосок, тонких линз и прожилков существенно флюоритового, галенитового, баритового и кварц-карбонат-полевошпатового состава. Присутствуют также вкрапления халькопирита, пирита и редко сфалерита. Химическим анализом установлено следующее содержание полезных компонентов (по нескольким пробам): Pb до $35,8\%$, Cu $0,015\%$, BaO до $59,34\%$, Au $0,8 \text{ г/т}$.

В коренном залегании рудопроявление прослежено на протяжении 35 м, а по развалам на 200 м. По простиранию рудная зона выклинивается и расщепляется на три, а местами четыре, флюорит-карбонат-галенитовые жилы, также приуроченные к зоне рассланцевания.

Выше по руч.Тэлашор, в 1300 и 1900 м от его устья (47), отмечены еще подобные рудопоявления, но меньших масштабов. В верховьях р.Мал.Тыкотлова и по р.Тэлашор и Мал.Тынагота металлотометрическим опробованием устанавливаются свинцово-цинковые вторичные ореолы рассеяния (II, 46) с содержанием Pb от 0,03 до 0,3%, Zn - 0,03%.

Цинк

Цинк обнаружен лишь металлотометрическим опробованием элювиально-делювиальных образований в верховьях рек Вортавож (44), где он образует аномальный вторичный ореол рассеяния с содержанием Zn до 0,03%. Самостоятельных рудопоявлений цинка не обнаружено.

Никель

Повышенные содержания никеля обнаружены в металлотометрических пробах, взятых из элювиально-делювиальных образований на ультраосновных массивах юго-востока и юга района. Здесь выделяется ряд вторичных ореолов рассеяния с содержанием никеля до 0,3%.

Б л а г о р о д н ы е м е т а л л ы

Золото

В описываемом районе рудопоявления золота встречены как в россыпи, так и в коренном залегании. Видимое коренное золото открыто в 1961 г. Хулгинской партией под руководством А.В.Цымбалюка. В долине р.Хальмерью, выше устья руч.Пальникшор (57, 60) среди аркозовых песчаников и гнейсов саранхапнерской свиты были обнаружены кварцевые жилы с неравномерной вкрапленностью пирита, халькопирита, галенита, сфалерита и золота. Видимое золото образует пластинчатые вроски размером до 1,5-3 мм среди названных рудных минералов и в кварце. Химическим анализом штучных и бороздовых проб определено содержание золота в кварцевых жилах до 8-15,2 г/т, свинца - 9,25%, цинка - 2,66%, меди - 0,33%.

Золотоносные кварцевые жилы с сульфидами распространены по

притокам р.Хальмерью - р.Мал.Тынагота, Бол.Пальник-Шор, Пальник-Шор (52, 53, 57, 59, 60, 63), где они также залегают среди метаморфизованных аркозовых песчаников саранхапнерской свиты.

Локализация кварцевых жил контролируется структурным фактором; приурочены они к тектонически напряженным участкам периклинального замыкания антиклинальных складок Хобиевского антиклинория.

Россыпное золото содержится в аллювии р.Мал.Тынагота (до 12 знаков на шлик), р.Хальмерью - между устьями руч.Ошкатор и р.Бол.Тынагота (до 24 знаков на шлик). В аллювиальных отложениях р.Хальмерью, в 2,3 км ниже устья ручья Варукшор, содержание золота достигает 85 знаков на шлик и в отдельных пробах - от весовых количеств до 0,54 г/м³. Этот участок долины р.Хальмерью представляет наибольший интерес для постановки поисковых работ на россыпное золото, тем более что глубина опробования аллювиальных отложений не превышает 1,5-2 м, а содержание золота с глубиной увеличивается.

В знаковых количествах золото встречается в аллювиальных отложениях многих ручьев и рек района.

Р е д к и е м е т а л л ы

Олово

Оловосодержащий минерал - касситерит - был встречен лишь в редких шлиховых пробах по р.Хальмерью (Сирин, 1936ф, 1938ф; Гулария, 1938ф). Максимальное содержание касситерита, равное 0,88 г/т, отмечено лишь в одном шлихе (Гулария, 1938ф). Зерна касситерита окатанные и полуглобоватые. Касситерит генетически, очевидно, связан с гранитными интрузиями р.Бол.Тынагота и гранитизированными и гидротермально переработанными аркозовыми песчаниками саранхапнерской свиты района р.Хальмерью.

Вольфрам

Шеелит является весьма распространенным минералом шлихов, встречаясь в единичных знаках и десятках знаков, отдельные пробы (р.Балбанью) содержат шеелит до 0,5-0,7 г/м³. Наибольшие концентрации шеелита отмечены в аллювии рек Амбаршор, Балбанью, Выхолья, Неркаю (ореол I4). В шлихах шеелит встречается в виде

зерен неправильной формы, неокатанных или слегка окатанных, с неровной шероховатой поверхностью. Источником выноса его в аллювий, по-видимому, являются широко распространенные в районе кварцевые жилы.

Молибден

В западном эндоконтакте диоритов по руч.Ошкашор (62) в делявиальных обломках диоритов встречены шпильки с густой мелкой вкрапленностью молибденита. Спектральным анализом установлено содержание $Mo - 0,06\%$. Молибденит был также встречен в гранитах на правом склоне долины р.Хальмерью (Гулария, 1938ф) несколько выше устья руч.Бол.Тынагота (71). Молибденит здесь образует редко рассеянные в гранитах вкрапленники и примазки по трещинкам серо-голубоватого цвета. Отдельные вкрапленники имеют форму типичных для молибденита розеток диаметром до 0,3-0,5 см. Металлометрией установлены два вторичных ореола рассеяния молибдена (61, 69), приуроченные к южной половине Тынаготского гранитного массива. Содержание $Mo - 0,001\%$ для рассматриваемого района является аномальным.

Бериллий

Наибольшее количество металлометрических проб по вторичным ореолам рассеяния с повышенным содержанием бериллия установлено в северной части Тынаготского гранитного массива, в основном на правом склоне долины р.Бол.Тынагота (31). Ореол оконтуривается по аномальному содержанию $Be - 0,003\%$. Максимальное зафиксированное содержание составляет 0,006%.

Тантал, ниобий

На левобережье р.Бол.Тынагота, выше устья руч.Варукшор, на восточном контакте гранитов Тынаготского массива и вмещающих их аркозовых песчаников саранхапнерской свиты отмечается зона измененных пород типа альбитизированных и слабо грейзенизированных гранито-гнейсов и песчаников (32). Породы участками также сильно катаклазирваны, окварцованы и хлоритизированы, отчего приобретают серо-зеленый до темно-зеленого цвет. Зона изменен-

ных пород имеет мощность около 1 м и прослежена вдоль контакта на 300 м. Химический анализ штучных проб показал содержание $Ta_2O_5 - 0,01\%$, $Nb_2O_5 - 0,11\%$, $ZrO_2 - 0,38\%$. Для оценки этой интересной зоны необходима постановка детальных поисковых работ.

Иттербий

По наибольшей концентрации аномальных иттербийсодержащих металлометрических проб выделяются два участка. Первый расположен в верховьях р.Мал.Тынагота (35), второй - несколько южнее по р.Мал.Тынагота и руч.Воргавож (45). Содержание иттербия в пределах вторичных ореолов рассеяния составляет 0,001%.

Иттрий

Аномальные концентрации иттрия, равные 0,03%, устанавливаются металлометрическим опробованием в районе рек Мал.Тынагота - Хальмерью (43). Повышенные содержания связаны с гранитизированными аркозовыми песчаниками саранхапнерской свиты.

Цирконий

Кроме проявления 32, где цирконий обнаружен вместе с ниобием и танталом, он также устанавливается металлометрическим опробованием в долине р.Хальмерью, в районе руч.Бол.Пальник-Шор и Пальник-Шор (56). Содержание циркония в пробах из делявиально-делявиальных образований составляет от 0,06 до 0,1%. Циркон является одним из наиболее распространенных минералов шлихов. Повышенные его содержания встречаются в пробах из аллювия рекам Бол. и Мал.Тынагота, Хальмерью, Бол.Пальник-Шор.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

О п т и ч е с к о е с ы р ь е

Горный хрусталь

Месторождение горного хрусталя Капиншор было открыто в 1950 г. геологами А.Д.Азарных, Ю.С.Вязовым и др. (1952г.)

Полярно-Уральской экспедиции треста № 13. Месторождение находится на водоразделе руч.Капиншор и р.Мал.Тынагота (34). Хрусталеносными являются секущие линзовидные кварцевые жилы, залегающие в слюдисто-кварцевых сланцах, огнейсованных аркозовых песчаниках и рассланцованных кварцевых порфирах. Простираение их северо-восточное $20-55^{\circ}$, падение на юго-восток и на северо-запад под углом $25-90^{\circ}$. Мощность жил 0,4-1,6 м. В жилах кварца встречаются жеоды, выполненные мелкими кристаллами горного хрусталя, хлоритовым песком. Кроме того, было обнаружено семь участков с россыпью кристаллов кварца на поверхности.

Все проявления горного хрусталя также связаны с жилами белого кварца мощностью от 0,3 до 3 м. Жилы содержат в себе занорыши размером до 40 см, выполненные щетками и друзами горного хрусталя. Кристаллы большей частью хорошо огранены, прозрачны и полупрозрачны. Размеры кристаллов 1-2 см, реже до 5-6 см по длинной оси. Промышленного интереса эти находки не представляют и могут рассцениваться как поисковый признак горного хрусталя.

Флюорит

Флюорит встречен в измененных гранитах Тынаготского массива (29, 67) и в гранитизированных аркозовых песчаниках саранхапнерской свиты по р.Мал.Тынагота (49). Флюорит образует крупные вкрапления, прожилки или мелкие шпирь.

СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Карбонатные породы

Известняки

По р.Хальмерью, в 2,5 км выше устья руч.Кирныжьель, прослеживаются отвесные скалы высотой до 10-15 м, протяженностью до 2 км, мощностью 250-300 м, сложенные светло-серыми и серыми, мелкозернистыми, массивными известняками эйфельского и живетского возраста. В 1939-1944 гг. здесь производилась в незначительном количестве добыча известняка на обжиг с вывозом его санным путем в пос.Саранпауль. Химический анализ известняков показал следующий их состав (в %): SiO_2 0,40; CaO 54,57; MgO 0,55; SO_3 0,1; Fe_2O_3 0,15; FeO нет; Al_2O_3 0,42; MnO следы; TiO_2 нет; P_2O_5 0,13; п.п.п. 42,86. Известняки легко доступны для

открытой разработки. Судя по качественной характеристике и значительным запасам, известняки могут представлять интерес как сырье для производства цемента, воздушной извести и других нужд строительства.

Обломочные породы

Валуны, галька, гравий

В долине р.Хальмерью между устьями р.Пальник-Шор и Мал. Тынагота, ниже устья р.Бол.Тынагота и ниже устья р.Эрэншор; в долине Балбанью, вверх от устья руч.Воргашор и в нижнем течении реки; в долине р.Кожим и в долинах других рек прослеживаются пойменные и I надпойменная террасы протяженностью до 1-3 км, высотой 2-4 м, шириной 200-400 м, сложенные валуно-гальчечными и гравийно-гальчечными аллювиальными отложениями, иногда с прослоями песка и гравия. Валуны и галька представлены кварцем, гранитами, гнейсами, кварцито-песчаниками, амфиболитами, диабазами, габбро, измененными эффузивами и различными сланцами. Запасы гравийно-гальчечных отложений значительны и они могут использоваться как строительный материал.

Изверженные породы, амфиболиты, кварцито-песчаники

Развитые в юго-восточной части района габбро, перидотиты, дуниты, пироксениты и серпентиниты и в ряде других мест граниты, кварцито-песчаники, габбро-диабазы, диабазы, амфиболиты, мраморы и другие породы могут быть использованы в качестве строительных материалов (облицовочного камня, бутового камня). Запасы их весьма значительны.

ОБЩАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ

Имеющиеся к настоящему времени сведения о полезных ископаемых территории листа позволяют оценить ее как весьма перспективную на ряд металлических и неметаллических полезных ископаемых.

Титаномagnetитовые руды. Для поисков вкрапленных титаномagnetитовых руд рекомендуется массив

габбро, расположенный в нижнем течении р. Мал. Хосая (93, 96).

Х р о м. Для постановки поисковых работ на хром рекомендуется участок развития раннекаменноугольных гипербазитов по р. Синотвож на юге территории листа.

М е дь. Площадь развития отложений хомасьинской свиты является весьма перспективной на нахождение месторождений меди колчеданного типа, о чем свидетельствует наличие рудопоявлений и вторичных ореолов рассеяния со значительным содержанием меди. Для постановки поисковых работ на медь рекомендуются участки среднего течения рек Балбанью, Сая, Наркау, Тэларузь и Варукшор, а также верховья бассейнов рек Яртаю, Сэлэмью, Бол. Тыктолова, включающие площади ореолов рассеяния меди (9, 21, 37, 41).

С в и н е ц и ц и н к. Зона сульфидной минерализации, расположенная в верховьях р. Бол. Тыктолова (10, 11) и оконтуренная значительным ореолом рассеяния свинца и цинка, по характеру минерализации, содержанию полезных компонентов и геологической обстановке является весьма благоприятной для локализации полиметаллических руд и заслуживает первоочередной постановки поисковых работ на полиметаллы. Районы р. Тэлешор, среднего течения р. Мал. Тынагота и руч. Бол. Пальник-Шор характеризуются развитием металлотрических ореолов рассеяния свинца и цинка, а также довольно многочисленных коренных рудопоявлений. Указанные участки заслуживают дальнейшего всестороннего изучения и постановки поисковых работ на полиметаллические руды.

З о л о т о. Перспективным участком для постановки поисков коренного золота, связанного с кварцевыми жилами, в которых рудная минерализация представлена вкрапленностью золота, галенита, халькопирита, сфалерита и пирита, является район верхнего течения р. Хальмерью, в том числе участки, расположенные в районе ручьев Пальник-Шор, Бол. Пальник-Шор и р. Мал. Тынагота. Для постановки поисков россыпных месторождений золота рекомендуются аллювиальные отложения р. Хальмерью на участке ниже устья р. Бол. Тынагота.

В о л ь ф р а м. Район развития ореола рассеяния шеелита, расположенный в верховьях р. Выхолью, среднего течения р. Балбанью и бассейна руч. Амбаршор, рекомендуется для постановки поисковых работ на выявление коренных источников вольфрама.

М о л и б д е н. Для проведения поисковых работ на молибден рекомендуются площади ореолов рассеяния молибдена, приуроченные к южной оконечности Тынаготского гранитного массива и расположенных южнее интрузий кварцевых диоритов.

Т а н т а л и н и о б и й. Серьезного внимания для поисков тантала и ниобия заслуживает Тынаготский гранитный массив, и в особенности зона его восточного эндоконтакта в северной половине массива, где выявлен участок альбитизированных и грейзенизированных гранитов с довольно значительным содержанием тантала и ниобия.

Г о р н ы й х р у с т а л ь. Поиски месторождений горного хрусталя рекомендуется проводить в песчано-сланцевых отложениях Нартинской толщи, саранхапнерской и хомасьинской свит в районе, ограниченном с юга правобережьем р. Хальмерью, а на востоке — интрузиями ордовикских гранитов. В этом районе располагается месторождение горного хрусталя Капиншор и имеются многочисленные находки кристаллов горного хрусталя.

С т р о и т е л ь н ы е м а т е р и а л ы. Для постановки поисково-разведочных работ на известняки, которые могут быть использованы для производства извести, цемента и других целей, рекомендуется участок развития эйфельских и живетских известняков на правом и левом берегах р. Хальмерью выше устья руч. Кырныжьоль.

Для поисков галечников и гравия могут быть рекомендованы аллювиальные отложения правобережных притоков р. Хулги на участках после их выхода из горной части района на низменность.

ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды можно подразделить на верховодку, грунтовые и межпластовые воды.

В е р х о в о д к а представлена двумя видами: воды элювиально-делювиальных отложений и болотные воды. Воды, связанные с элювиально-делювиальными образованиями, пользуются широким распространением. Водонасыщенность элювиально-делювиальных отложений непостоянна и находится в прямой зависимости от гранулометрического состава пород, количества атмосферных осадков и наличия водоупорных горизонтов. Водоупорами могут служить плотные коренные породы или прослойки суглинков в нижних горизонтах делювия. Элювиально-делювиальные воды распространены на глубинах свыше полуметра и нередко дают приток в шурфах до $1,5 \text{ м}^3/\text{час}$. Воды обычно содержат много нефiltrуемой мути из глинистых частиц. По данным А.Д. Миклухо-Маклая (1963), общая жесткость верховодки $1,6-2,6 \text{ мг-экв/л}$, карбонатность — $1,6-2,1 \text{ мг-экв/л}$,

pH = 7,4–7,5, щелочность I,6–2,I. По химическому составу вода относится к гидрокарбонатному кальциевому типу и к I классу по классификации С.А.Щукарева. Состав воды по трем пробам:

$$\begin{array}{l} \text{М } 0,116 \quad \frac{\text{HCO}_3 91}{\text{Ca}69 \text{ Mg}22} ; \quad \text{М } 0,075 \quad \frac{\text{HCO}_3 98}{\text{Ca}73 \text{ Mg}24} ; \\ \text{М } 0,13 \quad \frac{\text{HCO}_3 79 \text{ SO}_4 17}{\text{Ca}87 \text{ Mg}11} . \end{array}$$

Б о л о т н ы е в о д ы обводняют верховые и низинные болота. Верховые болота чаще всего образуются на плоских седловинах водоразделов, куда с прилегающих возвышений рельефа поступает верховодка (реки Тэларузь, Варукшор, Бол. и Мал.Нядокота и др.) в условиях слабого стока и наличия хороших водоупоров. Эти причины также приводят к возникновению низинных болот. Болотные воды характеризуются повышенным содержанием органических веществ и окислов железа, образующих в некоторых случаях гелеобразные осадки. Болотные воды имеют слабый гнилостный запах и неприятны на вкус.

Г р у н т о в ы е в о д ы содержатся как в четвертичных, так и в палеозойских отложениях, находясь в тесной взаимосвязи с верховодкой, от которой отличаются большим постоянством запасов и, как правило, более мощным дебитом. Грунтовые воды четвертичных отложений могут быть подразделены на воды аллювиальных отложений и воды ледниковых отложений. Грунтовые воды аллювиальных отложений приурочены к песчано-галечным прослоям, подстилаемым суглинками или плотными коренными породами. Глубина и мощность водоносных горизонтов нередко превышает 8–10 м, приток воды всегда значительный – до 40–60 м³/час и представляет серьезное препятствие для проходки шурфов в аллювиальных отложениях.

Грунтовые воды ледниковых образований приурочены к флювиогляциальным гравийно-галечным отложениям, водоупором которых в большинстве случаев служат моренные суглинки. Движение этих вод направлено в пониженные участки долин, где они часто переходят в воды аллювиальных отложений или являются источниками питания низинных болот. По данным А.Д.Миклухо-Маклая (1963ф), грунтовые воды четвертичных отложений по химическому составу относятся к гидрокарбонатно-кальциевому типу и к I классу по классификации С.А.Щукарева. Сухой остаток составляет 60 мг/л. Общая и карбонатная жесткость 0,9 мг.экв/л; pH = 7,5. Формула химического состава воды:

$$\text{М } 0,06 \quad \frac{\text{HCO}_3 95}{\text{Ca}61 \text{ Mg}23 \text{ Na}15} .$$

Грунтовые воды палеозойских отложений относятся к трещинному типу вод.

Трещинные воды широко распространены в районе. Развитие их определяется наличием зон трещиноватости в интрузивных, метаморфических, вулканогенных и метаморфизованных осадочных породах. Дебит источников трещинных вод 2–10 л/сек. Вода холодная, пресная на вкус, прозрачная и не имеет запаха. По данным А.Д.Миклухо-Маклая (1963ф), характеристика вод следующая. Сухой остаток 40–40 мг/л; общая и карбонатная жесткость 0,50–0,55 мг.экв/л, окисляемость по Куббелю более I6–20; pH = 7,05–7,10; щелочность 0,6–0,7. Вода относится к IV классу по классификации С.А.Щукарева и является гидрокарбонатной кальциево-натриевой.

$$\begin{array}{l} \text{М } 0,005 \quad \frac{\text{HCO}_3 90 \text{ SO}_4 110}{\text{Ca}35 \text{ Na}26 \text{ Mg}16} \quad \text{D } 2,60 ; \quad \text{М } 0,003 \quad \frac{\text{HCO}_3 94}{\text{Na}43 \text{ Ca}38 \text{ Mg}19} \quad \text{D } 140 . \end{array}$$

На юго-востоке описываемого района по аналогии с соседней территорией (лист Q-4I-XXXI) предполагается развитие пластовых вод в мезозойских отложениях. Водоносными горизонтами являются пачки песчаных и песчано-гравийных отложений, залегающих среди глин. Межпластовые воды могут быть как напорными, так и безнапорными. Дебит напорных вод может достигать до нескольких десятков литров в секунду. Общая минерализация 550–650 мг/л, pH = 7–8,3. По химическому составу воды могут быть гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого, кальциево-магниево-натриевого типов (Мезенцев, 1964ф).

Многолетняя мерзлота носит островной характер. Наиболее широко она развита в восточной части площади листа, в районе развития мезо-кайнозойских отложений. Верхняя граница многолетней мерзлоты в зависимости от экспозиции склона, характера рельефа проходит на глубинах I–3 м и совпадает с нижней границей летнего оттаивания. В долинах рек и ручьев верхняя граница многолетней мерзлоты проходит значительно ниже: до 40–100 м от поверхности. Нижняя граница многолетней мерзлоты не установлена, но она фиксируется скважинами до глубины 600 м. В некоторых случаях горизонты многолетней мерзлоты чередуются с участками талых пород.

ЛИТЕРАТУРА
О публикованная

Алешков А.Н. Дунито-перидотитовые массивы Приполярного Урала. Мат. компл. эксп., вып.18, сер.Уральская. АН СССР, 1929.

Алешков А.Н. Геологический очерк золотоносного района Ляпинского края. Тр.Арктического ин-та, т.XIV, 1937.

Богрецова Т.Б., Евдокимов Ю.Е., Евсеев К.П., Молдаванцев Ю.Е., Хлебников В.К. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист Q-4I (Воркута). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1958.

Боч С.Г., Краснов И.И. О нагорных террасах и древних поверхностях выравнивания на Урале и связанных с ними проблемах. Изв.ВГО, т.75, вып.1, 1943.

Боч С.Г., Краснов И.И. К вопросу о границе максимального четвертичного оледенения в пределах Уральского хребта в связи с наблюдениями над нагорными террасами. Бюлл. ком. по изуч. четверт. периода, № 8, 1946.

Волков С.Н. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала. ВСЕГЕИ, общ.сер., вып.8, 1946.

Волков С.Н. Средний палеозой северной окраины нижнетагильского синклиория. Тр.Геол.музея АН СССР, вып.4, 1960.

Волков С.Н. О тектоническом районировании восточного склона Полярного Урала. Мат. годичн.сессии Учен.сов. по результ. работ 1959 г. ВСЕГЕИ, 1960.

Гофман Э. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой. Исследования экспедиции, снаряженной Русским геогр. об-вом в 1847, 1848 и 1850 гг., т.III. 1856.

Евсеев К.П. Стратиграфия и фации Лемвинской структурной зоны Полярного Урала. Бюлл. ВСЕГЕИ, вып.2. 1960.

Кондаин А.Г. Структурно-фациальные особенности силурийско-раннедевонского этапа тектонического развития Севера Урала. Тр.ВСЕГЕИ, нов.сер., т.86. 1962.

Кондаин О.А. Структурно-фациальное районирование Севера Урала. Тр.ВСЕГЕИ, т.92. 1963.

Львов К.А. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала. Соещ. по унификац. стратиграфич. схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы, проводимое в Свердловске. Тезисы докл. 1956.

Львов К.А. Стратиграфия протерозоя и нижнего палеозоя Приполярного и Полярного Урала. Сб.статей по геологии Арктики. Тр.НИИГА, т.105, вып.II. 1959.

Малашевский В.Н., Попович Н.И. Структурно-фациальные зоны Приполярного и Полярного Урала в кембрийском периоде. ВСЕГЕИ. Мат. по геол. Урала, т.7. 1961.

Мельников А.С., Волков С.Н., Ерошевская Р.И. Силур и девон Северо-Сосьвинского района. Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер., т.86. 1962.

Миклухо-Маклай А.Д. Древний вулканизм Полярного и Приполярного Урала и связанные с ним медные рудопроявления. "Советская геология", № 1, 1960.

Миклухо-Маклай А.Д. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 серия Северо-Уральская, лист Q-4I-XIX. Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1962.

Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С., Херасков Н.П. Закономерности размещения магматизма и метаморфизма Севера Урала в связи с тектоническими структурами. Тр.XXI сессии Междунар.геол.конгр., пробл.13, 1960.

Молдаванцев Ю.Е., Перфильев А.С. Проявление метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале. Изв. АН СССР, сер.геол., № 4, 1962.

Носилов К.Д. Сообщение о геологической экскурсии в Северный Урал. Записки Минерал. об-ва, 2 серия, т.22. 1886.

Романов Б.М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. Мат. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып.6, УГУ. Госгеолтехиздат, 1958.

Раaben М.Е. Стратиграфия древних свит Полярного Урала. Стратиграфия и тектоническое строение северной оконечности Приполярного Урала. Изд. АН СССР, 1959.

Сергиевский В.М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. ВСЕГЕИ, общ. сер., вып.8, 1948.

Сирин Н.А. Гранитные интрузии Приполярного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып.40, 1941.

Сирин Н.А. Геолого-петрографические исследования Приполярного Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, сер.петрогр., 1945.

Сирин Н.А. История вулканических проявлений на Приполярном Урале. Сб. посвящ. акад. Д.С.Белянкину. Изд. АН СССР, 1946.

С и р и н Н.А. Магматизм Приполярного и Полярного Урала. Госгеолтехиздат, 1962.

С м и р н о в Ю.Д., С е р г и е в с к и й В.М. Связь варисского Урала с соседними регионами и главные этапы его доордовикского развития. Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер., т.119. 1964.

С о б о л е в И.Д. Основные черты магматизма Урала. Мат. по геол. и полезн. ископ. Урала, вып.8. Госгеолтехиздат, 1961.

С т р а ж е в с к и й Г. Отчет о действиях I-й партии Северной горной экспедиции в 1835 г. "Горный журнал", ч.П, кн.4, 1836.

Ф е д о р о в Е.С. Геологические исследования на Северном Урале. "Горный журнал", т.2, 1889; т.1 и 2, 1890; т.1 и 3, 1893.

Ф и ш м а н М.В., Г о л д и н Б.А. Гранитоиды центральной части Приполярного Урала. АН СССР, 1963.

Ф и ш м а н М.В. Некоторые особенности магматизма Приполярного Урала. КФАН СССР, Тр. Ин-та геологии. Сыктывкар, 1963.

Фондовая X/

А з а р н ы х А.Д., В я з о в о й Ю.С., Л и х а ч е в В.К., С т а р ч и к А.В. Геолого-промышленный отчет Кожимской партии за 1951 г. М., 1962.

А л ь т е р С.М. и др. Сводный отчет о работе одноприборной авиасейсмической партии 2/58 в Ханты-Мансийском и Ямало-Ненецком национальных округах Тюменской области. 1962.

Б о ч С.Г., В о л к о в С.Н., Л ь в о в К.А., С и р и н Н.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000, листы Q-40-XXXVI, Q-41-XXXI, P-40-UI, P-41-I, P-41-UP, P-40-XVШ, P-41-XШ. Объяснительная записка, т.1 и 2. Л.-М., 1948.

В о л к о в С.Н. Геологическое строение Полярного Урала в районе верховьев рек Лемвы и Хулги (Ляпина). Отчет о работе Лемвинского отряда ПУЗ УГУ. 1939.

В о л к о в С.Н. Очерк стратиграфии среднего палеозоя бассейна верховьев р.Сев.Сосьвы. Отчет о маршрутных геологических исследованиях на Приполярном Урале в 1947 г. Фонд ВСЕГЕИ, 1948.

X/ Работы, местонахождение которых не указано, хранятся в фонде Тюменского ГГУ.

В о л к о в С.Н., М е л ь н и к о в А.С. и др. Окончательный отчет по теме: "Стратиграфия, петрография и тектоника среднепалеозойских вулканогенных толщ восточного склона Приполярного Урала". Фонд ВСЕГЕИ, 1963.

Г у л а р и я Н.К. и др. Отчет Полярно-Уральской экспедиции УГУ ГУСМП об исследованиях на Приполярном Урале летом 1937 г. Главсевморпуть, 1938.

К н я з е в Б.А. и др. Отчет о результатах геофизических работ, выполненных Хулгинской аэромагнитной партией 1946, 1962-1964.

К о р к и н В.М. и др. Результаты геологической съемки масштаба 1:200 000 листа Q-41-XXVI, Приполярный Урал. Отчет о работе Хулгинской партии за 1960-1964 гг. 1964.

Л а т ы п о в А.А. Отчет Саранпаульской аэромагнитной партии №11/61 о работах, проведенных в 1961 г. в Березовском районе Тюменской области и в восточной части Коми АССР. 1963.

Л е н н ы х И.В., К о л о к о л о в А.А. Об исследованиях золотоносности верхнего течения р.Хулги, Приполярный Урал. Отчет о геологопоисковых работах на золото Ляпинской партии ПУЗ, проведенных в 1945 г. 1945.

Л ь в о в К.А. Сводка по геологии и золотоносности Приполярного и Полярного Урала. 1945.

Л ь в о в К.А. Стратиграфия докембрийских и нижнепалеозойских образований Приполярного Урала. Фонд ВСЕГЕИ, 1947.

Л ь в о в К.А. Докембрий и нижний палеозой Приполярного Урала (отчет по работам 1946-1948 гг.). Фонд ВСЕГЕИ, 1948.

М а л а ш е в с к и й В.Н., П о п о в и ч Н.И. Отчет Приполярно-Уральской партии по теме: "Сравнительное изучение типовых разрезов палеозоя различных структурно-фациальных зон Севера Урала (по работам 1957-1960 гг.). Фонд ВСЕГЕИ, 1961.

М и к л у х о - М а к л а й А.Д. и др. Геологическое строение территории листа Q-41-XX (сводный отчет Верхнелемвинской ГПСН по работам 1961-1962 гг.). Фонд ВКТЗ, 1963.

М е н н е р В.В., Р а а б е н М.Е. Геологическое строение приосевой части Урала в бассейне Кожима и верховий Лемвы. Фонды СОПС и Ин-та геол. наук АН СССР, 1947.

М е з е н ц е в М.П. и др. Результаты геологической съемки масштаба 1:200 000 (отчет о работе Маньинской партии за 1960-1964 гг.). 1964.

С и р и н Н.А. Данные Полярно-Уральской геологической экспедиции ВАИ по оловонности центральной части Приполярного

Урала - бассейна р.Ляпин (Хулга), Березовский район Омской области. 1936.

С и р и н Н.А., Волков С.Н. Отчет по теме: "Геологическое строение бассейнов р.Ляпин Приполярного Урала". 1936-1938 гг. ГУСМП АНИИ ПУЭ, 1938.

Приложение I

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год состав- ления или издания работы	Местона- хождение материала ^{х/} , его фон- довый №
I	2	3	4	5
I	Азарных А.Д., Вязовой Ю.С., Лихачев В.К., Старчик А.В.	Геолого-промышлен- ный отчет Кожим- ской партии за 1951 г.	1952	0695
2	Гулария Н.К., Зяблов Л.Ф., Кухаренко А.А., Орешникова Е.П., Хруст Р.С.	Отчет Полярно- Уральской экспе- диции ГУС МП об исследованиях на Приполярном Урале летом 1937 г.	1937	01314
3	Коркин В.М., Сазонов Г.К., Еремин В.П., Аристов В.Н.	Результаты геоло- гической съемки масштаба 1:200 000 листа Q-4I-XXVI (Приполярный Урал). Отчет о работе Хулгинской партии за 1960-1964 гг.	1964	02686
4	Ленных И.В., Колоколов А.А.	Об исследованиях золотоносности верхнего течения р.Хулги - Припо- лярный Урал.	1945	0963

^{х/} Все работы хранятся в фонде Тюменского ТГУ.

I	2	3	4	5
5		Отчет о геологических работах на золото Ляпинской партии ПУЭ, проведенных в 1945 г. Отчет о результатах геологоразведочных и геофизических работ Тюменской геологической экспедиции за 1964 г.	1965	
6	Сирин Н.А., Волков С.Н., Львов К.А., Галактионов М.С., Леонов Н.И.	Отчет на тему: "Геологическое строение бассейна р.Ляпин - Приполярный Урал 1936-1938 гг." ГУСМП АНИИ ПУЭ	1938	О1984

СПИСОК

ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ
НА ЛИСТЕ Q-4I-XXVI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ
МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное, Р-россыпное)	№ использованного материала по списку (прилож.1)
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
О п т и ч е с к о е с ы р ь е					
Горный хрусталь					
34	П-1	Капиншорское	Отработано	К	1
СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ					
Известняки					
94	IV-3	Хальмерьевское	Не эксплуатируется	К	3

Приложение 3

СПИСОК
ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ
Q-4I-XXVI КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ ископаемого материала по списку (прилож. I)	Примечание
I	2	3	4	5	6
		МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ			
		Черные металлы			
		Гематитовые руды			
2	I-1	р. Мал. Бадья	Прослой железистых кварцитов мощностью до 1 м среди микрокварцитов	3	
3	I-1	Там же	То же	3	
I3	I-2	р. Мал. Тыкотовла	Прослой хлорит-гематит-кварцевых сланцев мощностью 3 м среди хлорит-серицит-кварцевых сланцев	3	
		Титаномагнетитовые руды			
93	IY-3	Высота 172 м	Вкрапленность титаномагнетита в кварцевых диоритах и габбро	3	

I	2	3	4	5	6
96	IY-4	Высота 172 м	Вкрапленность титаномагнетита в кварцевых диоритах и габбро	3	
80	IY-2	р. Хальмеръя	Вкрапленность титаномагнетита в амфиболитах	3	
		Титан			
15	I-3	руч. Амбаршор и р. Балбанъя (водораздел)	Редкие кристаллы ильменита в кварцевой жиле	3	
23	I-4	р. Балбанъя и р. Ниж. Дея	Редкие кристаллы ильменита в кварцевых жилах	3	
39	II-4	р. Балбанъя	Кристаллы рутила в кварцевых жилах	3	
40	II-4	Там же	То же	3	
26	II-1	руч. Варукшор	Мелкая редкая вкрапленность ильменита в кварцевых прожилках среди сланцев	3	
29	II-1	Там же	Редкая вкрапленность ильменита в гранитах в зоне эндоконтакта	3	

I	2	3	4	5	6
38	П-4	р.Выхолью	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание титана 3%
I7	I-4	Высота 865 м	Редкие кристаллы ильменита в кварцевых жилах	3	
I8	I-4	Там же	То же	3	
8I	IУ-2	Высота 33I м	Кристаллы рутила в кварцевой жиле	3	
82	IУ-1-2	р.Налимаю	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание титана 3%
58	Ш-1	р.Хальмерью	Редкие кристаллы рутила и горного хрусталя в кварцевой жиле	3	
Хром					
89	IУ-3	База оленевосхоза Шерьёль	Шлиры хромита в серпентинизированных дунитах	3	
75	Ш-4	р.Бол. и Мал. Нядокота	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание хрома I-3%
77	Ш-4	р.Бол.Хосая	То же	3	То же

I	2	3	4	5	6
73	П-Ш-4	руч.Максими-ка-Шор	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание хрома I-3%, никеля до 0,3%
90	IУ-3	р.Мал.Хосая	То же	3	Содержание хрома до 3%, никеля до 0,3%
9I	IУ-3	р.Мал.Хосая и руч.Кыр-ныжьёль	"		Содержание хрома I-3%, никеля 0, I-0,3%
92	IУ-3	реки Мал. Хосая и Хальмерью (водораздел)	"	3	Содержание хрома I-3%, никеля 0, I-0,3%
85	IУ-1-2	р.Налимаю	"	3	Содержание хрома I-3%
86	IУ-2	руч.Синотвож	Шлиры хромита размером до 10 см	3	Содержание Cr_2O_3 38,3% (хим.анализ)
87	IУ-2	Там же	Шлиры хромита в дунитах	3	

I	2	3	4	5	6
88	IY-2	руч. Синотвож	Шлиры хромита в серпентинизированных дунитах и серпентинитах	3	
84	IY-2	руч. Эрлшор	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание хрома I-3%, никеля 0, I-0, 3%

Цветные металлы

Медь

22	I-4	р. Балбанью	Зона с густой вкрапленностью халькопирита и пирита в гнейсах	3	Содержание меди 0,91%, никеля до 0,037%, золота - следы, серебра - 39 г/т (хим. анализ)
I2	I-2	р. Бол. Тыкотова	Медная зелень в кварцевой жиле среди эпидиот-амфиболовых сланцев	3	
65	Ш-2	р. Бол. Тынагота	Мелкая вкрапленность халькопирита в эпидиот-хлорит-амфиболовых сланцах	3	
72	Ш-3	р. Бол. Хосая	Медная зелень в серицит-хлорит-альбитовых сланцах	3	

I	2	3	4	5	6
76	Ш-4	р. Бол. Хосая	Вкрапленность халькопирита в кварцевой жиле	3	
78	Ш-4	Там же	Редкая вкрапленность халькопирита в горнблендитах	3	
27	П-1	руч. Варукшор	Вкрапленность халькопирита и пирита в кварц-хлорит-серицитовых сланцах	3	
68	Ш-2	Высота 685 м	Редкая мелкая вкрапленность халькопирита в туффитах	3	
I6	I-3	р. Выхолью	Вкрапленность халькопирита и пирита в метаморфизованных основных эффузивах	3	
25	П-1	руч. Капиншор	Медная зелень и вкрапленность борнита в фельзит-порфирах	3	Содержание меди 0,35% (хим. анализ)
I	I-1	р. Мал. Бадьяю	Редкая вкрапленность халькопирита и пирита в разномзернистых песчаниках	3	
5I	Ш-1	р. Мал. Тынагота	Медная зелень в кварцевых жилах	3	
55	Ш-1	Там же	Вкрапленность халькопирита в эпидиотизированных серицит-хлорит-альбитовых сланцах	3	

1	2	3	4	5	6
79	IУ-1	р.Налимаю - руч.Путынг- соим (водо- раздел)	Тонкая вкраплен- ность халькопи- рита и медная зе- лень в окварцо- ванных туфах	3	
83	IУ-2	р.Налимаю	Редкая вкраплен- ность халькопири- та и медная зе- лень в гнейсах	3	
4I	II-4	р.Осею - р.Неркам	Металлометриче- ский ореол рас- сеяния	3	Содержа- ние меди до 0,06%
37	I-II-3	р.Осею - р.Выхолью	То же	3	То же
20	I-4	руч.Парус- Шор	Редкая мелкая (до 3 мм) вкрап- ленность халь- копирита в био- тит-альбит-хло- ритовых сланцах	3	
2I	I-4	руч.Парус- Шор - р.Деляю	Металлометриче- ский ореол рас- сеяния	3	Содержа- ние меди 0,03-0,1%
66	III-2	руч.Пернашор	Редкая вкраплен- ность халькопи- рита в карбонат- ных эпидот-хло- рит-амфиболовых сланцах	3	
36	II-1	руч.Старик- шор	Вкрапленность халь- копирита и медная зелень в кварцевой жиле	3	Содержа- ние меди 0,6% (хим.ана- лиз)

1	2	3	4	5	6
9	I-II-1-2	р.Сэлэмью	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание меди до 0,06%
54	III-1	р.Халь- мерью	Вкрапленность халь- копирита и кристал- лы горного хрусталя в кварцевых жилах	3	
			Свинец		
4	I-1	р.Бадьяю	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание свинца 0,06%
10	I-2	р.Бол.Ты- котлова	Вкрапленность суль- фидов в фельзит- порфирах	3	То же, до 0,76% (хим.анализ)
19	I-4	руч.Парус- Шор	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание свинца 0,03%
			Свинцово-цинковые руды		
II	I-2	р.Бол.Ты- котлова	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание свинца 0,03%, цинка 0,03%
64	III-2	р.Бол.Ты- нагота	Вкрапленность га- ленита, халькопи- рита и пирита в окварцованных гранито-гнейсах	3	Содержание меди 0,015%, свинца 0,08%, золота 0,2 г/т (хим.анализ)
46	III-1	р.Мал.Ты- нагота	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание свинца 0,03%, цинка 0,03%

I	2	3	4	5	6
47	Ш-1	руч.Талашор	Флюорит-барит-карбонат-кварцевая жила с редкой вкрапленностью халькопирита, галенита, сфалерита	3	Содержание BaO - 59,34%, свинца 0,05% (хим.анализ)
48	Ш-1	Там же	Флюорит-барит-карбонат-свинцовое оруденение с редкой вкрапленностью халькопирита, сфалерита	3,5	Содержание свинца 35,8%, BaO 28,8%, меди 0,015%, золота 0,8 г/т (хим.анализ)
Цинк					
44	Ш-1	р.Мал.Тынагота	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание цинка 0,03%
Никель					
74	Ш-4	р.Бол.Нядокота - руч.Максимка-Шор	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание никеля 0,3%
95	IV-4	р.Олысяёль	То же	3	То же
Благородные металлы					
Золото					
52	Ш-1	руч.Бол.Пальник-Шор	Кварцевые жилы с редкой вкрапленностью галенита в кварцевой жиле	5	Содержание золота 0,6 г/т (пробирный анализ)

I	2	3	4	5	6
53	Ш-1	руч.Бол.Пальник-Шор	Кристаллы горного хрусталя, вкрапленность галенита, халькопирита в кварцевых жилах	5	Содержание золота 0,3 г/т, меди 0,02%, свинца 0,01% (пробирный и хим.анализ)
50	Ш-1	р.Мал.Тынагота	Редкая вкрапленность ильменита и кристаллы горного хрусталя в кварцевой жиле	3,5	Содержание золота 2,5 г/т (пробирный анализ)
60	Ш-1	руч.Пальник-Шор	Вкрапленность золота, галенита, сфалерита, халькопирита в кварцевых жилах	5	Содержание золота до 7 г/т (пробирный анализ)
63	Ш-1	Там же	Зона пиритизации с золотом	5	То же, 0,4 г/т
57	Ш-1	р.Хальмеръю	Вкрапленность видимого золота размером 2-3 мм в кварцевых жилах	3,5	Содержание золота 15,2 г/т, свинца 9,25%, цинка 2,66%, меди 0,33% (хим.анализ)
59	Ш-1	Там же	Зоны пиритизации с золотом в филитовидных сланцах	5	Содержание золота 1,6 г/т (пробирный анализ)

I	2	3	4	5	6
Редкие металлы					
Вольфрам					
I4	I-II-3-4	р.Балбанью	Ореол рассеяния	3	Содержание шеелита до 0,7 г/м ³
Молибден					
69	III-2	р.Бол.Тынагота	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание молибдена 0,001%
61	III-1	руч.Ошкашор	То же	3	То же
62	III-1	Там же	Мелкая редкая вкрапленность молибденита в измененных диоритах	3	То же, 0,06% (хим.анализ)
71	III-2	р.Хальмерью	Редко рассеянная вкрапленность молибденита в гранитах	2	
Бериллий					
31	II-1	р.Бол.Тынагота	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание бериллия 0,003%
Тантал, ниобий					
32	II-1	р.Бол.Тынагота	Повышенное содержание тантала и ниобия в измененных гранитах	3	Содержание Ta ₂ O ₅ - 0,01%, Nb ₂ O ₅ - 0,11% (хим.анализ)

I	2	3	4	5	6
Иттербий					
35	II-III-1	р.Мал.Тынагота	Металлометрический ореол рассеяния	3	Содержание иттербия 0,001%
45	III-1	р.Мал.Тынагота	То же		То же
Иттрий					
43	III-1	р.Хальмерью - р.Мал.Тынагота	"		Содержание иттрия 0,03%
Цирконий					
56	III-1	р.Хальмерью	Металлометрический ореол рассеяния		Содержание циркония 0,1%
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ					
Оптическое сырье					
Горный хрусталь					
5	I-1	р.Бол.Бадьяю	Занорыши с прозрачными кристаллами горного хрусталя в кварцевых жилах	3	
70	III-2	р.Бол.Тынагота	Занорыши горного хрусталя в кварцевой жиле	3	
8	I-1	р.Кожим	Занорыши с мелкими кристаллами горного хрусталя в кварцевых жилах		

I	2	3	4	5	6
42	Ш-1	р. Мал. Тына- гота	Кристаллы горного хру- стали в занорышах кварцевых жил	3	
24	П-1	р. Саран- седаю и руч. Капиншор (водораздел)	Щетки горного хруста- ли в кварцевых жилах	3	
28	П-1	р. Саран- седаю	Занорыши с мелкими кристаллами горного хрустали в кварцевых жилах	3	
33	П-1	Там же	Кристаллы горного хру- стали в занорышах кварцевых жил	3	
6	И-1	р. Яртаю	Занорыши с горным хру- сталем в кварцевых жилах	3	
7	И-1	Там же	Занорыши с мелкими кристаллами горного хрустали в кварцевых жилах	3	

Флюорит

30	П-1	р. Бол. Ты- нагота	Вкрапленность флюорита в измененных гранитах	3	
49	Ш-1	р. Мал. Ты- нагота	Выделения флюорита по трещинам в гранитизи- рованных аркозовых пес- чаниках	3	
67	Ш-2	руч. Пернашор	Вкрапленность флюорита в измененных гранитах	3	

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	32
Тектоника	41
Геоморфология	47
Полезные ископаемые	52
Подземные воды	63
Литература	66
Приложения	71