Записки Ленинградского орденов Ленина и Трудового Красного Знамени горного института,
том XXVIII, 1953 *г.*

ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА И ОТНОШЕНИЕ ИХ К ВМЕЩАЮЩИМ ПОРОДАМ

Доц. А. Е. Карякин

ВВЕДЕНИЕ

Хрусталеносная полоса Приполярного Урала, геологическому описанию которой посвящена настоящая статья, охватывает собой водораздельную часть Уральского хребта, расположенную в пределах 64°30′—65°20′ северной широты, т. е. от горы Хусь-Ойка на юге до хребта Малды на севере.

Вдоль главного водораздела Уральского хребта хрусталеносная полоса прослежена на 150 *км* и имеет ширину 25 *км*.

Геологическое исследование хрусталеносной полосы производится Полярно-Уральской экспедицией 8-го Главного Управления МПСС СССР.

Автор статьи в течение 10 лет принимал участие в работе этой экспедиции. В 1952 г. автором совместно с геологом В. А. Смирновой закончено составление геологической карты хрусталеносной полосы в масштабе 1 : 100 000 для площади около 4000 *км*^{2}. К сожалению, эта карта не может быть приложена в качестве необходимого дополнения к настоящей статье, ввиду ее больших размеров.

I. СТРАТИГРАФИЯ

Породы метаморфической толщи хрусталеносной полосы Приполярного Урала относятся к двум циклам седиментации: отложения верхнего протерозоя и отложения нижнего силура.

Отложения верхнего протерозоя отделяются от отложений нижнего силура эпохой воздымания, обусловленной тектогенезом. Породы нижнего силура несогласно залегают на породах верхнего протерозоя.

Несогласие в залегании пород имеет стратиграфический и тектонический характер. Однако, это несогласие маскируется наложением варисского тектогенеза и с полной очевидностью устанавливается только региональным геологическим картированием.

Толщу метаморфических пород мы разбиваем на три свиты: подкварцитовую (сланцы), кварцитовую (кварциты) и надкварцитовую (известняки).

В свою очередь, каждую из этих свит подразделяем на горизонты. Расчленение толщи метаморфических пород хрусталеносной полосы представлено в таблице.

Таблица

Номер свиты	Наименование свиты	Номер горизонта	Наименование горизонта
I	Подкварцитовая (сланцы протерозоя)	1	Цоизито-биотитовые сланцы
		2	Слюдистые сланцы с прослоями кремнистых известняков
		3	Слюдистые сланцы с прослоями кварцитов и кварцитовых сланцев
		4	Слюдисто-карбонатные сланцы с линзами слюдистых мраморов и доломитов
II	Кварцитовая (кварциты нижнего силура)	1	Слюдистые кварциты
		2	Кварцитовые конгломераты
		3	Кварциты
		4	Кварцито-песчаники
III	Надкварцитовая (известняки нижнего силура)	1	Серые или розовато-желтые мраморы
		2	Пачки чередующихся слюдисто-карбонатных и карбонатных сланцев

Сланцы протерозоя. В стратиграфическом разрезе сланцы протерозоя залегают ниже фаунистически охарактеризованных нижнесилурийских образований, при этом они наиболее интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Породы этой свиты резко преобладают над породами двух последующих свит метаморфической толщи, являясь основным фоном геологической карты хрусталеносной полосы Приполярного Урала.

На северо-востоке исследованного района породы I свиты сменяются более молодыми образованиями II и III свит. Нижняя возрастная граница I свиты нам неизвестна, верхней ее стратиграфической границей служат несогласно залегающие на ней кварциты II свиты, относящиеся к нижнему силуру.

Сложное тектоническое строение сланцевой толщи протерозоя не позволяет дать точную цифру мощности I свиты, но, во всяком случае, она превышает 5 *км*.

Несмотря на монотонный внешний вид и частую перемежаемость пород, I свиту можно расчленить на четыре горизонта.

Относительная последовательность горизонтов устанавливается в разрезах пород I свиты — в скалистых обнажениях долин рек Манья, Парнук, Хобе-Ю и Мань-Хобе-Ю.

Находки *Collenid* и *Asagia* в слюдисто-карбонатных сланцах (4 горизонт) в районе горы Иркусей указывают на их более молодой возраст. Более древний возраст цоизито-биотитовых сланцев подтверждается их положением в осевой зоне главного антиклинория Урала. Прямых указаний на перерывы в отложении между образованиями отдельных горизонтов или внутри их мы не имеем.

Кварциты нижнего силура S_1^a. Данная свита состоит из кварцитов, кварцитовых конгломератов, песчаников и песчанистых сланцев. Мощность свиты до 3 *км*. Породы II свиты несогласно залегают на размытой поверхности сланцев I свиты, перекрывая все горизонты последней. Контакт I и II свит в обнажениях удается наблюдать очень редко, так как кварцитовые породы II свиты устойчивы против выветривания и образуют скалистые гребни, подножья которых (места, где обычно проходит линия контакта) завалены крупноглыбовыми россыпями. По-

этому несогласие в залегании I и II свит устанавливается, главным образом, при картировании.

Но в ряде обнажений наблюдается и непосредственная линия контакта. Слоистость слюдистых кварцитов, залегающих на сланцах I свиты, всегда параллельна плоскости контакта. Зон милонитизации, параллельных этому контакту, не наблюдается. Таких зон или брекчий трения нет и в подстилающих сланцах. В низах кварцитовой свиты встречаются мелкие обломки сланца (район истоков реки Хобе-Ю), подстилающего данную свиту. Включения в кварцитах обломков сланцев мы рассматриваем, как образование типа базального конгломерата.

Для пород II свиты характерна светлосерая, серая или зеленовато-серая окраска; на северо-западе и западе исследованного района она сменяется буровато-серой и фиолетовой. Исходя из этого, некоторые исследователи расчленяют кварциты на две разновозрастные свиты. Однако, постоянство разрезов кварцитовой свиты и наличие фиолетовых слоев среди светлых кварцитов центральной зоны заставляет думать, что разница в окраске является или первичной фациальной особенностью или следствием различной степени метаморфизма пород.

Темнолиловый кварцит из хребта Малды, прокаленный И. В. Буссеном в лаборатории ВИОК в течение двух суток при температуре около 1000°, обесцветился и приобрел светлосерую окраску без нарушения сплошности породы.

Для верхних горизонтов II свиты известны многочисленные находки фауны брахиопод (*Angarella*) в районах реки Ягиней (приток реки Вангур), гор Малды, Няды-Сей, Обе-Из (работы Г. А. Чернова, 1936 г. и М. Е. Ненахова, 1945 г.). Это определяет возраст кварцитов как нижнесилурийский.

Породы II свиты широко развиты в северо-западной части района (хребты Малды и Сыня-Рузь). В северо-восточной части они образуют узкую полосу, опоясывающую сланцы I свиты в виде дуги, открытой к юго-западу. Кроме того, они протягиваются узкими параллельными полосами в пределах хрусталеносной полосы, отвечая ядрам размытых синклиналей второго порядка. Благодаря своей устойчивости породы этой свиты резко выделяются в рельефе. Ими обычно венчаются вершины исполинов Урала: Нер-Ойка, Кварцитная, Манарага, Народа и другие горы. Наиболее полные разрезы II свиты можно наблюдать по долинам ряда ручьев, текущих с гор Иркусей и Россомаха. На основании детального изучения этих разрезов II свита разделена на 4 горизонта, в верхах которых имеются прослои известковистых сланцев.

Известняки нижнего силура $S^{в}$. III свита за пределами исследованного района связана непрерывными переходами с фаунистически охарактеризованными среднепалеозойскими карбонатными толщами. В пределах хрусталеносной полосы мощность ее около 2 *км*.

Как указано выше, в рассматриваемом районе не отмечено несогласия между III и подстилающей ее II свитой. Породы III свиты слагают долины рек Балбан-Ю, Хаталамби и Кожим, ограничивая с северо-востока хрусталеносную полосу, и уходят далее на север.

Выходы карбонатных пород всегда соответствуют отрицательным формам рельефа, в данном случае широким долинам рек Кожим, Балбан-Ю и Хаталамби.

Коренные обнажения известняков часто образуют невысокие обрывистые берега перечисленных рек. Границы II и III свит везде закрыты моренными и аллювиальными отложениями.

II. СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ

Слоистые образования докембрийского и нижнепалеозойского возрастов, принимающие участие в строении хрусталеносной полосы, интен-

сивно дислоцированы. Они образуют складчатую структуру, осложненную сбросами и надвигами.

В южной части исследованного района породы имеют простирание близкое к меридиональному, с незначительным отклонением к западу или востоку; в северной — меридиональное простирание сменяется северо-восточным (азимуты 35—40°). На крайнем западе (район реки Вангур) пласты пород имеют восточное падение; в восточной и центральной (водораздельной) частях западное падение, причем в центральной части падение близко к вертикальному. По мере удаления от центральной части к востоку или западу падение пластов постепенно выполаживается до 25—30°.

Таким образом, древний возраст метаморфической толщи, веерообразное залегание пластов и возрастание углов падения в направлении к водоразделу Уральского хребта — указывают на то, что в пределах хрусталеносной полосы обнажается ядро антиклинория. Ядро антиклинория осложнено несколькими весьма крупными антиклинальными и синклинальными складками и значительно большим количеством менее крупных, на которые в свою очередь накладывается целая серия мелких и мельчайших складок вплоть до плойчатости. Так, например, в пределах северной части хрусталеносной полосы ядро антиклинория осложнено двумя синклинальными складками. Эти складки маркируются кварцитами (II свита), реже карбонатными сланцами или известняками (III свита) и имеют северо-восточное простирание.

Восточная синклиналь в виде узкой прерывистой полосы прослеживается от горы Росомахи через горы Лапча, Лезвие, Чендер до реки Мань-Хобе-Ю.

Западная синклиналь значительно шире восточной и протягивается сплошной полосой от устья реки Балбан-Ю через горы Иркусей, Старик, Карпин-Нер, Народа до истоков реки Парнук. Кроме того, ядро антиклинория в северной части хрусталеносной полосы осложнено тремя широкими антиклинальными складками: западной, центральной и восточной. Центральный антиклинал располагается между восточной и западной синклиналями; восточный лежит к востоку от восточной, а западный к западу от западной синклинали.

В связи с сильной сдавленностью синклинальных складок они обнажаются на поверхности в виде узких зон, зажатых более широкими антиклинальными поднятиями.

Эти складки имеют изоклинальный характер с моноклинальным залеганием пластов даже при повторении в разрезе отдельных горизонтов.

В центральной и восточной частях района складки опрокинуты к востоку и только на крайнем западе (район реки Вангур) — к западу. Наиболее характерной особенностью складчатости хрусталеносной полосы является волнистость шарнира складок по простиранию. При их погружении ядра синклиналей паркируются кварцитами, карбонатными сланцами и известняками.

При воздымании шарниров складок обнажаются нижние горизонты I свиты (черные цоизито-биотитовые сланцы и другие породы), которые слагают большие площади в верховьях рек Хобе-Ю и Парнук. Кроме того, благодаря общему воздыманию шарнира антиклинория, в этом районе происходит выклинивание западной и восточной синклиналей, протягивающихся сюда с северо-востока. Обнажающаяся здесь осевая зона антиклинория прослеживается дальше на юг-запад, причем ее направление совпадает с водоразделом Уральского хребта.

В направлении к северо-востоку от района Парнук наблюдается общее погружение антиклинория, которое обусловливает здесь ныряние нижних горизонтов I свиты (цоизито-биотитовых сланцев) под более молодые отложения. Это подтверждается расширением синклинальных складок по направлению к северо-востоку. В районе реки Балбан-Ю,

в ядре западной синклинальной складки появляются породы III свиты — карбонатные сланцы и известняки. Ось этой синклинали совпадает с направлением долины реки Балбан-Ю. Синклиналь имеет симметричный характер, так как кварциты хребта Малды, отвечающие западному крылу складки, падают на юго-восток почти под тем же углом, что и кварциты горы Иркусей, падающие к северо-западу и отвечающие ее восточному крылу.

В связи с крутым погружением шарниров складок центрального и восточного антиклиналов в районе горы Росомаха наблюдается периклинальное падение пластов — к востоку, северо-востоку, северу и северо-западу. Здесь более молодые отложения последовательно огибают погружающееся ядро антиклинория с запада, севера и востока.

Как известно, в местах погружения складчатых структур наблюдаются истинные возрастные соотношения пластов, поэтому в районе Росомаха — Балбан-Ю были детально изучены разрезы и на их основании составлена стратиграфическая колонка. В связи с погружением антиклинория, хрусталеносная полоса дальше на северо-восток не продолжается и довольно четко оконтуривается горизонтами III свиты (карбонатными сланцами и известняками).

III. МЕСТО СТРУКТУРЫ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ В СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ УРАЛЬСКОГО ХРЕБТА

Для Уральского хребта весьма характерно зональное строение. В пределах хребта отчетливо выделяются три зоны: 1) палеозойских отложений западного склона хребта; 2) метаморфических пород центральной части хребта; 3) палеозойских отложений восточного склона хребта.

Зона палеозойских отложений западного склона хребта сложена породами силурийского, девонского, каменноугольного и пермского возрастов. На крайнем западе Уральского хребта отложения пермского возраста имеют спокойное залегание. Интенсивность дислокации палеозойских отложений увеличивается к востоку и в центральной части хребта достигает максимальных размеров.

Центральная зона сложена наиболее древними породами Уральского хребта. В состав ее входят: слюдистые сланцы, туффиты, амфиболиты, кварциты и кварцитовые конгломераты. Все эти метаморфические породы прорваны многочисленными и разнообразными по составу варисскими интрузиями.

Зона палеозойских отложений восточного склона сложена осадочными и вулканогенными породами силурийского и девонского возрастов.

В структурном отношении Уральский хребет представляет крупный антиклинорий, вытянутый в северо-восточном направлении. Крылья его осложнены целым рядом антиклиналей и синклиналей, причем складки западного крыла опрокинуты к западу, а складки восточного крыла — к востоку.

Метаморфическая толща хрусталеносной полосы Приполярного Урала так же, как и метаморфическая свита (М) Среднего и Южного Урала, сложена интенсивно дислоцированными слюдистыми сланцами, амфиболитами, кварцитами и кварцитовыми конгломератами.

Хрусталеносная полоса Приполярного Урала окаймляется палеозойскими отложениями как с запада (по данным Е. Д. Сошкиной и Т. А. Добролюбовой), так и с востока (по данным Н. А. Сирина и К. А. Львова).

Следовательно, в пределах Приполярного Урала, Уральский хребет имеет зональное строение. Метаморфическая толща хрусталеносной полосы сложена такими же породами, как и центральная зона складчатой области Урала и занимает положение в ядре Уральского атиклино-

рия. Характер складчатости структуры хрусталеносной полосы вполне соответствует строению Уральского антиклинория и в общих чертах достаточно точно отражает его своеобразную форму.

IV. ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ И ОТНОШЕНИЕ ИХ К ВМЕЩАЮЩИМ ПОРОДАМ

Магматические породы занимают до 40% площади хрусталеносной полосы. Изверженные породы весьма разнообразны, но поражает резкое преобладание пород гранитоидного ряда и почти полное отсутствие гипербазитов, столь широко распространенных за пределами хрусталеносной полосы (на Северном и Полярном Урале).

Вулканическая деятельность на Приполярном Урале началась еще в протерозойское или нижнепалеозойское время. Среди сланцев I свиты имеются гнейсы и пачки слоев (зеленые сланцы, актинолито-хлоритовые и эпидотовые сланцы) несомненно изверженного происхождения. Образования этих изверженных пород отнести к более определенному геологическому периоду для нас не представляется возможным. Древнейшие изверженные породы имеют к тому же подчиненное распространение. Преобладающее развитие здесь принадлежит варисским гранитоидным интрузиям.

Интрузивы гранитоидов варисского возраста группируются в три полосы: западную (Малды, Сыня-Рузь, Вангур), центральную (Хаталамби, Неройка) и восточную (Кожим, Сале-Урне-Хум). Каждая из них состоит из ряда массивов, занимая осевые зоны крупных антиклиналей и вытягивается, согласно с общим простиранием пород в северо-восточном направлении.

Варисские магматические проявления по морфологическим особенностям, характеру и последовательности образования можно разделить на следующие три формы.

А. Гнейсоподобные образования (контаминационные гнейсы), мигматиты и гранитизированные сланцы.

Б. Складчатые интрузии.

В. Трещинные интрузии и жильные породы.

А. Гнейсоподобные образования (контаминационные гнейсы), мигматиты и гранитизированные сланцы

Небольшие массивы мелкозернистых гранитоидов восточной полосы окружены ареалами мигматизированных и гранитизированных вмещающих толщ. Смешение эруптивного материала и материала вмещающих пород при этом достигает таких размеров, что точно оконтурить интрузивные массивы почти никогда не удается.

Контактные ареалы, которые сопровождают массивы мелкозернистых гранитоидов, поражают своей обширностью и образуют особую зону, часто именуемую «гнейсами восточной полосы» (Н. А. Сирин и др.).

При переходе от гранитоидных массивов к вмещающим их породам, как правило, вначале идут гнейсоподобные образования. По минералогическому составу, текстурным и структурным особенностям эти породы вполне можно отнести к гнейсам, но взаимопереходы с гранитоидами указывают на их гибридное происхождение. По нашим наблюдениям гнейсоподобные образования являются интенсивно гранитизированными сланцами и служат переходным звеном к породам интрузивного происхождения. Реликты сланцевой текстуры придают им облик гнейсов. В гнейсоподобных образованиях довольно хорошо сохранились следы мелкой складчатости и плойчатости замещенных сланцев. Состав гибридных пород: кварц, плагиоклаз, серицит и хлорит. Структура их лепидобластическая.

Количество и размеры слюдистых участков постепенно увеличиваются, сеть их усложняется, а центральные зоны наиболее крупных полос при-

обретают внешнее сходство со сланцами. Таким образом, они переходят в полосу небулитов инъекционных гнейсов, достигающих 3 *км* ширины. Эти породы, в свою очередь, постепенно переходят в обычные мигматиты, в которых уже ясно выделяются участки и полосы, ленты и прожилки гранитоидного материала среди слюдистых сланцев (парагнейсов).

Дальше от контактов гранитоидных массивов восточной полосы парагнейсы сменяются гранитизированными сланцами, которые внешне похожи на сланцы I свиты. Гранитизированные сланцы имеют грубоплитчатую отдельность. Текстура их полосчатая или линзовидная. Структура лепидобластическая, порфиробластическая с участками торцовой или гранобластической. Порфиробласты образованы кристаллами граната. От обычных сланцев гранитизированные сланцы отличаются присутствием линзочек и жилок, состоящих из плагиоклаза, кварца, иногда калиевого полевого шпата.

Гранитизированные сланцы постепенно переходят в обычные слюдистые сланцы.

Б. Складчатые интрузии

1. Амфиболовые гранодиориты и диориты

Амфиболовые гранодиориты, диориты и целый комплекс связанных с ними пород слагают Парнукский массив и образуют ряд вскрытых эрозией выходов апикальных частей крупной складчатой интрузии, которые тянутся от предгорий горы Сале-Урне-Хум на юге до реки Пелингичей на севере.

Кроме того мелкие выходы этих пород известны среди гнейсов восточной полосы и в центральной зоне. Все указанные массивы имеют согласное залегание с вмещающими их породами и образуют наиболее высокие горы исследованного района (Неприступная, Лира, Диоритовая и др.).

Парнукский массив является наиболее крупным массивом описываемых пород. Он располагается в истоках рек Парнук, Мань-Хобе-Ю, Вангур и Манарага.

Форма массива неправильная. С востока под массив падают сланцы наиболее древнего комплекса пород района, а с запада они налегают на интрузивный массив. Массив вытянут согласно с общим простиранием пород в меридиональном направлении. Его площадь около 100 *км*^{2}, обнаженность очень хорошая, поэтому можно наблюдать взаимоотношения входящих в состав интрузии пород. В центре массива (кары Мань-Хобе-Ю и Парнука) постоянно встречаются крупные (до сотен метров в диаметре) и мелкие глыбы амфиболитов. Ксенолиты (амфиболиты) пересечены сетью жил и нечетких полос, которые состоят из гранитоидного материала и образуют подобие гигантской эруптивной брекчии. По периферии массива постоянно наблюдается то ясная, то плохо различимая полосчатость, которая обусловлена чередованием темных (габбродиоритовых) и светлых (гранодиоритовых) полос, имеющих ширину от десятков сантиметров до сотен метров. Вытянуты полосы параллельно простиранию вмещающих пород. Аналогичные элементы залегания имеет и гнейсификация, которая постоянно наблюдается в краевых частях массива.

Массив в изобилии содержит ксенолиты сланцев (районы ручьев Короткий, Снежный и Кварцито-Шор) и кварцитов (плато Верхний Парнук, кара Мань-Хобе-Ю и мелкие глыбы в обрывах хребта Неприступный). Пространственное положение сланцеватости и слоистости в ксенолитах не отличается от сланцеватости и слоистости в окружающих массив породах.

Эта интрузия отличается большим разнообразием пород, но в основном она сложена диоритами. Однако, имеются отклонения как к более кислым, так и к более основным породам.

В районе гор Псевдо-Чендер, Малый Чендер, Большой Чендер, Лезвие, Лапче амфиболитовые гранодиориты и генетически связанные с ними породы образуют целый ряд массивов: Ош-Кыян-Шорский, Николай-Шорский, Водораздельный, Хасаварский, Южно-Гранитный, Маньхобеинский и т. д., кончая восточным подножьем горы Сале-Урна-Хум.

Размеры их небольшие (до 10 *км* по длинной оси). Сходство пород массивов и их расположение дают основание предполагать, что это одна крупная, слабо эродированная, согласная интрузия. Эта интрузия в основном сложена гранодиоритами, переходящими по направлению к центру ее в плагиограниты, а по направлению к периферии в диориты и габбро обычно рассланцованные.

Контактовые воздействия интрузии гранодиоритов выражены весьма отчетливо. Около массивов гранодиоритов резко заметна разница степени изменения вмещающих пород в зависимости от положения контакта. Контакты, параллельные направлению складчатости, сопровождаются полосой контактово-метаморфических пород шириной около 2 *км*. Значительно сильнее контактовые воздействия проявились там, где линия контакта имеет направление вкрест простирания складчатости, т. е. в местах погружения массива. Как правило, эти контакты имеют слепой характер и весьма сложный контур. В этом случае ареал контактового воздействия имеет большую площадь и разнообразный состав пород от контиминационных гнейсов до гранитизированных сланцев. Здесь гранитизированные сланцы покрывают массивы гранитоидов как бы плащем. Полевые наблюдения показывают, что внутри этого покрова степень преобразования вмещающих пород изменяется пропорционально удалению от поверхности гранодиоритового массива и фиксируется частой сменой разнообразных контактово-метаморфических образований.

Линия, оконтуривающая гранитизированные породы, дает возможность судить о положении контакта на глубине. Так, например, отдельные участки гранитизированных сланцев, расположенные между гранодиоритовыми массивами и сплошная полоса, сопровождающая их по бокам от Сале-Урне-Хум до Ош-Кыян-Шора, подтверждают наше предположение о том, что эти массивы являются апикальными частями крупного плутона.

Заметим, что контакты гранодиоритовых массивов параллельные простиранию складчатости ровные, иногда отчетливые, а контакты, идущие вкрест простирания складчатости, имеют гребенчатый характер, при этом выступы гранодиоритов отвечают мелким антиклинальным складкам.

Вблизи гранодиоритовых массивов (район гор Гранитная, Диоритовая, Неприступная, Сале-Урне-Хум) наблюдаются постепенные и едва уловимые переходы от слюдистых сланцев к мигматитам и гнейсоподобным образованиям. Гранитизированные сланцы являются промежуточным звеном между слюдистыми сланцами, с одной стороны и мигматитами и гнейсоподобными образованиями, с другой. Причем у самого контакта с гранодиоритовой интрузией развиваются гнейсоподобные обазования, которые служат переходом к собственно изверженной породе.

2. Биотитовые граниты и генетически связанные с ними гранодиориты и диориты

Три упомянутые выше полосы интрузивных пород в основном сложены массивами гранитов.

Западная полоса включает массивы Малды, Манарага, Вангур, Патон.

Центрльная полоса слагается массивами Кожим, Куз-Цуа-Ю, Народа, Парнук, Хобе-Ю, Неройка.

Восточная полоса имеет также небольшие массивы гранитов среди контаминационных гнейсов.

Как уже отмечалось, массивы гранодиоритов образуют наиболее высокие горы исследованного района. Граниты обнажаются или на склонах гранодиоритовых гор или, в случае глубокого эрозионного среза, образуют большие массивы. Такие массивы гранитов приурочиваются к местам воздымания крупных антиклиналей и, как правило, исчезают там, где складчатость начинает погружаться.

Апофизы гранитов (иногда довольно крупных размеров) прорывают все породы метаморфической толщи (включая известняки силура), а также апикальные части гранитного плутона, т. е. контаминационные гнейсы, диориты и гранодиориты. В гранитах встречаются ксенолиты вмещающих пород, но значительно реже, чем в гранодиоритовых массивах. Они очень сильно изменены и перекристаллизованы. Большинство гранитных массивов в периферических частях окаймляются гранодиоритами или диоритами.

Контактовые воздействия биотитовых гранитов значительно слабее, чем амфиболитовых гранодиоритов. Контакты параллельные направлению складчатости сопровождаются полосой инъекционных гнейсов (шириной в несколько десятков метров), которые постепенно переходят в гранитизированные сланцы. Контакт между гранитами и инъекционными гнейсами четкий. Граниты в контакте с вмещающими породами рассланцованы и обогащены серицитом и хлоритом.

В. Трещинные интрузии и жильные породы

1. Трещинные интрузии лейкократовых гранитов и гранит-аплитов

Лейкократовые граниты и гранит-аплиты образуют в пределах хрусталеносной полосы многочисленные, обычно небольшие трещинные интрузии. Они приурочены к двум системам крупных трещин — меридиональным и широтным.

Трещинные интрузии лейкократовых гранитов и гранит-аплитов секут массивы диоритов, гранодиоритов и биотитовых гранитов.

Тела гранит-аплитов встречаются значительно реже, чем лейкократовых гранитов и имеют меньшие размеры.

2. Межформационные трещинные интрузии кварцевых порфиров

Все межформационные интрузии сосредоточены в северо-западной и северо-восточной частях хрусталеносной полосы, в районах гор Росомаха, Малды, Сыня-Рузь, Манарага. Трещинная интрузия, протягивающаяся от горы Манарага по направлению к хребту Малды, имеет длину несколько десятков километров, причем довольно точно повторяет все изгибы линии межформационного контакта. В этом контакте, между толщей кварцитов (нижний силур) и слюдистыми сланцами (протерозой) располагается интрузия кварцевых порфиров.

Согласно данных геолога И. В. Буссена, в кварцевых порфирах массива Пысьян-Шор встречена масса ксенолитов кварцитовых пород, а также крупных глыб сланцев; сланцеватость в этих глыбах повернута почти на 90° по отношению к сланцеватости вмещающих пород. Кроме того, от массива порфиров отходят апофизы, секущие кварциты.

Некоторые авторы (Н. А. Сирин, М. Е. Ненахов, Г. В. Меркулова) считают эти породы эффузивами и выделяют их в стратиграфический горизонт.

Однако перечисленные выше факты не позволяют относить их к эффузивам, а тем более выделять как стратиграфический горизонт.

Необходимо отметить, что в контакте с кварцевыми порфирами слюдистые сланцы изменены в кварцево-хлоритовые породы. Это изменение произошло под влиянием гидротермальных растворов, которые при своем поднятии из глубины использовали плоскости контакта кварцевых порфиров. Гидротермальный характер изменения подтверждается и тем, что хрусталеносные кварцевые жилы здесь локализуются в узкой зоне кварцево-хлоритовых пород.

Между тем, многими исследователями Приполярного Урала кварцево-хлоритовые породы принимались за измененные диабазы. При этом считалось, что эти диабазы как пространственно, так и генетически тесно связаны с кварцевыми порфирами и образуют с ними одно тело сложного состава.

3. Жильные породы

Породы жильной фации распространены повсеместно, но интенсивность их концентрации различна. Наибольшая концентрация отмечается в ядрах антиклиналей, а также в экзо- и эндоконтактах гранитоидных интрузий. Такая локализация жильных пород, по всей вероятности, объясняется тем, что места перегибов антиклиналей и зоны контактов претерпевали наибольшее напряжение и являлись благоприятным местом для развития жиловмещающих трещин.

Интересно заметить, что в породах кварцитовой свиты (маркирующих шарнирные части синклиналей) жильные изверженные породы встречаются крайне редко.

Из числа жильных пород широкое развитие принадлежит кварцевым порфирам и диабазам. Аплиты и пегматиты встречаются редко.

Контактовые воздействия, оказываемые жильными телами на вмещающие породы, весьма незначительны. Около контакта во вмещающих породах развиваются: серицит, хлорит, эпидот.

Трещинные интрузии и породы жильной фации являются наиболее молодыми образованиями среди магматических пород хрусталеносной полосы Приполярного Урала. Они прорывают все породы, слагающие массивы складчатых интрузий. Вероятно, трещинные интрузии и породы жильной фации являются дериватами гранитной магмы и их появление связано с последними фазами варисского вулканизма.

V. ОТНОШЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ К ОКРУЖАЮЩИМ ИХ СТРУКТУРАМ

В предыдущем разделе отмечалось, что гранитоидные массивы образуют три полосы, вытянутые в северо-восточном направлении, согласно с общим простиранием пород района.

Эти полосы располагаются в антиклинальных складках: западная полоса в западном антиклинале, центральная в центральном и восточная в восточном.

Западная и центральная полосы гранитоидов расположены в осевой зоне Уральского антиклинория, а поэтому имеют более глубокий эрозионный срез. Каждая из них состоит из отдельных гравитоидных массивов, разделенных между собой по простиранию гранитизированными сланцами, мигматитами и гнейсоподобными образованиями (контаминационными гнейсами). Массивы этих полос сложены преимущественно крупнозернистыми и порфировидными биотитовыми гранитами. Диориты и гранодиориты встречаются только в периферических зонах гранитных массивов. Правда, в центральной гранитоидной полосе в Парнукском районе обнажается крупный диоритовый массив. Его петрографический состав очень сложный и варьирует от габбро до гранитов. Вмещающие породы этого массива, по всей вероятности, имели мергелистый характер, так как при контактовом метаморфизме они превратились в существенно биотитовые, гранатовые, хиастолитовые или андалузитовые породы.

Кроме того в диоритовом массиве имеется большое количество ксенолитов, по своему составу отвечающих амфиболитам. По нашему мнению, габбро-диориты и диориты Парнукского массива являются гибридными породами и образовались в результате ассимиляции карбонатных сланцев гранитной магмой. В пределах хрусталеносной полосы основные изверженные породы так же, как и известковистые сланцы, пользуются ограниченным распространением. Здесь преимущественное развитие принадлежит кислым изверженным и существенно кварцевым осадочно-метаморфическим породам.

В Парнукском диоритовом массиве диориты слагают высокие горы Приполярного Урала: Диоритовую, Лиру и хребет Неприступный. Необходимо заметить, что на склонах этих гор обнажаются гранодиориты, а подножья их (Диоритовой и Лиры) сложены биотитовыми порфировидными гранитами.

Восточная полоса располагается вблизи восточного крыла антиклинория, а поэтому эрозионный срез здесь прошел не так глубоко, как в осевой зоне антиклинория. Видимо, этим обстоятельством объясняются небольшие размеры гранодиоритовых массивов этой полосы и широкое развитие в ней контактово-метаморфических и контаминационных пород (гранитизированных сланцев, мигматитов и гнейсоподобных образований). Таким образом, гранодиоритовые массивы и контаминационные породы восточной полосы представляют апикальную часть гранитной интрузии. Взаимоотношение контактово-метаморфических и контаминационных пород с гранитоидными массивами изложено в предыдущем разделе.

Здесь только отметим следующие факты.

1. Слюдистые сланцы вблизи массивов гранодиоритов заметно гранитизированы. При сильной гранитизации слюдистые сланцы принимают облик гнейсоподобных образований, но сохраняют плойчатость и микроскладчатую структуру. Местами гранитизация настолько интенсивна, что трудно найти границу между гнейсоподобными образованиями (контаминационными гнейсами) и гранодиоритами.

2. Массивы гранодиоритов сложены разнообразными породами: гнейсоподобными образованиями, полосатыми гранодиоритами и плагиогранитами.

Полевые наблюдения приводят к выводу, что гнейсоподобные породы и полосатые гранодиориты образовались путем замещения гранитным веществом слюдистых сланцев и других слоистых пород.

Формирование складчатых интрузий в хрусталеносной полосе Приполярного Урала, по нашему мнению, происходило следующим образом.

Во время интенсивного складкообразовательного процесса в формировавшееся ядро Уральского антиклинория началось внедрение огромных магматических масс гранитного состава. Как известно, гранитная магма богата минерализаторами и газами. Проникновение гранитных флюидов, в связи со складкообразовательными движениями пластически текучих пород, привело к образованию гранитизированных сланцев, мигматитов и гнейсоподобных пород. В процессе метасоматического воздействия, а затем частичной или полной ассимиляции разнообразных пород кровли, образовались габбро, габбро-диориты, диориты и другие гибридные породы.

Материнская гранитная интрузия, породившая разнообразные изверженные породы в хрусталеносной полосе Приполярного Урала, приурочена к ядру главного Уральского антиклинория. Контактово-метаморфические породы (гранитизированные сланцы, мигматиты и гнейсоподобные образования), а также гибридные породы (габбро, габбро-диориты, диориты) приурочены к антиклинальным структурам второго порядка, которые развиты на крыльях Уральского антиклинория, т. е. к западному, центральному и восточному антиклиналям.

Необходимо дополнить, что гранитоидные породы приурочены не только к антиклинальным структурам, но и к местам воздымания шарниров синклинальных складок. Так, например, свита кварцитовых пород во многих местах разобщена между собою гранитоидными массивами. В районе истоков рек Хаталамби, Народа, Мань-Хобе-Ю и Кварцито-Шор гранитоидные массивы содержат большое количество полностью и частично ассимилированных ксенолитов пород кварцитовой свиты. При этом, ксенолиты, сохраняя простирание кварцитовых толщ, располагаются в виде полос на продолжении шарнирной части синклинальных складок. Такое взаимоотношение указывает на замещение складчатых структур породами гранитной магмы. Многие синклинальные и антиклинальные складки хрусталеносной полосы настолько сильно замещены складчатыми интрузиями, что от складчатых структур остались лишь реликты.

В таких структурах можно наблюдать, как типично складчатые сложные интрузии «завоевывали» себе место ассимиляцией и переплавлением окружающих пород в процессе проникновения в ослабленные зоны антиклинальных складок.

VI. ТЕКТОНИКА ХРУСТАЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ НА ФОНЕ ОБЩЕЙ ИСТОРИИ УРАЛА

Тектоника хрусталеносной полосы в общих чертах вполне соответствует тектонике всего Уральского хребта. Как на всем Урале, в хрусталеносной полосе отмечаются следы древнейших тектонических движений: 1) перерыв в отложении между первой свитой (слюдистые сланцы) и второй (кварциты). Он устанавливается по наличию в основании кварцитовой свиты базальных (полимиктовых) конгломератов; 2) угловое несогласие между этими свитами (верхнепротерозойской и нижнепалеозойской).

Тектоническое движение в эту эпоху, по всей вероятности, сопровождалось проявлением вулканизма, но в пределах хрусталеносной полосы не имеется сколько-нибудь достоверных геологических материалов о следах доварисского вулканизма.

Большинство геологов, изучавших Урал, считают, что основные структуры Уральского хребта связаны с варисской складчатостью и главный складкообразовательный процесс относится к верхнепермской эпохе. Однако, для более детального определения его времени точных фактов пока нет: 1) отсутствуют данные для точного определения возраста тех слоистых отложений, которые остались незатронутыми складкообразовательными движениями; 2) складчатость верхнепермских отложений на западном склоне Приполярного Урала могла происходить и в течение мезозойского времени (триас-юра).

Исходя из этих соображений может быть следует значительно повысить возраст главной складчатости Уральского хребта.

Нами отмечалось, что основные формы складчатой структуры хрусталеносной полосы в общих чертах довольно точно отражают строение Уральского антиклинория. Это положение указывает на то, что формирование складчатой структуры хрусталеносной полосы неразрывно связано с образованием Уральского антиклинория и, следовательно, своим происхождением обязано варисскому складкообразовательному движению.

Слоистые отложения этой полосы, по сравнению с отложениями западного и восточного склонов Уральского хребта, интенсивно дислоцированы и более сильно метаморфизованы. Однако, это положение не может служить доказательством разновременности формирования складчатой структуры хрусталеносной полосы по отношению к складчатой структуре Уральского антиклинория. В настоящее время многие геологи признают, что наиболее интенсивное проявление складчатости происходит на глубине, т. е. в центральной части складчатой области. Как сказано

выше, хрусталеносная полоса занимает центральную часть Уральской складчатой области. Кроме того высокая степень метаморфизма слоистых отложений этой полосы, несомненно, обусловлена наличием в ней большого количества интрузий.

Известно, что варисская складчатость на Урале сопровождалась очень крупными интрузиями гранитоидов, которые на поверхности Уральского хребта занимают большие площади.

Как отмечено выше, складчатые интрузии и сопровождающие их гибридные образования приурочены к антиклинальным структурам хрусталеносной полосы.

Такое взаимоотношение интрузий с окружающими их складчатыми структурами (сформировавшимися в период главного складкообразования на Урале) позволяет связывать внедрение гранитной магмы, породившей разнообразные изверженные породы в нашем районе, с варисской складчатостью.

Наиболее молодыми образованиями хрусталеносной полосы являются кварцевые жилы. Они секут все изверженные породы, в том числе и породы жильной фации (кварцевые порфиры, диабазы и аплиты). Территориально хрусталеносные кварцевые жилы тяготеют к гранитоидным интрузиям и, по всей вероятности, являются гидротермальными производными гранитной магмы.

VII. МЕСТО КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ В СКЛАДЧАТОЙ СТРУКТУРЕ ХРУСТАЛЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ

Хрусталеносной полосой Приполярного Урала называют площадь, насыщенную кварцевыми жилами, с которыми территориально и генетически связаны хрустальные гнезда.

Как отмечалась, эта полоса приурочена к ядру Уральского антиклинория, вытянута вдоль хребта, примерно, на 200 *км* и имеет ширину около 25 *км*.

В глинисто-карбонатных сланцах и известняках III свиты хрусталеносные кварцевые жилы встречаются крайне редко. Наиболее высоким стратиграфическим горизонтом, где наблюдалась большая насыщенность этими жилами, является II свита: кварцитовые конгломераты, кварциты и кварцитовые сланцы.

Таким образом, хрусталеносная полоса довольно четко оконтуривается выходами пород известковой толщи III свиты. В пределах хрусталеносной полосы кварцевые жилы встречаются повсеместно и почти во всех породах, но степень концентрации их крайне неравномерна. Места максимальной концентрации кварцевых жил приурочены: 1) к контактовым зонам гранитоидных интрузий; 2) к участкам интенсивных дизъюнктивных дислокаций, которые в поле фиксируются изобильным проявлением пород жильной фации; 3) к участкам интенсивного проявления мелких складчатых структур, которые в поле легко обнаружить по частой перемежаемости пород и многократным повторениям в разрезе отдельных пластов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Львов К. А., Докембрий и нижний палеозой Урала, Объяснительная записка к геологической карте Урала масштаб 1 : 500 000, изд. ЦНИГРИ, 1945.

2. Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д., Общая геологическая карта Европейской части СССР (Северный Урал), Труды Ленинградского геолого-геодезического треста, 1935, вып. 8, лист 123.

3. Сирин Н. А., Геолого-петрографическое исследование Приполярного Урала, изд. АН СССР, 1945.

4. Чернов А. А. и Чернов Г. А., Геологическое строение бассейна р. Косью в Печорском крае, изд. АН СССР, 1940.