**Уральская петрографическая практика**

Е.В.Сизова

**Глава 1. Краткий геолого-географический очерк района практики.**

Уральский учебный полигон расположен на севере Южного Урала, в данной части Челябинской области в верховье р. Миасс. Район практики простирается от широты города Карабаша на севере, а в южном направлении до деревень Сафарова и Первомайка. На запад его границы простирается до города Садка, а на востоке ограничен Ильменскими горами. Горный Урал - узкая меридиональная система горных хребтов, которая на протяжении 2200 км разделяет Европу и Азию - характеризуется асимметричным строением. Через пояс западных предгорий он переходит в Русскую равнину, а к востоку довольно резко обрывается в сторону Западно-Сибирской низменности. Горы Урала сильно отличаются по характеру географических ландшафтов от прилегающих с востока и запада и равнин. Это отличие менее резко выражено в пределах Северного Урала с его сильно сглаженным рельефом, и, наоборот, резко проявлено в возвышенных районах Северного и Южного Урала. Так в районе нашей практики развито система хребтов меридионального и северо-восточного простирания с абсолютными отметками до 700-900 м., которые разделены плоскими долинами (перепад высот 200-400м.) с множеством озер: Тургояк, Ильменское, Чебаркуль, Кисегач, Большое и Малое Миассово и другие. Не мало здесь и искусственных водоемов, например, южное (старое) часть г. Миасс расположено на берегу крупного искусственного водоема - миасского пруда. Озера восточной части района имеют тенденцию к заболачиванию. Этот естественный процесс, связанный с пенепленидацией (пенеплен - по Девису, равнина, образующаяся в конце географического цикла в результате действия одного какого-либо рельефообразующего фактора) Уральских гор. Сравнительно холодное озеро Тургояк, расположено в северо-западной части территории практики и заполняющее депрессию рельефа в гранитном массиве, меньше подвержена заболачиванию.

На Урале преобладают западные ветры, приносящие влагу, и значительную часть её они оставляют в Приуралье и на западном склоне Урала. Климат континентальный, причем континентальность возрастает с Запада на Восток. В Ильменском заповеднике, что касается растительности, преобладают хвойные и смешанные леса, а в более Южных районах - березовые рощи.

В экономико-географических рамках, Урал - крупнейший экономический район с хорошо развитой промышленностью и сельским хозяйством. Довольно много горнодобывающих предприятий. Выделяются центры промышленности, с преобладанием отраслей тяжелой индустрии - Свердловск, Челябинск, Магнитогорск и другие. Очень богаты земли тальком, колчеданными рудами, магнезитом, хромитом.

Основы транспортной сети составляют железнодорожный и автомобильный транспорт. Район пересечен 4 железнодорожными магистралями и многочисленными шоссейными дорогами. Речной транспорт не имеет большого значения.

**Глава 2. Палеовулканические комплексы.**

Вулканические породы на Урале имеют широкое распространение. Расчленение вулканических толщ производится как по возрастному признаку, когда выделяются отдельные свиты, имеющие определенное стратиграфическое положение, так и по формационному. По определению Ю. А. Кузнецова, Е. К. Устиева, вулканическая формация представляет собой естественное сообщество вулканических пород, положение которого определенно местом и временем формирования, и отражает определенный этап развития того или иного региона. Среди них выделяются следующие свиты: поляковская, ирендыкская, карамалытанская, улутауская.

**2.1 Поляковская свита.**

Поляковская свита наблюдалась нами на маршруте в Уйском районе, на горе Мужайская. Отложение Поляковской свиты, развиты на самом западе Магнитогорского прогиба, в Вознесенско-Присакмарской зоне. По находкам фауны Поляковская свита датируется силуром Поляковская свита, представлена чередованием афировых базальтовых порфиритов и кремнистых осадков. Афировые базальтовые порфириты имеют афировую микрозернистую структуру и массивную текстуру. Цвет породы зеленовато-серый. Размер зерен до 0,1мм. Присутствуют микролиты Pl. В некоторых местах микролиты более крупные.

В отдельных участках видны подушечные лавы (обр. 4-53-2), сложенные породой темно-серого цвета с мелкозернистой структуры и пористой миндалекаменной текстурой. Поры изометричные, иногда слегка удлиненные. Как правило, более мелкие поры(1,5 - 2 мм.) частично или полностью заполнены миндалинами белого цвета. Поры и миндалины в подушке располагаются концентрически. Наблюдается зона с повышенным содержанием миндалин и пор, располагающихся на расстоянии 5 - 7 см от краевой выветренной поверхности. В этой области хорошо выражено концентрическое строение данного тела.

В некоторых местах базальтовые парфириты и кремнистые осадки секутся дайнами долеритов шириной 30 - 40 см. с долеритовой структурой, миндалекаменной текстурой. Зёрна ПШ удлиненные до 1,5 мм. Зёрна Рх ксеноморфные, размером до 0,5 мм.

Неравномерное распределение кремнистых осадков и базальтовых порфиритов говорит о пульсационном характере вулканизма. Подушечные лавы свидетельствуют о подводном характере вулканизма; глинисто-кремнистые осадки - об удаленности от источника сноса. То, что в данном районе лавы преобладают над пирокластическим материалом, большая протяженность лавовых потоков и отсутствие аппаратов обуславливает трещинный тип извержения. Отсутствие вкрапленников в базальтовых порфиритах говорит о быстром поступлении расплавов к поверхности из магматических камер, что свидетельствует о близости зоны магмогенерации. Исходя из этих доводов, можно предположить, что такие условия вулканизма, такой состав пород характерны для зон спреднинга (для срединно-океанических хребтов). Поляковская свита является фрагментом верхней части океанической породы.

**2.2 Ирендыкская свита.**

Ирендыкская базальт- андезито-базальтовая формация залегает на породах поляковской свиты (силурийская спилито-диабазовая). При большом сходстве пород этих формаций по химическому и минеральному составу они хорошо отличаются макроскопически и, в частности, степенью порфиритовости. Различный характер имеют и разрезы. Все это связано с различиями в условиях передвижения расплавов к поверхности земли и палеовулканогенническими особенностями появления вулканизма. Возраст свиты D1e2 -D2 ef1

Ирендыкскую формацию в большинстве разрезов разделяют на три толщи: нижнюю - туфогенно-осадочную, среднюю - вулканогенную, верхнюю - вулканогенно-осадочную (Руководство.., 1997)

Ирендыкская формация рассматривалась на левом борту реки Уй., на горе Мужайская. Характерной особенностью туфагенно-осадочной толщью является ритмичное строение. Обычно в основании ритма залегают более грубо обломочные породы, сменяющиеся более тонкими. На западном склоне горы Мужайская с запад северо-запада на восток юго-восток происходит переслаивание туфопесчанников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов с азимутом падения 300, с углом падения 70. Порода представленная ритмичным переслаиванием туфопесчанников, туфоалевролитов, туфоаргиллитов имеет разнозернистую структуру и ритмично полосчатую текстуру. Размер зёрен туфопесчанника 1 - 1,5 мм, с мощностью прослоев до первых сантиметров. Зёрна туфоалевролитов размером до 0,2 мм, с мощностью прослоя 2,5 см. туфоаргиллит скрытообломочный, с мощностью прослоев менее 0,5 см. В толще наблюдается преобладание пород с обломками песчанистой размерности над другими элементами ритма. Это туфориты, содержащие вулканический материал андезито-базальтового состава, который перемыт и отсортирован. В результате этого зёрна каждого слоя ритма имеют одинаковые размеры.

Между слоями (внутри ритма) переход от крупнообломочных к мелкообломочным породам постепенно, т.е. с постепенным уменьшением обломков от песчанистых размерностей до аргиллитистых. Переход между ритмами резкий, т.е. крупнообломочные породы непосредственно контактируют с мелкообломочными. Выше по разрезу наблюдали ритмичное чередование туфопесчанников, туфоалевролитов и туфоаргелиллитов аналогичное ниже лежащим, но с увеличением мощностей слоев и увеличением размерности обломков в туфопесчанника, что свидетельствует об усилении вулканической активности.

Гипсометрически выше по разрезу наблюдаются отдельные глыбы, сложенные агглютинатами (рис 2.2.2.) состоящими из фрагментов пород андезито-базальтового состава и представляющие собой спекшиеся лапилли и бомбы. Их слагают порфировый андезито-базальт, содержащий во вкрапленниках плагиоклаз (до 80-85 %) и пироксен(15-20 %). Структура серийно-порфировая, т.е. столбчатой формы. Вкрапленники пироксена двух генераций. Зёрна первой генерации размером до 5 мм; зёрна второй генерации размером до 1,5 мм. Вкрапленники составляют 5-10% от общей массы породы. Порода имеет пористую (миндалекаменную) текстуру. Зеленовато-серая основная масса обладает мелкозернистой структурой. Миндалины заполнены вторичными минералами, на выветренной поверхности - наблюдаются поры. Агглютинаты сменяются бомбовым горизонтом. Вулканические бомбы - куски лавы, выброшенные при извержении в пластическом состоянии и получившие ту или иную форму. Внутренняя часть их обычно пористая и пузыристая, а наружная корка, благодаря быстрому остыванию в воздухе плотная и стекловатая. (Геологический словарь, 1995) . Бомбы достигают в длину - 70 см., в ширину - 40 см., толщиной - 20 см. (рис 2.2.3)

Вокруг агглютинат и бомбы наблюдали туфориты, аналогичные наблюдаемым ранее с преобладанием крупнообломочных пород над средне - мелкообломочными. Появление в разрезе агглютинат, бомбового горизонта, туфов дает основание утверждать, что имел место пик вулканической активности, и что в пределах этого района находится вулканическая постройка центрального типа. Возможно, имело место эксплозивное извержение, что подтверждается существованием в разрезе туфов, туфоритов и агглютинат.

Ритмично-чередующаяся толща обломочных пород с преобладанием крупнообломочного материала с запад - север - запада на восток - юго-восток характеризуется преобладанием тонкообломочного материала, что свидетельствует о затухании вулканической активности. Возможно, тонкообломочный материал мог приноситься из действующих вулканов находящихся на большом расстоянии на столько, что не оказывалось значительное влияние на описываемую толщу. В небольшом застывшем лавовом потоке андезито-базальтового состава на восточном склоне горы Мужайская количество тугопластического материала (вулканогенно-обломочного) преобладает над излившимся. Магматическая порода содержит обломки осадочных и вулканических пород и вкрапленники. Эти обломки пород имеют угловатую форму и ориентированы по направлению течения лавового потока), змеры ксенолитов достигают 4,5 см. в длину, шириной 1,5 см.)

Порфировый андезито-базальт характеризуется серийно-порфировой структурой: вкрапленники пироксена 3 генераций: зёрна первой генерации размером до 5 мм, второй генерации - 4 мм, третьей генерацией - 2 мм. Текстура породы пористая (миндалекаменная). Мелкозернистая зеленовато - серая основная масса состоит из изометрических зерен плагиоклаза (размером до 0,3 мм.) и удлиненных зерен пироксена (размером до 0,3 мм.). Такая пористая, миндалекаменная структура свидетельствует о флюидной активности и небольшом давлении воды, которая не препятствует удалению газа из расплава.

Наблюдаемые отложения Ирендыкской свиты позволяют сделать вывод о палеогеографических условиях в этом районе. Так туфы и туфориты - морские отложения, это означает, что имело место морская вулканическая деятельность, которая сменялась надводной вулканической деятельностью, для которой характерны агглютинаты и бомбовые горизонты. Такое чередование продуктов морской вулканической деятельности и отложений надводной вулканической деятельности свидетельствует об островодужном характере извержения. Эти островодужные извержения отвечают активной континентальной окраине; для них характерно поступление андезито-базальтового расплава из зоны субдукции. Таким образом, можно считать, что в D1e2 - D2ef1 островная дуга была молодой и это отложение начальной стадии развития островной дуги.

Большое количество вкрапленников в вулканитах Ирендыкской свиты (в том числе, нескольких генераций) свидетельствует о глубинном источнике магматических расплавов, а с другой стороны, являются индикатором геодинамического режима сжатия земной коры. В таких условиях, типичных для зон активных континентальных окраин, магматические расплавы при подъеме к поверхности неоднократно задерживались в промежуточных магматических камерах, где происходила их частичная кристаллизация и образование вкрапленников.

**2.3.Карамалыташская свита.**

В формационном плане ассоциация пород Карамалыташской свиты принадлежит к контрастной к базальт-липоритовой формации. Породы этой свиты, представлены в северной части Учалинского района, на западном крыле Магнитогорского мегасинклинория в Учалинско-Сибайской структурно-формационной зоны (Руководство для студенческих практик, 1987). Возраст Карамалыташской свиты датируют как D2кч.

В генеральном плане в нижней части разреза преобладают породы основного состава - диабазы и базальтовые порфириты, а в верхней - кислого: липариты и дациты. В районе с. Сафарова породы Карамалыташской свиты слагают крупный вулканический аппарат асимметричного строения. Западное крыло - крутое, восточное - более пологое.

Здесь, в нижней части разреза обнажатся серо-зеленные базальтовые порфириты, слагающие серию потоков. В них наблюдается комковатая отдельность. Структура породы порфировая. Текстура - неясно линейная. Вкрапленники преимущественно пироксена. Удлиненные, ориентированные преимущественно в одном направлении (в направлении течения расплава). В каких-то местах встречается псевдоподушечная отдельность. Эти породы преобладают в нижней части разреза. Их прорывает субвулканическое тело децитов. В этих децитах почти нет миндалин. Структура породы порфировая. Мелкие вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом и их мало. Форма вкрапленников удлиненная, игольчатая (до 2мм). В целом базальтовые порфириты согласно залегают с глинистокремнистыми осадками и яшмаидами. Они имеют ритмичное чередование, внутри бывают смяты в складки. Мы видели асимметричные изоклинальные складки в полосчатых яшмаидах

В восточных частях разреза преобладают дациты, слагающие мощные потоки и субвулканические тела. В этих породах находится большое количество вкрапленников платоклаза различных генераций. Они занимают 10 - 15% от общей массы. Размер вкрапленников достигает 2\*4 мм. Текстура пород - миндалекаменная. Миндалины выполнены хлоридом и элитидом. Они вытянуты, имеют линзовидную, каплевидную форму. Их размер достигает 0,5 см в ширину и 1 см в длину. Далее по разрезу происходит укрупнение миндалин, что говорит, возможно, о другом лавовом потоке. Эти породы пересечены кварц - элидовыми прожилками (пропилитами), строение жил зональное. В центре располагаются зоны и участки, спаянные сливным кварцем. Вдоль границ жил их окружают мелкозернистые элидотовые агрегаты.

Далее потоки дацитов сменяются кристаллолитокластическими туфами дацитового состава. В них содержатся крупные (до 10 см.) литокласты вулканитов и яшмоидов, обломки кристаллов, в основном плагиоклаза. Удалось установить, что исходная форма минерала была идноморфная. Размеры кристаллов достигают 2\*4 мм. Цемент представлен пепловыми частицами, которые замещены вторичными минералами, придающими ему тонкозёрный облик и зеленовато-серый цвет. В отдельных глыбах встречаются плотно спайные линзы пород дацитового состава. Предположительно, эти фрагменты являются вулканическими бомбами.

Выход туфов не прослеживается по простиранию и, возможно, является реликтом вулканической жерловины. Таким образом, Карамалытанская свита представляет собой контрастную толщу. На базальтах залегают дациты. Базальтовые порфириты образовались, вероятно, в водных условиях. Чередование базальтов с глинисто-кремнистыми осадками говорит нам о подводном характере вулканизма. Дациты образовались, скорее всего, в результате подводного вулканизма. Об этом говорит наличие кристаллолитокластических туфов ненормированными обломкам

**2.4. Улутауская свита.**

Девонская система. Средний отдел, живетский ярус - верхний отдел, нижнефранкский подъярус (D 2-3u) Улутауская свита была выделена в Кизило-Уртазымской структурно-формационной зоне Магнитогорского мегасинклинория.

Изучение этой свиты было проведено нами в районе д. Первомайки, в 2 км восточнее селений. Разрез этой свиты можно разделить на несколько толщ.

Нижнюю часть разреза слагают породы андезитового состава. Они представлены в основном комковатыми отдельностями с порфировой структурой и миндалекаменной текстурой. Андезитовая порода насыщена светло-серыми вкрапленниками плагиоклаза, изометричной, иногда табличной формы, размером 3\*5 мм. Также в них присутствуют редкие кристаллики или следы от идиоморфных кристаллов магнетита. Но их достаточно мало. Размеры кристаллов достигают 2 мм. Основная масса заленовато-серого цвета с голубоватыми оттенками, микрозернистая. Мощность андезитов составляет порядка 200 м. В отдельных местах выходит тонкозернистые, массивные кремнистые породы. Из-за присутствия распыленного гематита порода может приобретать красноватые оттенки. Кремнистые породы являются продуктом гидротермальной переработки.

Вверх по разрезу располагается игнимбритоподобные породы с пузырьковой структурой и неоднородной мелкозернистой основной массой, сложенной продуктами раскристаллизации стекол кислого состава. В этих породах содержится небольшое количество (около 3%) вкрапленников лейкократовых минералов и пор, заполненные бурой землистой массой. Вкрапленники кварца довольно мелкие, округлой, изометричной формы, размером до 1 мм. Темно-бурые поры имеют округлые формы и заполнены вторичными минералами. Основная масса бежево-серого цвета, имеющая форма линз или лепешек с заостренными или <рваными> краями. Образование <фьямме> связано с процессами ликвации, протекающими в остаточном расплаве. Происходит расслоение расплава и образование тонких слоёв, отличающихся по химическому составу и физическим свойствам. Из-за разницы в вязкости прослоев скорость их передвижения, соответственно, различна. Это приводит к разрыву части из них и образованию при кристаллизации расплава лепешек стекла. В связи неодинаковым составом стекла. Благодаря разным соотношениям вторичных минералов, можно выделить довольно контрастные части, отличающиеся по цвету. Длина линз достигает около 20 см, толщина - около 3 см. Мощность игнимбритоподобной пачки около 100 м. Тело игнимбритов можно проследить по простиранию только на несколько десятков метров, после чего оно выклинивается.

Для данного района характерно широкое распространение экструзивных образований. Экструзии представляют собой тела, сложенные вязкой, неспособной к течению лавой, выдавленной на поверхность. В районе д. Первомайки экструзии представлены куполами, сложенными лава - брекчиями риолитового состава. Обломки андезитового состава зеленовато-серого цвета, микрозернистые имеют клиновидную или прямоугольную форму и в некоторых участках достигают около 7 см, а другие более линзовитые, овальной формы до 3,5 см (рис 2.4.1) Также встречаются обломки кремнистых пород, форма которых угловатая, размеры достигают 3 см.

Помимо обломков пород в общей массе наблюдаются вкрапленники кристаллов Полевого Шпата зеленовато-серого цвета, угловатой формы размером до 1 см. Поры и миндалины в этих породах - самостоятельный структурно-текстурный элемент. Многие поры и обломки ориентированы в определенном направлении. Причем в центральной части купола они имеют субвертикальное падение, а в периферийных частях имеют более пологое залегание.

Таким образом, мы можем получить представление о форме экструзивного тела и о расположении выводящего канала. Что касается самих пород, то можно проследить, что в лавах - брекчиях включены обломки пород, располагающиеся ниже по разрезу. Обломки этих пород, по всей видимости, захватывались магмой как из вмещающих жерловин пород, так и выносились ею с больших глубин. В рельефе экструзивные купола образуют конусовидную сопку. Таким образом, можно сказать, что породы улутауской свиты, имеют ненарушенное залегание, а сами сопки представляют собой хорошо сохранившиеся вулканические аппараты. Перед нами нормальная непрерывная последовательность вулканизма, так называемая андезит-дацит-риолитовая формация. Т.е. по мере развития вулканогенных процессов происходит постепенная смена средних пород на кислые.

Что касается условий формирований, то можно отметить, что такой тип характерен для зрелых островных дуг, когда увеличивается мощность земной коры. Отметим, что в этом участке господствовали субконтинентальные условия. Поднятое положение блока обуславливает незначительный объем осадочного материала. Все вулканические породы имеют порфировые или серийно-порфировые структуры, что свидетельствует о сложной эволюции магматических очагов, в которых отстаивались расплавы.

**2.5. Условия формирования палеозойских вулканогенно-осадочных комплексов.**

Вулканические породы на Урале имеют широкое распространение. На основе стратиграфических и формационных признаков, возрастов пород, мы выделяем и рассматриваем четыре основные свиты: поляковскую, ирендыкскую, карамалыташскую и улутаускую. Поляковская свита.

В неё входят вулканиты офиолетовой ассоциации, слагающие фрагменты бывшей океанической коры. Толща сложена чередованием базальтовых порфиритов, кремнистых и глинисто-кремнистых осадочных пород. Нередко в базальтовых порфиритах наблюдается подушечная отдельность, характерная для подводных излияний. Мощность отдельных потоков незначительна, достигает нескольких метров, тогда как их протяженность превышает многие сотни метров. Это говорит о низкой вязкости расплавов. Фрагменты пород, слагающие отдельные продукции имеют миндалекаменную текстуру, с концентрически-зональным строением. Пора уплощена, ориентирована параллельно поверхности подушек. Газовые пузырьки, двигаясь от центра к краю подушечки, не успевали выйти из-за только застывшей корки, поэтому миндалины в подушечке располагаются неравномерно, они находятся в промежуточной зоне. Поры удлиненные, размером до 10 мм. Как правило, более мелкие поры (до 3 мм) остаются пустыми, а более крупные заполнены агрегатами светлоцветных минералов. В центральных частях породы полнокристаллические, со структурами не вулканических, а жильных пород, - долеритовыми.

Таким образом, наблюдаемая подушечная отдельность - истинная, сформированная при подводных излияниях расплавов. Чередование с пелитоморфными осадочными породами также свидетельствует о подводном вулканизме. Из того, что породы имеют афировую и порфировую структуру с редкими и мелкими вкрапленниками, можно сделать вывод о том, что формировались они на небольшой глубине, в условиях активного растяжения земной коры, когда происходило почти моментальное излияние расплава на поверхность. Поляковская вулканогенно-осадочная толща прорывается серией субпараллельных даен долеритов с афировой мелко-микрозернистой структурой, миндалекаменной текстурой. Дайки эти выклиниваются, теряя свою мощность. Базальтовые дайки служили подводящими каналами для подводных вулканов, пересекающих более древние потоки силки и слои осадков.

Достаточная выдержанность мощностей прослоев пород, общее моноклинальные залегание свидетельствует о том, что в то время не было вулканических построек центрального типа, а функционировал трещинный тип вулканизма. Наличие в толще глинисто-кремнистых осадков, отсутствие карбонатных говорит о достаточной глубинности и удаленности от источников сноса. Вероятно, эта толща формировалась в районе средних океанических хребтов, зона спредита, в результате которого происходит по значительнее растяжение земной коры, вблизи источников расплава. Соответствующие фрагменты поляковской свиты - это крупные блоки меланжа, фрагмент верхних слоев океанической земной коры.

С точки зрения геосинклинальной терминологии, это было эфгеосинклинальным бассейном с активным вулканизмом. Итак, в ордовике (а возраст толщи был по конодоитам определен, как средний ордовик), в районе магнитогорского прогиба существовал молодой океанический бассейн, находящийся в фазе спреднинга. Ирендыкская свита.

В восточном направлении< океаническая> поляковская толща сменяется вулканитами и вулканогенно-осадочными породами нижнесреднего девона ирендыскской свиты, т.е. фактически эта толща залегает на породах поляковской свиты. Возраст свиты, определен по конодонтам и составил ранне-средний девон.

В нижней части западного склона г. Мужайская вскрывается толща субвертикально залегающих вулканогенно-осадочных пород - туфопесчанников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. Данная толща имеет отчетливое ритмичное строение с градационной слоистовостью, что говорит о морских условиях формирования. Верхняя часть склона сложена кристаллокластическими туфами андезибазальтов с характерной< остроплитчатой> отдельностью, а также комковатой отдельностью. Во вкрапленниках этих пород, кроме темноцветных минералов, есть и лейкократовые плагиоклаз, которые постепенно начинают преобладать. Соответственно породы становятся более кислыми. Наличие многочисленного пирокластического материала, туфов, туффитов, агглютинатов свидетельствует об эксплозивном характере извержений. Это еще говорит о том, что в то время существовали вулканические постройки именно центрального типа, а не трещинного, т.к. последние не дают пирокластика. Толща формировалась уже в более мелководных условиях, о чем нам говорят агглютинаты.

В этом районе была островодужная система вулканических настроек, время от времени возвышавшихся над уровнем моря, о сем свидетельствуют туфы, бомбовые горизонты, агглютинаты. А вокруг накапливались туффиты с ритмичной сложностью.

Сами магматические породы содержат в себе крупные вкрапленники плагиоклаза, обломки пород как вулканогенно-осадочных, так и вулканогенных пород с порфировой структурой, но другого состава по сравнению с основной массой. Литокластиты ориентированы вдоль направления течения. Лавовые потоки существовали, но в малых количествах.

Здесь наблюдается изменение вулканической активности. В начале идет мелкообломочный вулканогенно-осадочный материал. Далее размерность обломков увеличивается. Это говорит о том, что именно здесь вулканическая активность усиливается. О пике вулканизма повествуют агглютинаты, туфы, бомбовые горизонты, т.е. где-то рядом активно извергалась вулканическая постройка. Затем происходит затухание вулканизма, лавовые потоки встречаются реже, вулканический материал забивается осадками.

В бомбах, лапиллях проявляется очень четкая порфировая, а иногда и серийно-порфировая структура. Миндалины и поры встречаются сплошь и рядом. Значит обстановки растяжения подавлялись региональным сжатием земной коры. При этом таких смен условий было несколько (серийно-порфировая структура). Пористая и миндалекаменная текстуры говорят о флюидонасыщенности расплава, что связано с низкими давлениями. Андезибазальты, базальты - это вулканогенные образования окраин в зоне субдукции. Но т.к. был еще и подводный вулканизм, то, возможно, это были островные дуги, причем молодые, т.к. дифференциация пород отсутствует, ведь по мере старения островной дуги, базальтовый вулканизм сменяется андезитовым, дацитовыми риолитовым. Таким образом, формирования толщ происходило на начальной стадии развития островной дуги. Поляковская свита формировалось на океанической коре, а предыкская на субконтинентальной земной коре (субдуговой).

**Карамалыташская свита.**

К востоку от ирендыкской палеовулканической области, в основной части магнитогорской мегазоны, в районе юго-восточной окраины села Сафарово породы карамалытанской свиты слагают долгоживущий вулканический аппарат (Борисенок и др., 2000)

Ассоциация пород карамалыташской свиты принадлежит к контрастной базальтриолитовой формации. В нижней части разреза преобладают породы основного состава - диабазы и базальтовые порфириты, а в верхней - кислого - риолиты и дациты.

Преобладает вулканический материал - базальтовые порфириты, андезитобазальтовые порфириты с порфировидной структурой. Такая серия типична для определенных этапов развития островодужных регионов. Здесь есть и кислые породы, а промежуточных средних - нет. Базальтовые расплавы, вероятно, возникли за счет частичного переплавления в мантии, субдуцировавшей океанической коры.

Кислые расплавы могут появляться за счет частичного переплавления обогащенной спалическим материалом субокеанической земной коры в зонах активных континентальных окраин. Также кислые расплавы могут быть выплавками из мантии. В зонах субдукции в мантию затягивается и силикатный материал, содержащий воду, которая способствует его частичному плавлению.

Кислый вулканизм носил эксклюзивный характер, о чем говорит присутствие в составе обломков всех нижележащих пород. Вся матрица сложена обломками вкрапленников, как в кислых породах. Как и ирендыкская, карамалытанская свита, сформирована в условиях островодужной системы в зоне активной континентальной окраины. Однако по времени образования она является более молодой. Её возникновение обозначает начало процесса< наступления> субдукционных зон на океанический бассейн и расширения области задуговых бассейнов с более древними и прекратившими свою активную деятельность островодужными комплексами.

**Улутауская свита.**

Возраст этой свиты был определен по конодоитам и составляет среднепоздний девон. В толще улутауской свиты наблюдается почти не нарушенное залегание пород. Внизу разреза - андезибазальт или базальта формируется в зонах активных континентальных окраин, т.к. порфировая и серийно-порфировая текстура обнаруживается повсеместно. Это говорит об обстановках сжатия и глубиной источников расплавов. Кроме того, с ними переслаиваются лито-кристалло-кластические туфы, осадочные породы. Выше по разрезу встречаются игнибриты.

Вверху разреза располагается жерловая фация-риолита и риолитовая лавобрекжи. Сами риолиты - с порфировой структурой и миндалекаменной текстурой, т.е. расплавы, были флюидонасыщенными вязкими. Характер вулканизма был эксклюзивным. Поэтому в риолитах и риолитовых лавобрекчиях встречаются многочисленные обломки вмещающих пород - андезитов, осадочных, карбонатных пород. Соответственно где-то ниже лежат пачки известняков, которые, однако, не обнажаются. Кроме того, имеется характерный для жерловой фации субвертикальный тип вулканической постройки. Последовательность (постепенная смена пород от основных к кислым) говорит о древности островной дуги. Под островными дугами мощность земной коры увеличивалась. Происходило плавление, смешение кислых пород глубоководными базальтовыми расплавами. Поэтому происходило формирование андезитов, а затем самих кислых пород.

В целом вулканизм носил наземный характер. Однако присутствие среди андезитов небольших прослоев осадочных пород говорит о периодических подводных извержениях. Оценивая общие закономерности развития вулканизма Магнитогорской мега зоны, нужно отметить, что со временем ареал вулканической деятельности смещается на восток, что может быть связано как с миграцией вулканических центров, так и с моноклинальным характером залегания пород. Постепенно подводные извержения сменяются наземными. Характер вулканизма становится все более взрывным (Борисенок и др., 2000).

Согласно плейт-тектолической модели развития Уральского подвижного пояса, образование поляковской толщи отвечает океанической стадии его эволюции, а ирендыкская, карамалытанская улутауская свиты - островодужной, с постепенным< старением> островных дуг.

**Глава 3. Плутонические магматические комплексы.**

Плутонические магматические комплексы могут иметь различное происхождение. Они могут быть образованы как в результате внедрения интрузии, так и в результате плавления пород на месте, благодаря их метасоматической переработке и флюидами. Происхождение некоторых массивов до сих пор остаётся неясным.

3.1 Нуралинский массив. Нуралинский гипербазитовый массив расположен в 40 км к югу от города Миасс в верховьях реки Миасс. Он приурочен к глубинному разложению, отделяющему палеозойские эффузивно-осадочные породы Магнитогорского прогиба от древних метаморфических толщ поднятия Уралтау и является типичным представителем дунит-гарцбургитовой формации Урала [магматический и метаморфические формации Урала, 1987] Массив протягивается на 15 - 20 км, а в ширину достигает 1 - 5 км.

Нуралинский массив состоит из трех последовательно залегающих с востока на запад комплексов: габбро-амфиболитового, полосчатого дунит-гарцбургит-плагиоклаз-лерцолитового. Ультрабазиты нурлинского массива слагают крупный блок, заключенный в зону серпентинитового меланжа

Хребет Нурали простирается в субмеридиальном направлении. Маршрут проходил с востока на запад. Вначале маршрута нами были встречены коренные выходы пород роговообманковых габбро. Цвет пород от светло-серого до темно-серого. Наблюдаются хорошо выраженные призматические темно-серые разно-ориетированные приимуществено в двух направлениях зёрна роговой обманки (размер до 5 мм) и изометричные киноморфные зёрна полевого шпата (размер до 3 мм), что обуславливает гиподиоморфнозернистую структуру пород. Линейность вертикально в двух направлениях. В роговообманковых габбро встречены включения более меланократовых и более мелкозернистых пород. Форма включений изометричная, размер их около трех сантиметров. Также отметим, что эти включения различны: одни представляют собой однородную равномернозернистую породу, а другие имеют порфировую структуру и на фоне мелкозернистой породы хорошо заметны крупные (размером до 4 мм) идиоморфные зерна роговой обманки, схожие с зернами роговой обманки в окружающих габброидах.

Вряд ли эти включения являются ксенолитами, т.к. они не имеют угловатых форм и генетически не отличаются от породы, в которой находятся. Можно предположить, что они, включения, представляют собой гомогенные включения, гипотеза образования которых предполагает изначальное существование расплава магмы, в зоне контакта которого с вмещающей породой формировалась зона закалки в виде твердой корки. В зоне закалки проявляются мелкозернистые породы с небольшим количеством или отсутствием фенокристаллов (мелких или крупных кристаллов горных породах, хорошо или слабо выделяющиеся). По химическому составу эти породы в наибольшей степени приближаются к математической магме. На стадии внедрения, магма прорывает корку, захватывает обломки и переносит на следующую стадию кристаллизации, но при этом мелкозернистые породы не расплавляются, так как температура их кристаллизации выше температуры кристаллизации следующей стадии внедрения магмы. На этой стадии формируются уже более крупные кристаллы на фоне вновь образовавшихся мелких.

Еще существует липотектическая теория образования этих включений. Она заключается в том, что включения представляют собой не расплавленные основные породы, заключенные в полностью переплавленных породах при образовании магмы.

Делая обоснования лишь на макроскопических наблюдениях, мы не можем в данном случае точно сказать, какая из теорий верна, но наиболее уместной в данном случае является гипотеза о том, что эти включения гомогенные. Тела амфиболовых габбро слагают небольшие холмы, протягивающиеся вдоль восточных склонов хребта Нурали. Каждый из таких холмов, по всей видимости, проявляет отдельный блок в серпентиниты, слагающие матрицу этого меланжа, можно видеть в русле реки Миасс.

Основной особенностью габброидного комплекса в составе Нуралинского массива является присутствие в породах в качестве главного темноцветного минерала роговой обманки (вместо обычного для пород такого состава клинопироксена). Известно, что для кристаллизации роговой обманки необходимым условием является высокая концентрация H2O в системе. Растворимость же того компонента в расплавах основного состава невелика. Однако она на прямую зависит от давления. Следовательно, процессы кристаллизации происходили при высоких литостатических давлениях, из чего можно сделать вывод, что это глубинные плутонические породы.

Полосчатый гипербазитовый комплекс располагается в серпентинитовом меланже в виде пластообразных блоков, имеющих простирание с севера на юг. Пространственно он располагается между полосой блоков роговообманковых габбро на востоке и расслоенными гипербазитовым массивом (хребет Нурали) на западе. В рельефе блокам полосчатого комплекса отвечает гряда невысоких сопок - хребет Малые Нурали. На его склонах в коренных обнажениях находился полосчатый комплекс, представленный субпараллельным чередованием полос серпентинизированных дунитов и пироксенитов мощностью от нескольких миллиметров до 2 - 3 сантиметров. Серпентинизированный дунит зеленовато-черного цвета, мелко-кристаллический; мощность полос составляет около 2,5 см. Клинопироксенит от светло до темно-зеленого цвета, составляет прослои и линзы мощностью до одного см. Вебстерит зеленовато-черный, текстура массивная, структура гипидиоморфнозернистая; зерна клино пироксена темно-зеленые, ксеноморфные, слегка призматические (размер до 2 мм); зерна ортопироксена бурые, более идиоморфные, но меньше по размеру (до 0,5 мм), чем зёрна клинопироксена. Приблизительная доля ортопироксена в породе составляет 40 %, а клинопироксена - 60 %.

При подъеме на хребет, сложенный полосчатым комплексом переслаивающихся пород изменяются от 100 до 120; углы от 50 до 70.

Участки тонкополосчатого чередования оливиновых и пироксенитовых пород, представляющих собой гривки шириной от 0,5 до 1,5 метра. Как правило, их разделяет 10 -15 метров задернованного склона. Можно предположить, что эти участки, подвергшиеся более интенсивному разрушению, сложены серпентинитами. В совокупности чередование полос с участием пироксеновых пород с аподунитовыми серпентинитами является ритмичным полосчатым чередованием, а в пределах каждого из крупных ритмов выделяется тонкополосчатое переслаивание дунитов и пироксенитов, отражающее ритмичность более низкого порядка.

Широкая долина, отделяющая хребет Малые Нурали, сложенный полосчатым комплексом, от хребта Большие Нурали, представляющим часть расслоенного базит-гипербазитового комплекса, вероятнее всего выработана в матриксе серпентинитового меланжа. Первые обнажения пород, слагающих нижнюю часть массива, можно наблюдать в русле реки Миасс приблизительно в середине этой долины. В этих обнажениях вскрываются выходы серпентинизированных дунитов и аподунитовых серпентинитов. Серпентинизированные дуниты покрыты коричневатой коркой продуктов выветривания. Цвет породы на свежем сколе темно-серый; сложена она зеленоватой массой серпетинизированного оливина, в которой формы и размеры зёрен этого минерала не поддаются макроскопическому описанию.

В обнажении у хребта Большие Нурали присутствуют коренные выходы серпентинизированных гарцбурлитов-темных пород, с зеленовато-коричневыми кристаллами; между зёрнами ортопироксена тонкозернистый серпентин, который развивался по оливину; структура мелкозернистая размер зёрен до 2 мм, зёрна табличные, расположены равномерно.

Итак, внизу мы наблюдали дуниты, а при подъёме на хребет мы увидели изменение рельефа - стали появляться небольшие бугорки, следовательно, можно сделать вывод о том, что гарбцбургиты прочнее дунитов. Макроскопически неоднодность гарцбургитов не видна и её выявляет отдельность, азимут падения 160, угол 40.

На 80 метров выше по склону находятся выходы серпентинизированных плагиоклазсодержащих лерцолитов. Порода зеленовато-коричневого цвета, мелкозернистая. Оливиновая матрица серпентинизирована и замещена характерными продуктами выветривания. Зёрна пироксенов буро-чёрные, удлинённые, размером до 5 мм. Приблизительное соотношение клинопироксена к ортопироксену 2:5. Имеются белые, мелкие агрегаты плагиоклаза, в сечении изометричные и удлиненные в одном направлении (размером 3\*1,5 мм). Сами зёрна плагиоклаза, слагающие агрегаты, очень мелкие. Плагиоклазовые скопления имеют зональное строение: снаружи скоплений мономинеральная полизернистая кайма, а внутри вместе с плагиоклазовой матрицей располагаются дендритоподобные мелкие (до 1 мм) скопления рудного минерала. В некоторых местах в обнажениях наблюдаются линейно-параллельные ориентировки сигарообразных агрегатов плагиоклаза; азимут падения 245, угол 20. Весь нуралинский массив рассечен серией небольших разломов, в которых все серпентинизировано.

Таким образом, в маршруте мы наблюдали блоки пород амфиболитовых габбро, полосчатый комплекс и сам расслоенный Нуралинский массив, вокруг которого залегают серпентиниты, представляющие собой фрагменты серпентинового меланжа, приуроченный к главному Уральскому разлому.

Из всего вышесказанного можно сделать вывод о том, что в формировании Нуралинского массива участвовали магматические, метасоматические, метаморфические и тектонические процессы. Магматический процесс связан с внедрением базит-гипербазитового расплава во вмещающие эффузивные породы. На наличие магматического этапа формирования массива указывают вертикальная зональность ультрабазитов, изменение состава пород от дунитов до плагиоклаз-содержащих лерцолитов, микроскопически выраженные гипидиоморфно-зернитые структуры ультраосновных и основных пород, наличие гомеогенных включений в габбро-амфиболитах.

Линейная, полосчатая текстура ультрабазитов, кристаллизация которых носила автометасоматический характер, является результатом переноса кальция, алюминия, кремнезема и других элементов остаточными растворами к верхним частям Нуралинского массива.

Метаморфические преобразования в массиве проходили в несколько этапов, которые преимущественно представлены серпентинизацией ультрабазитов.

Тектонический этап формирования массива связан с перемещением и скучиванием отдельных блоков. Он выражен в меланжировании самого массива и вмещающих пород.

Помимо магматической гипотезы образования базит-гипербазитовых массивов офлолитовых ассоциаций, существуют и другие гипотезы.

Одна из них предполагает формирование базит-ультрабазитовых тел в мантийных условиях либо путем кристаллизации магмы, либо путем выплавления из мантийного вещества базальтовой составляющей. В обоих случаях процессы формирования этих пород сопровождаются высокотемпературным метасоматозом. Вывод этих тел в земную кору осуществляется тектоническим путем и сопровождается процессами серпентинизации и тектонизации ультрамафитов.

Итак, все последовательно залегающие комплексы пород представляют собой единый комплекс, где расслоенный дунит-гарцбургитовый массив - часть верхней мантии, откуда выплавились интрузивные породы, сформировавшие кору океанического типа, а габброиды - глубинный абиесальный комплекс океанической коры в этом меланже, блоки которого подняты из мантии.

**3.2 Бердяушский массив.**

Бердяушский массив расположен на Западном крыле Центрального Уральского поднятия и приурочен к зоне тектонических нарушений регионального характера. Он представляет собой тело, вытянутое в северо-восточном направлении и расположен в основном согласно с общим простиранием вмещающей структурой. В плане массив имеет овальную форму. С Запада и Северо-Запада массив отделяется от прилегающих пород крупным тектоническим нарушением (Бакало-Саткинским или Бердяушским надвигом). Северо-Восточная часть (у ст. Бердяуш) имеет причудливо-извилистые очертания, обусловленные апофизами от гранитов интрузива. Он залегает среди нижне-рифейских доломитов.

Бердяушский массив представлен гранитами-рапакиви розово-серого цвета с порфировидной структурой и массивной текстурой. Полиминеральный агрегат включает в себя следующие минералы: калиевый полевой шпат - 65%; кварц - 15%; плагиоклаз - 10%; роговая обманка - 6%; биотит - 4%. Таблитчатые, крупные до 3,5 см, удлиненные зёрна Калиевого полевого шпата можно по морфологии и размерам разделить на две группы: первая группа - слабоудлиненные зёрна, размером до 4 см с соотношением длины к ширине не меньше 2:1; вторая группа - более удлиненные зёрна, с размерами 1 см в длину сравнимыми с зёрнами первой группы с соотношением длины к ширине, как 3:1. Зона изометричной формы в диаметре достигает размеров от 1 до 2,5 - 3 см.

Удлиненные и изометричные зёрна характеризуются скругленными гранями, что даёт нам право называть их овоидами Калиевого полевого шпата. Кроме того, отчетливо наблюдаются двойниквые сростки Калиевого полевого шпата, чаще простые, реже полидвойниковые. Граница между двумя двойниками в пределах одного зерна, как правило, параллельна удлиненной грани, иногда наблюдаются некоторые изгибание границы. Зёрна калиевого полевого шпата разноориентированы, текстура породы массивная. Таблички и порфировидные выделения Калиевого полевого шпата иногда имеют ориентированное расположение, связанное с течением магмы в ходе кристаллизации. Это так называемая трахитоидная текстура. В некоторых местах зёрна Калиевого полевого шпата окаймлены белесыми агрегатами плагиоклаза. Ширина каймы достигает 2,5 мм.

Также плагиоклаз образует неравномернораспределенные скопления и отдельные зёрна в матрице породы размером до 6 -7 мм. Интерстиции между зернами Калиевого полевого шпата выполнены достаточно крупными (размером до 6 -7 мм) изометричными зёрнами сероватого кварца и мелкими по размерам, короткостолбчатые (длиной до 3\*7 мм) зёрнами роговой обманки, и мелкими (размером до 3 мм) пластинообразными зёрнами биотита.

Можно предположить очередность кристаллизации. Первично образовались овоиды Калиевого полевого шпата и плагиоклазовые зоны вокруг них, т.е. происходила кристаллизация из магмы. Затем произошло повышение температуры, и начали кристаллизоваться остальные кристаллы, в это время у зерен Калиевого полевого шпата оплавлялись края.

К периферийным частям массива, т.е. ближе к приконтактовой зоне, химический состав пород меняется, но овоидная структура сохраняется. Гранит-рапакиви плавно сменяется на более серые кварцевые сиениты, мощность которых составляет порядка 1,5 м. Далее следует переход в кварцсодержащий сиенит. Мощность последних около 2 м. Таким образом, можно проследить, как меняется содержание кварца, а зёрна биотита постепенно исчезают, замещаясь зёрнами роговой обманки вблизи контакта с вмещающими породами. В гранитах можно увидеть угловатые остатки ксенолитов серо-зелёного цвета, мелкозернистые с массивной текстурой, обладающие комковатой отдельностью. Ксенолиты< приварены> на контактах к вмещающим их породам.

Присутствие ксенолитов магнезиальных скарнов доказывает, что формирование магнезиальных скарнов происходило на магматической стадии, и уже образовавшиеся скарны (в виде обломков) попадали в расплав.

Субвертикальный контакт известковых пород с гранитами-рапакиви резкий. Вмещающая порода в зоне экзоконтакта в самой непосредственной близости от роговообманковых сиенитов представлена мраморизованным доломитовым известняком серовато-белового цвета с мелкозернистой структурой и массивной текстурой. В приконтактовой зоне эти породы характеризуются плитчатой отдельностью. Чем ближе к контакту, тем порода более мраморизована, причём, при этом сохраняется реликтовая полосчатость известняка, но с увеличенными зёрнами до 1 см. отдельные зоны контакта известняки отличаются некой комковатой отдельностью.

Эти мраморированные известняки секутся дайками диабаза. Контакт с вмещающей породой чистый, ровный. В структуре диабаза прослеживаются некоторые зоны. В центре дайки мелкозернистая тёмно-серая масса с афировой структурой и массивной текстурой. В контактовой зоне происходит уменьшение зёрен и на расстоянии около 10 см от контактов порода становится стекловатой - так называемая, зона< зажалки>. Во вмещающей породе присутствуют участки серпентинизированных известняков. Им отвечают зеленовато-жёлтые оттенки пород.

В гранитах-рапакиви обнаружены включения нескольких типов: угловатой и эллтпсоидальной формы. Угловатые включения имеют очертания неправильных многоугольников, зачастую с клиновидными окончаниями и острыми углами. Границы с вмещающими породами резкие. Как правило, эти включения бывают, сложены мелкими зёрнами роговой обманки (размером до 2 мм), биотита (до 3 мм), полевого шпата (до 5 мм), кварца (до 3 мм). В центре массы скапливаются зёрна кварца и полевого шпата, а по периферии тянется не сплошная полизернистая кайма биотита (до 5 мм). Меланократовые минералы преобладают, их около 80%, остальные 20% составляет сумма отдельных лейкократовых зёрен. Данные включения могут быть ксенолитами, которые переработаны расплавом, так как в них не наблюдается реликтов вмещающих пород и присуще характерная угловая форма. Включения линзовидной, овальной формы, размеры их колеблются от 5 до 40 см. Сами включения с порфировидной структурой и массивной текстурой. Для этих включений характерны следующие особенности внутреннего строения и взаимоотношений с вмещающими породами.

Матрица составлена агрегатами мелкозернистых лейкократовых (Калиевый полевой шпат, плагиоклаз, кварц) и меланократовых (роговая обманка, биотит) минералов. Матрица по меланократности превышает вмещающие породы, так как содержание тёмноцветных минералов во включениях превышает 50%.

На границах с вмещающими породами появляются скопления тёмноцветных минералов по сравнению с центральной частью включений. В большинстве включений этого типа прослеживаются вкрапленники Калиевого полевого шпата. Стоит заметить, что размеры и овоидные формы и каймы плагиоклаза аналогичные тем, что находятся в гранитах-рапакиви. Также встречаются слегка вытянутые уплощенные зёрна кварца серого цвета, размером до 3 мм.

Часто овоиды Калиевого полевого шпата с обнимающими их плагиоклазовыми каймами пересекают границы описываемых включений и окружающих гранитов-рапакиви.

Существуют три теории, обосновывающие генезис этих включений. Первая представляет эти включения ксенолитами, которые были интенсивно переработаны. Следовательно, овоиды внутри включений представляются порфиробластами. Но эта теория в данном случае имеет много моментов, которые она объяснить не может. Так, например, сохранение вкрапленниками Калиевого полевого шпата во включениях овоидной структуры каёмок плагиоклаза крупных размеров и форм зёрен, подобных вмещающим породам. А также факт пересечения отдельными овоидами Калиевого полевого шпата границ с вмещающими породами с сохранением форм, размеров и окаймлений плагиоклаза (при условии первичной кристаллизации зёрен полевого шпата), а уже последующим захватом включений во вмещающую породу.

Согласно ликвационной теории расплав разделился на две несмешивающиеся жидкости и начал кристаллизоваться. По мере изменения условий кристаллизации (температура, давление) происходил обмен компонентами между сосуществующими расплавами отсюда зональное строение включений, их разнообразие по составам и соотношениям породообразующих минералов. Но также имеются моменты, трудно объяснимые этой теорией. Так, например, она не объясняет, как смогли овоиды Калиевого полевого шпата с каймой плагиоклаза сохранить свою форму и крупные размеры, без видимых изменений в расплаве иного химического состава в граничных частях и центральных частях включений.

Третья теория гласит о гомеогенном характере включений, что подтверждается сходным продуктом кристаллизации, на более ранней стадии. Часть закристаллизованных пород при течении расплава отрывались от стенок и неслись выше. Тоненькая корочка ранее закристаллизованного материала в наиболее слабых местах разрушалась, и крупные кристаллы обнажались, поэтому частично они остались во вмещающей породе. Данная теория имеет наибольшее количество наиболее логичных доказательств и обоснований по вопросу генезиса включений данного типа в граниты-рапакиви Бердяушского массива.

**3.3. Сыростан - Тургоякский массив.**

Гранитоиды Сыростан - Тургоякского массива образуют три выхода на поверхность, разобщенные между собой на современном эрозианном срезе породами кровли. С северо-востока на юго-запад выделяются Тургоякский, Сыростанский и Валежмогорский массивы, которые по геофизическим данным на глубине объединяются в единый интрузив, располагающийся в зоне сочленения Уралтауского мегатинклинория и Магнитогорского мегасинклинория, т.е. между древними позднепротерозойскими метаморфическими толщами, слагающими главный водораздельный Уральский хребет, и вулканогнно-осадочными породами нижнего палеозоя зеленокаменной полосы Восточного склона Урала (Руководство для студенческих практик, 1987).

Тургоякский интрузив расположен в районе одноименного озера, в 8 км к северо-западу от центра города Миасс (Борисенок и другие, 2000). Возраст массива, определенный K-Ar методом, составляет 315+-18 - 295 +-13 млн. лет.

По геофизическим данным, вертикальная мощность составляет около 5 км. Восточная приконтактовая зона массива обнажена в обрывах южного и северо-восточного берегов озера Тургояк. Здесь наблюдается контакт магматических пород основной фазы внедрения с вмещающими осадочно-вулканическими толщами (Борисенок и другие, 2000). Контакт этот субвертикальный, резкий, секущий. При кристаллизации летучие удалялись из расплава, двигались вдоль субвертикального контакта, мало изменяя вмещающие породы. Эндо - и экзоизменения в апикальной части интрузива (Сыростанский массив) проявлены гораздо значительнее, но здесь современная эрозия и выветривание привели к срезанию этой части настолько, что и заметно лишь ороговикование.

На северо-восточном берегу озера Тургояк наблюдается контакт плотных плагиоклаз-роговообманковых роговиков с биотит - кварц - полевошпатовыми породами по составу, отвечающие биотитовым гранодиоритам. Мелкозернистые массивные плагиоклаз-роговообманковые роговики обладают плитчатой отдельностью по сланцеватости, сложены микрозёрнами плагиоклаза, роговой обманки, кварца примерно в равных соотношениях. Первоначально это были глинистые и песчаноглинистые осадки. Бывшая ритмичность осадков проявляется в разных (от комковатой до плитчатой) отдельностях, большей или меньшей мелано - или лейкократовости. Биотитовые гранодоириты - среднезернистые, иногда порфировидные, с массивной текстурой.

Контакт этих осадочных ороговикованных пород и биотитовых гранодоитов сечется дайками жильных пород - силитов и микрограниты. Мощность этих даек колеблется от 10 см до 4 -5 м. Контакт с сильновыветренными гранодиоритами значительно тектонизирован. Это проявляется в очень тонкоплитчатой отдельности, милонитизированных породах.

В биотитовых гранодиоритах имеется матрацевидная отдельность, типичная для гранитоидных тел и образующиеся в результате выветривания по трещинам (размер отдельных блоков до 20 - 30 см). В гранодиоритах наблюдаются фрагменты эллипсоидальной формы, размером до 10 см, более меланократовые, чем вмещающие их породы. Это могут быть ксенолиты, края которых были закруглены при попадании в расплав, а сама порода перекристаллизовалась и приобрела сходный состав. Возможно и обратное: при пульсационном подъёме расплава на поверхность часть магмы, выплескавшаяся раньше, успевала закристаллизоваться; при этом сначала зарождались меланократовые минералы. В таком случае эти включения гомеогенны. С другой стороны, здесь же, в гранодоитах встречаются и остроугольные обломки - ксенолиты. Поэтому, скорее всего, первые - это всё же хомкогенные включения.

Сыростанский массив расположен юго-западнее Тургоякского и отделен от него узким(1 - 2 км) перешейком вмещающих пород, ещё не срезанных эрозией. Массив слегка вытянут в северо-восточном направлении(10\*11 км) (Борисенок и другие, 2000).

Возраст этого массива, определенный K - Ar методом, составляет 315+-18 - 295+-13 млн. лет. Вмещающими породами для массива являются кварциты, кварц-слюдяные сланцы. Гранитоиды, непосредственно контактирующие с вмещающими породами, в целом сходны с Тургоякским массивом, но отличаются от них пониженным содержанием железомарганцевых минералов, а также большими наложенными изменениями (Борисенок и другие, 2000).

Породы Сыростанского массива мы изучали на примере карьера у села Сыростан. Основная часть пород здесь - продукты переработки вмещающих толщ на пологом контакте с расплавным телом. Проведя полевые исследования, мы выделили несколько основных разностей пород: биотит-плагиоклаз-роговообманковые роговики; породы, отвечающие по составу меланократовым кварц-биотитовым диоритам и биотит-кварцевым диоритам, гранослинитам; лейкократовые граниты и пегматиты гранитного состава. О некоторых породах нельзя однозначно сказать, какого именно они происхождения. Поэтому здесь и далее мы будем давать условные названия, пользуясь магматической терминологией, например, биотит-кварцевый диорит.

Сыростанский интрузив в целом можно рассматривать, как многофазный (Руководство для студенческих практик, 1987). По секущим контактам видна последовательность образования пород.

Из имеющихся взаимоотношений между различными породами следует, что наиболее древними, т.е. первофазными, являются черные биотит-плагиоклаз-роговообманковые роговики. Повсеместно во включениях и реликтах, и в стенках карьера, и в глыбах, и в отвалах все породы имеют с ними секущие взаимоотношения.

Биотит-плагиоклаз-роговообманковые роговики обладают ленидо-гранобластовой структурой, бластопорфировой текстурой. Чисто роговообманковые бластопорфировые выделения, слегка вытянутые в длину, не превышают 4 см. порода сложена белыми субидиоморфными зёрнами плагиоклаза размером до 1,5 мм(50%), черными мелкими (до 1 мм) зёрнами роговой обманки(35%), а также черными чешуйчатыми зёрнами(15%). Иногда роговики образуют удлиненную угловатую форму, с отдельными вытянутыми частями включения в биотит-кварцевых диоритах. Размер их достигает 12 см в длину и 6 см в ширину.

Бластопорфировая структура является реликтовой для метаморфических пород. Вероятно, это анобазальтовые амфиболы, т.е. бывшие базальтовые порфириты, преобразовавшиеся при метоморфизме, возможно, и неоднократном. Там, где ранее располагались меланкратовые вкрапленники, теперь же - роговообманковые бластопорфириты. Ко второй фазе относятся меланократовые кварц-биотитовые и биотит-кварцевые диориты.

Меланократовые кварц-биотитовые диориты мелкозернистые, местами неравномернозернистые, с неяснополосчатой, иногда пятнистой текстурой; иногда в них заметна слабая сланцеватость по биотипу. Порода сложена белыми субидиоморфными зёрнами плагиоклаза 1,5 мм(65%), чешуйчатыми зёрнами биотита до 1 мм(25%) и светло-серыми изометричными зёрнами кварца до 1,5 мм(10%).

Биотит-кварцевые диориты - среднезернистые, массивные. Сложены белыми идиоморфными зёрнами плагиоклаза размером до 2 - 3 мм(70%), изометричными зёрнами кварца размером до 1,5 мм(15%), а также чешуйками зёрен биотита до 1,5 мм(15%).

Иногда в отвалах можно наблюдать контакт этих близких по составу пород, граница между ними нерезкая, создается впечатление плавного перехода одной породы в другую; при этом слабо заметны ориентировки зёрен, а также ксенолитов биотит-плагиоклаз-роговообманковых роговиков в обеих разностях совпадают. Из этого можно сделать вывод об аллохимических преобразованиях пород.

В биотит-плагиоклаз-роговообманковых роговиках роговообманковые бластопорфиры ориентированы субвертикально (параллельно контакту с секущими их жилами биотит-кварцевых диоритов).

Диоритовые жилки, секущие роговики, имеют неровные границы, осложненные глубокими клиновидными заливами и отщепами. Таким образом, однозначных признаков внедрения нет; возможно, это результат аллохимической переработки. В этих жилках ориентировки агрегатов темноцветных минералов совпадают с ориентировкой бластопорфир в роговиках. Эти ориентировки либо наложенные, либо реликтовые, сохраненные при аллохимическом преобразовании.

Вышеописанные диоритовые жилки и роговики секутся телом биотит-кварцевых диоритов с ровными прямолинейными границами. Здесь порода содержит множество линзовидных и пластинчатых фрагментов вмещающих роговиков, ориентированных вдоль границ тела. Это могут быть, как аллохимические образования, так и оторванные ксенолиты вмещающей породы, ориентированной вдоль течения.

К третьей фазе относятся лейкократовые жилы гранитного состава. Они редко секут все равности пород, описанные выше. Представляют собой гипидиоморфнозернистую массивную породу, сложенную идио - и гипидиоморфными зёрнами плагиоклаза до 3 мм(50%), светло-серыми ксеноморфными изометричными зёрнами кварца до 1,5 мм(40%), а также чешуйчатыми зёрнами биотита до 2,5 мм(10%).

Наиболее молодыми образованиями являются пегматитовые жилы гранитного состава. Это порода с гипидиоморфнозернистой крупнозернистой структурой, массивной текстурой. Сложена субидиоморфными зёрнами плагиоклаза до 3 см, крупными до 1,5 см светло-серыми ксеноморфными изометричными зёрнами кварца, а также редкими пластинками биотита до 1 см.

Иногда лейкократовые биотит-кварцевые диориты образуют глубокие клинообразные заливы вдоль направления реликтовой полосчатости и сланцеватости, образуя из более меланократовой породы, так называемый, <конский хвост>, при этом меланократовые минералы такие, как биотит, роговая обманка в целом сохраняют такую же ориентировку, но могут появляться и разноориентированные. Это продукты аллохимической переработки вмещающих пород. Там, где лейкократовые гранитные жилы пересекают биотит-кварцевые диотиты, наблюдается подворот сланцеватости пород. Это говорит о том, что гранитный расплав внедрялся по зоне тектонического нарушения. В этих породах содержатся крупные ксенолиты(20\*60 см) биотит-плагиоклаз-роговообманковыми пегматитовыми жилами гранитного состава, которые за пределами ксенолитов нигде не прослеживаются. Это свидетельствует о том, что он перемещенный. То, что в пегматитовых жилах наблюдается слабая зональность (увеличение размера зёрен от полсантиметра в краю до нескольких в центре), говорит о постепенной кристаллизации.

Прослеживая последовательность формирования пород, можно сделать вывод о постепенной их лейкократизации и приближении к гранитному составу.

При таких процессах магматического замещения происходит формирование однотипных по химическому и минеральному составу пород, но с разными механизмами образования. Так, биотит-кварцевые диориты - продукты твердофазного аллохимического преобразования вмещающих роговиков. Но в то же время наблюдаются и жилы внедрения того же состава. Существует две основные версии формирования Сыростан-Тургоякского массива, каждая из которых имеет право на жизнь. По одной из них, магматический расплав, который сформировал массив, проникая по зонам тектанического дробления, захватывая ксенолиты вмещающих пород. Диффузионно магма изменяла породы, что приводило к их лейкократизации и приближению к гранитному составу. При этом из вмещающих пород также диффузионно проникали окиски кальция, магния, вследствие чего плагиоклаз становится более основным, возрастает магнезиальность цветных минералов (Руководство для студенческих практик, 1987).

По второй версии, магма воздействовала на вмещающие породы с помощью флюидов. Эти флюиды, насыщенные компонентами из магмы, тоже могли приводить к лейкократизации пород. С внешней стороны флюид изменял содержание воды и углекислоты во вмещающих породах. При более интенсивном изменении происходило метосамотическое замещение, при этом во внутренней части порода приобретала гранитный состав, который не мог при таких температурах и давлениях оставаться твердой породой. Поэтому происходил металоматоз (Руководство для студенческих практик, 1987).

Интенсивность преобразования вмещающих пород зависит от формы и пространственного положения контакта интрузивного тела. В Сыростане на поверхность выходит аникальная часть массива, поэтому там среда широкого распространения процессов алохимической переработки. В Тургоякском же массиве эта часть срезана современной эрозией. Там видны признаки только температурного воздействия на вмещающие породы. Поэтому, по моему мнению, основной движущей силой всех этих процессов были флюиды.

**3.4. Ильменогорский массив.**

Уникальность Ильменогорских гор определяется сочетанием на небольшой площади разнообразных по составу метоморфических, метосоматических и магматических горных пород. Ильменогорский комплекс метамаорфических и интрузивных пород составляет южную часть Ильмено-Вишневогорской провинции восточного склона Южного Урала.

Щелочной массив в плане имеет каплеобразную форму. В северной части массив расхващивается. В южной части контакт тела имеет достаточно полное падение от массива(30-40), а в северной части достаточно крутое падение фенитов под миаскиты(60 -80).

Ильменогорская толща имеет возраст PR, il. 3.4.а.

Южная часть Ильменогорского щелочного комплекса образовалась на территории административного комплекса Ильменского заповедника и вдоль шоссе Миасс - Чебаркуль. За административным зданием Ильменского заповедника располагается крупное искусственное обнажение, в котором преобладают породы нефелин-шенитового состава. В состав этих пород входят биотит (представленный здесь своей железистой разновидностью лепидомеланом), альбитизированный Калиевый полевой шпат, нефелин, иногда встречаются мелкие зёрна амфибола. В качестве акцессорных минералов повсеместно встречаются циркон и сфен. Нефелин присутствует в породах в виде зёрен или агрегатов, которые вытянуты в одном направлении, их ориентировка обуславливает линейную текстуру пород. Форма этих тел сигарообразна, длина 1 -2 см, ширина до 0,5 см. Нефелин легко поддается выветриванию, поэтому на поверхности образуется каверны, проявляющие зёрна этого минерала и делающие доступным для макроскопических наблюдений их формы.

Зёрна полевого шпата изометричные, местами, удлиненные вдоль сланцеватости, размером до 1,5 см. Пластинчатые зёрна лепидомелана ориентированы плоско-параллельно друг другу, местами образуют линзовидные скопления, длиной до 1,5 - 2 см и шириной до 1 см, обуславливают сланцеватую текстуру пород. В породах наблюдается линейность по нефелину, направление падения которой остается примерно постоянным в пределах всего обнажения.

Породы нефелин-шенитового состава пересечены серией жил и зон сдвиговых пластических деформаций. Их расположение показано на схематическом плане. В миаскитах наблюдаются пегматоидные нефелин-полевошпатовые жилы. Эти жилы представлены крупными (до 10 -15 см) ксеноморфными изометричными зёрнами нефелина и полевого шпата. В приконтактовых зонах нефелин-полевошпатовых пегматоидных тел наблюдаются линзовидные скопления нлулных пластинчатых зёрен лепидомелана. Отдельные его зёрна в поперечнике могут достигать 10 - 15 см, а их линзовидные скопления, обладая разнообразной мощностью, в плоскости параллельной контакту могут в диаметре превышать 50 см.

В копи N 7 перед зданием администрации заповедника можно проследить взаимоотношения пегматитового тела с вмещающими их породами нефелин-полевошпатового состава. Границы этого тела с вмещающими миаскитами размыты. В приконтактовых частях наблюдается постепенное укрупнение зёрен породообразующих минералов в направлении от миаскитов к пегматитам.

Апофизы этого тела развиты как в направлении линейности по нефелину в миаскитах, так и вкрест её простирания. Линейность по нефелину в миаскитах, в зонах экзоконтактов описываемого тела пластически изгибается. Часто наблюдается утыкание линейности в границу пегматитового тела. Подробное описание самих тел нефелин-шенитовых пегматитов будет дано в главе 3. Пегматиты.

В миаскитах находятся плоскостные зоны пластических сдвиговых деформаций, выполненных бластомилонитизированными породами. Эти зоны имеют субмеридианальные простирания. Их границы неровные, мощность может меняться по простиранию, достигая 50 см. Ими пересекаются мелкие крупнозернистые нефелин-полевошпатовые жилы в нефелиновых шенитах, которые секут общее направление линейности В приконтактовых частях линейность изгибается, подворачивается, вблизи границы становится почти параллельной общему простиранию этой зоны.

Зоны пластического сдвига имеют зональное строение. От краевых частей, где происходил подворот линейности в миаскитах по направлению к центрам зон породы сменяют друг друга в среднезернистых биотит-полевошпатовых породах, где табличатые зёрна полевого шпата бывают разбиты трещинами, многие из зёрен ориентированы по общему простиранию зон. Матрицу выполняет сланцеватый агрегат мелких пластинчатых зёрен биотита.

Макроскопически нефелина мы там не видели. Таким образом, эти породы имеют очковый облик и, судя по их структурным особенностям, их можно относить к катаклазитам. В катаклазитах находятся фрагменты миаскитов не перетертые, не раздробленные, с линейностью такой же, как и в миаскитах. Они имеют линзовидную форму, согласно ориентированы с простиранием зоны.

Затем центральную часть выполняют породы с неравномерным распределением минералов (ри.3.4.7), в них на фоне сланцеватой матрицы с преобладанием биотита находятся крупные (до 10 -15 см в сечении) порфиробласты нефелина и полевого шпата. Эти порфиробласти могут быть изометричные и линзовидные, ориентированные в направлении простирания зоны. Сланцеватость огибает порфиробласты, а в тенях их давления, в направлении простирания располагаются гранобластовые агргаты лейократовых минералов (нефелина и полевого шпата). Обтекание матрицей порфиробластов и теней давления придает породе линзовидный облик.

Распределение порфиробластов и связанных с ними лейкократовых участков неоднородно. В некоторых местах встречаются также аппитовые жилы. Их слагают мелкозернистые существенно полевошпатовые породы (шениты) с наибольшим содержанием биотита и нефелина. Их мощность достигает 50 - 70 см.

В соответствии с наблюденными взаимоотношениями текстурных особенностей можно говорить о последовательности образования всех этих тел. Первичными являются сланцеватость и линейность по нефелину в миаскинах. Потом образовались аппитовидные и лейкократовые нефелин-полевошпатовые зоны, которые затем секлись зоной бластомилонитизации. Взаимоотношения этой зоны с пегматоидной жилой неясные, поэтому определить последовательность их образования не удается. Но в копи N7 такие же по сложению пегматитовые тела деформируют линейность и сами не несут следов пластических деформаций (или хрупких). Они деформируют только ранние текстурные элементы. Исследовательские работы ученых привели к выводу, что эти пегматитовые жилы являются более поздними образованиями, она секут зону бластомилонизации.

Фениты представляют собой приконтактовые образования на границе гранито-грейгов со щелочными породами, возникшие в результате аллохимических процессов твердовазовых преобразований Ильменогорской толщи.

Фениты образуют протяженные участки, сложенные относительно меланократовыми амфиболатовыми и биотит-амфиболовыми полевошпатовми породами (шенитового состава): структура лепидогранобластовая, текстура сланцеватая, полосчатая. Зёрна биотита пластинчатые до 5 мм ориентированы параллельно друг другу, что задает направление общей сланцеватости. Зёрна полевого шпата изометричные, размером до 5 - 7 мм, зёрна нефелина изометричные, размером до 4 мм. Содержание лейкократовых минералов 80%, биотита - 20%.

Чередование этих разновидностей обуславливает полосчатый облик фенитов. Эта полосчатость ориентирована согласно стратификации вмещающих пород и гнесовидности, и полосчатости миаскитов. Контакт фенитов с миаскитами разностный, обусловленный постепенным уменьшением количества нефелина и проявлением более резкой полосчатости.

Фелитовый ореол в южной части Ильменогорского щелочного комплекса можно наблюдать в естественных и искусственных обнажениях вдоль шоссе Миасс - Чебаркуль (на протяжении от границы города Миасс и до административного комплекса Ильменского заповедника). Элементы залегания согласны у фенитов и миаскитов. Направление полосчатости, линейности, сланцеватости у них совпадают. 3.4.б

Западная и северо-западная приконтактовая часть Ильменского щелочного комплекса представлена в карьерах у поселка Строителей. Западная полоса представлена фенитами, восточная - биотитовыми и амденболовыми миаскитами.

В карьере севернее поселка Строителей обнажены толщи переслаивания амфиболитов и лейконлатовых амфибол-полевошпатовых сланцев. Амфиболит имеет гранобластовую структуру, неяснополосчатую текстуру. Зёрна плагиоклаза изометричные, размером до 2 мм. Зёрна роговой обманки удлиненные, биотита уплощенные вдоль направления сланцеватости достигают в длину 2 мм. Амфибол-полевошпатовые лейкоклатовые сланцы обладают гранобластовой структурой. Зёрна полевого шпата изометричные до 1,5 см. Количество полевого шпата 85 - 90%; амфибола 10 - 15%: биотита <5%.

Здесь на метаморфическую толщу переслаивания амфиболитов и глейсов была наложена фенитизация. Сначала изменялись глейсы. Они превращались в пироксен-амфибол-полевошпатовый сланец. Амфиболиты в меньшей степени подвергались фенитизации. В них появляется биотит. В этих породах встречаются порфиробласты, прожилки полевого шпата.

В карьере наблюдались существенно биотитовые жилы. Вероятно, эти жилы являются зонами базификации. При метосамотической переработке такие элементы как Mg, Fe помимо того, как входить в состав амфиболов, лироксенов, должны были куда-то выноситься. Таким образом, могли образоваться эти зоны базификации. В миаскитовом карьере над поселком Строителей преобладающими породами являются биотитовые и амфиболовые нефелинполевошпатовые породы. Эти миаскиты сходны с теми, которые мы видели на территории административного комплекса Ильменского заповедника. Здесь темноцветные минералы образуют хорошо проявленные линзовидные скопления зёрен, которые имеют плоско-параллельное залегание, что, обуславливает текстуру, похожую на сланцеватость. Зёрна нефелина столбчатые, вытянуты в одном направлении, что обуславливает линейную текстуру пород.

В этих породах встречаются зоны бластомилонитизации. Здесь происходит укрупнение зёрен. В этих зонах находятся линзы и скопления биотита, и амфибола, размером до 7 см. эти линзы сложены в основном агрегатами разноориентированных зёрен. В приконтактовых частях зоны зерна полевого шпата и нефелина уменьшаются. Зёрна нефелина в этой части приобретают немного уплощенную форму.

Встречаются прожилки биотита, это анхимономинеральные скопления биотита, окруженные узкими зонами осветления, где по направлению к границам прожилков уменьшается содержание тёмноцветных минералов, в то время как их ориентировки остаются постоянными. Мощность прожилков (до 1 - 1,5 см) выдерживается по простиранию. Жилы ветвятся и располагаются несогласно с направлением общей сланцеватости и линейности.

В миаскитах встречаются пегматитовые жилы, размером зёрен в которых достигают 5 см. Границы жилы с вмещающими породами неровная, нечетная, она располагается почти перпендикулярно линейности. Линейность в жилах та же, что и миаскитах. Контакты секут направление линейности. Это говорит, что часть нефелин-шенитовых пегматитов была сформирована раньше, чем образование линейностью таким образом, процесс образования пегматитов растянут во времени, они могли появляться на разных стадиях.

В породах часто наблюдаются зоны пластических сдвиговых деформаций, которые деформируют общую сланцеватость и полосчатость (рис3.4.11).

Мощность этих десятки сантиметров. По мере продвижения к зоне пластической сдвиговой деформации наблюдается сгиб этих структурных элементов и постепенное приближение их ориентировок к направлению простирания сдвиговой зоны. В этой зоне наблюдается интенсивное расслаивание и тонкая полосчатость, связанная с неравномерным распределением тёмноцветных минералов. Направление рассланцевания и полосчатости ориентированы согласно с этой зоной. Вблизи описанной зоны рассланцевания и внутри её появляются порфиробласты нефелина и полевого шпата изометричной и линзовидной формы, ориентированные вдоль сланцеватости. Сланцеватость огибает порфиробласты. В направлении сланцеватости в лейкократовых минералов.

Происхождение Ильменского щелочного массива на сегодняшний день имеет ряд неразрешенных вопросов. Существует несколько гипотез: магматическая, палингенно-метасоматическая, метасоматическая.

Теория магматического замещения. Считается, что сначала произошло внедрение интрузивного тела. Затем произошла метасоматическая переработка окружающих пород, фенитизация. Из пород выносился кремнезём, а вносились щелочи. Приконтактовая часть сильнее подвергалась этому процессу. В результате во внутренних частях зон экзоконтактов вмещающие породы по химическому и минеральному составу становились подобными интузивным. Пегматитовые жилы в этих миаскитах (в том числе и копь N7) могут трактоваться, как отщепление от глубинного расплава, либо как участки остаточного расплава, обогащенного летучими компонентами.

За зоной миаскитов следует зона фенитизации. В миаскитовой зоне, кроме отдельных локальных участков, плавление не происходило. Перекристаллизация пород происходила на месте в твердофазном состоянии. Об этом говорит линейная текстура течения в этих породах.

Фактом, противоречащим этой теории, может служить то, что здесь не было найдено, кроме отдельных пегматитовых жил, структур магматических пород. Можно предположить, что породы раньше имели магматическую структуру, но потом были перекристаллизованы. Но тогда пегматитовые жилы должны иметь магматическое происхождение и тоже должны были перекристаллизоваться, а они имеют магматическую структуру.

Магматическая теория объясняет линейность, как результат течения расплава. Но если это было бы так, то не было бы такой строгой ориентировки, которая прослеживается на большие расстояния.

Схема преобразования пород почти аналогичная предыдущей теории, но в теории магматического замещения сначала было внедрение интрузии, потом фенитизация, а в палингенно-метасоматической теории - сначала фенитизация, потом плавления и образования автохтона (выплавление нефелин-шенитовых расплавов).

Таким образом, согласно этой теории, расплав образовался на месте, в результате флюидной переработки пород. Форма массива аналогична форме гранито-гнейсовых куполов.

Здесь пегматитовые тела рассматриваются, как зоны локального плавления.

Таким образом, магматический комплекс здесь трактуется, как автохтон.

Хорошим доказательством в пользу второй теории служит тот факт, что нефелин-шенитовые магматиты (типа копи N7) являются наиболее молодыми образованиями, а магматический комплекс не мог кристаллизоваться на протяжении 150 млн. лет.

И, наконец, третья гипотеза - метасоматическая. Защитники этой теории утверждают, что образования этой толщи происходило путем флюидной переработки, но плавление происходило только в локальных зонах (пегматитовые жилы). Доказательством метасоматической теории может служить наследование структурно вмещающих пород в миаскитах. Это наследование наблюдалось в виде полосчатости в миаскитовом карьере у поселка Строителей. Сланцевидность в миаскитах наблюдалась по линзовидным скоплениям минералов. Возможно, раньше это были монолитные кристаллы, которые потом заместились, но направление сланцеватости сохранилось.

**Глава 4. Пегматиты.**

Месторождение пегматитов до сих пор разрабатываются, как источник высококачественного сырья для производства керамики и радиоэлектроники, а также в качестве месторождений некоторых редких элементов. Среди природных образований нет равных пегматитам источников хорошо оформленных крупных кристаллов различных минералов.

Среди пегматитов выделяются не перемещенные тела, полностью изолированные среди материнских магматических пород. Они имеют шарфовидную форму, эллипсоидальную, колонообразную, иногда штопорообразную, вытянутую форму или более сложную, с различными выступами и апофизами.

Бывают случаи, когда два или более таких тел объединяются в гантелеподобные тела. Более распространены перемещенные вжатые тела жильной формы. Они редко имеют настоящую плитообразную форму с параллельными между собой плоскими контактами, в них часто наблюдаются раздувы и сужения. Внутреннее строение пегматитов в целом однотипно. Оно характеризуется симметричным зональным строением, хотя полнота проявления зональности в различных телах неодинакова. Многие зоны выпадают, некоторые пегматиты сложены одной или двумя зонами.

Пегматиты и пегматоидные породы неоднократно наблюдались нами на многих объектах: на Сыростан-Тургоякском гранитном массиве, в составе гранитизированных метаморфических комплексов Тараташского массива и Чашковского гранитогнейсового купола. Эти пегматиты и пегматоидные образования подробно описаны в соответствующих главах настоящего отчёта. Здесь мы рассмотрим лишь наиболее показательные и иллюстрированные объекты, изучавшиеся нами в маршруте по копям Ильменского заповедника.

Пегматиты Ильменских гор по минеральному составу разделяются на три группы: гранитные, сиенитовые и миаскитовые. Гранитные пегматиты состоят из кварца, полевых шпатов и слюд. Сиенитовые содержат полевые шпаты, слюды и почти не содержат кварца. Миаскитовые пегматиты состоят их нефелина, полевых шпатов и слюд. По возрастным соотношениям в Илльменогорском комплексе выделяются четыре группы пегматитов: 1) домиаскитовые гранитные пегматиты, 2) сиенитовые пегматиты, 3)миаскитовые пегматиты, 4)послемиаскитовые гранитные пегматиты (Шерфан, 1987).

**4.1. Гранитные пегматиты.**

Мы изучали гранитные пегматиты на примере послемиаскитовых пегматитов в копи N50(Блюмовская).

Блюмовская копь вскрывает жильное тело гранитных пегматитов. Тело залегает субвертикально, простирается с Востока на Запад более чем на 100 метров и в средней части обладает мощностью более чем 6 метров.

Вмещающие метаморфические толщи представлены полосчатым переслаиванием амфиболитов и гнейсов, имеющих моноклинальное залегание.

Рвущий контакт пегматитового тела с вмещающими породами субвертикальный, гладкий, осложненный пологими бугорками и бороздами с амплитудой в первые десятки сантиметров, секущий полосчатость вмещающих пород, которые в приконтактовой зоне сохраняют свою текстуру, структуру и минеральный состав.

Таким образом, сколько-нибудь значительных изменений в гнейсах и амфиболитах Ильменской толщи на контактах с пегматитовым телом не зафиксировано. При внедрении пегматитового тела не происходило термического воздействия на вмещающие породы из-за того, что они устойчивы к нагреву.

Это пегматитовое тело имеет характерное зональное строение (в Академическом ходе): 1 зона - пруинозернистого пегматита. Породы от серо-бежевого до зеленоватого цвета с массивной текстурой и крупнозернистой структурой. Ширина 80 - 120 см. Порода сложена крупными, до 1,4 см идиоморфными зёрнами ПШ, достаточно крупными, размером до 1,2 см, субидиоморфными или ксеноморфными основном изометричными зёрнами кварца и пластинчатыми, суидиоморфными зёрнами биотита в поперечнике, достигающими 1,5 см.Полевые шпаты в породах представлены калишпатом, плагиоклазом и амазонитом. 2 зона письменных гранитов, шириной 180 см. Порода сложена гигантскими изометричными и удлиненными кристаллами желтовато-бежевого ПШ, размером до 1,5 см, с многочисленными пластинчатыми вростками кварца сероватого цвета, длинной до 1 см и мощностью до 0,5 мм. Таким образом, она несет тонгографическую текстуру. Зёрна и вростки биотита в полевом шпате имеют пластинчатую изометричную форму. Присутствуют участки с крупнографическими срастаниями, в которых вростки кварца имеют также пластинчатую форму. Границы между этой областью и вмещающими письменными гранитами чётче. 3 зона - биотитового полевого шпата, шириной 160 см. Сложена анхимономинеральной породой с гигантскими (до 30 см) кристаллами полевого шпата розово-бежевого цвета, почти не содержит кварца. 4 зона письменных гранитов, шириной 70 см, аналогична зоне 2. 5 зона крупнозернистого пегматита - аналогична зоне 1, ширина 100 см. В наиболее типичных пегматитах самой внешней зоной является аплитовая оторочка. Аплит - мелкозернистая порода состава лейкократового гранита почти без цветных минералов. Обычно присутствие этой зоны в приконтактовых частях пегматитовых жил трактуется, как зона закалки. Её отсутствие в описанном пегматитовом теле, возможно, объясняется тем, что во время внедрения пегматитового расплава, вмещающие породы обладали температурами, сравнительными с температурами этого расплава, что говорит о том, что закалки пород не проходило и аплитовая сторона не образовалась.

Также типичной для пегматитов является центральная зона - кварцевое ядро. В Академичном ходе кварцевое ядро не наблюдалось, хотя в высыпах были найдены образцы, подтверждающие присутствие этой зоны. Отсюда можно сделать вывод о том, что кварцевое ядро может присутствовать в центральных частях жильного тела не в виде непрерывной зоны, а лишь в отдельных участках, отвечающих местам скопления наиболее поздних расплавов - растворов, оставшихся после кристаллизации пегматитового расплава.

Зональность пегматита говорит о том, что кристаллизация происходила от края к центру. По мере кристаллизации остаточные расплавы обогащались летучими компонентами. Поэтому от внешних зон к внутренним зонам температура кристаллизации расплавов падала. Рост кристаллов в занорыше и кристаллизация кварцевого ядра происходили из гидротермального раствора. Затем из него же образовались другие гидротермальные образования.

**Глава 5. Метаморфические и метасоматические комплексы.**

**5.1. Комплексы регионального метасоматизма.**

**5.1.1. Тараташский комплекс.**

Златоустовский горнорудный район относится к западному склону Южного Урала, к северной части Башкирского антиклинория. Он сложен дислоцированными толщами сойкинской свиты, которая в этом районе несогласно залегает на архирейско-нижнепротерозойском складчатом фундаменте, и в пределах которого выделяется широко известный на Урале Тараташский комплекс.

Породы Тараташского комплекса обнаружены на площади около 400 квадратных километров. Они метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и представлены гнейсами с гранатом, кордиеритом, силлиманитом, гиперстеном, иногда графитом, оливин-базальтовыми и двупироксеновыми кристаллическими сланцами, кварцитами с магнетитом и другими. Гранулитовый метаморфизм сопровождался образованием полосчатых гиперстеновых плагиогнейсов, слагающих мощные (до 200 м) тела, согласные с общим залеганием пород, а также чармокитов, образующих лейкократовую составляющую жильных и блоковых плагиопегматитов. Эти породы преобразованы под воздействием высокотемпературного диафтореза и гранитизации амфиболитовой фации. В некоторых лейкократовых гнейсах изменения сводятся лишь к образованию калиевого полевого шпата и биотита. Среди пород тараташского комплекса широко развиты амфиболиты, гранатовые амфиболиты, биотит амфиболовые и существенно биотитовые кристаллические сланцы. С диафторезом в условиях амфиболитовой фации связано образование очковых гнейсов. <Очки> представляют собой порфиробласты микроклина и образования гранитов с высоким содержанием микроклина, входящих в состав мигматитов. Граниты иногда слагают сравнительно крупные до 20 квадратных километров. В зонах деформации все перечисленные породы претерпели приразломный дислокационный метаморфизм с образованием пород эпидот-амфиболитовой фации и далее фации зеленых сланцев.

По данным радиометрических определений абсолютного возраста - возраст сланцев и гнейсов тараташского комплекса Ar (3200 -2800, U - Pb). Породы комплекса древнейшие на Урале и сопоставляются с кристаллическим фундаментом Восточно-Европейской платформы. Гранулитовый этап метаморфизма происходил более 2100 миллионов лет назад. Возраст высокотемпературного диафтореза в условиях амфиболитовой фации - между 1700 и 2100 миллионов лет. Метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации датируется 1100-1200 миллионов лет. (Руководство , 1987)

Карьер <Радостный> расположен на западе центральной части тараташского комплекса. Он имеет субширотное простирание и расположен в 22 км от посёлка Магнитка, где ведётся промышленная разработка руд железистых кварцитов.

В коренных обнажениях и отвалах северной стенки карьера преобладают разнообразные темноцветные породы с большим содержанием меланократовых минералов, чем лейкократовых. Вдоль южной стенки преобладают метапеллиты. Главнейшие типы пород в северной стенке - метабазиты, среди которых преобладают амфиболиты, платоклаз-пироксеновые сланцы, представленные в виде линзовидных выделений в роговообманковом сланце, а также сланцы и гнейсы различного состава.

Амфиболитизированный пироксен-плагиоклазовый сланец. Амфибол - 60%, плагиоклаз - 30%, пироксен - 10%. Структура среднезернистая, текстура массивная. Чёрная порода, на выветренной поверхности - с белым налетом, проявляющим зёрна плагиоклаза. Зёрна роговой обманки изометричные, размером до 3 мм, встречаются линзовидные участки, выполненные мелкими разноориентированными кристаллами роговой обманки по пироксену. В породе, вероятно, содержится плагиоклаз (лабродорового состава) микрозернистый, что подтверждается характерными следами выветривания. Встречаются зёрна с более сильным металлическим блеском и слабыми магнитными свойствами - это может быть магнетит. Вероятно, раньше это был пироксен-плагиоклазовый сланец. Иногда эти породы биотитизированы и в некоторых появляется ортопироксен, чьи зёрна удлиненные до 12 см. В этих же зёрнах наблюдается замещение пироксена амфиболитом и биотитом. Биотит окаймляет зёрна пироксена. В данных породах зёрна биотита пластинчатые, разноориентированные, различных размеров до 3 - 5 мм.

Биотит-полевошпатовый гнейс Fsp - 50%, Qtz - 30, Bt - 20%. Структура от мелкозернистой до среднезернистой, текстура полосчатая. Цвет от светло до тёмно - серого. Лейкократовые минералы представлены полевым шпатом зеленовато-серого цвета, зёрна изометричной формы, размером до 3 - 4 мм и кварцем серого цвета с жирным блеском, зёрна изометричные, размером до 3 мм. Размер полос до 1 см. Меланократовый минерал представлен биотитом, размер прослоев до 5 мм. Цвет чёрный, зёрна пластинчатые, размером до 1 мм. Пластинки ориентированы вдоль полосчатости, что задаёт общую полосчатость. В некоторых породах гранат-биотитовых гнейсах в меланократовых полосах присутствуют порфиробласты граната коричневого цвета, изометричной, округлой формы до 4 мм в поперечнике. В результате гранитизации гнейсы, которые мы наблюдали, могут содержать линзы лейкократовых минералов с порфиробластами граната. В таких участках структура породы порфирогранобластовая (в лейкократовых участках) или порфиро-липидогранобластовая (в меланократовых полосах).

Амфиболит: структура разнозернистая, текстура массивная. Амфибол: чёрный, крупные зёрна, удлиненные преимущественно в одном направлении, размер зёрен до 5 мм. Плагиоклаз: зеленовато-серого цвета, структура среднезернистая, зёрна изометричной формы, размером до 2 мм. Характер контакта: граница ровная, не резкая, на границе существенно полевошпатовая жила. Амфиболит может содержать кварц, чьи зёрна изометричные до 2 мм.

Также в обвалах часто встречаются разнообразные железистые кварциты, магнетитовые породы и хлорид-кварцевые породы. Последние представляют собой обломки линз или кварцевых жил, по трещинам которых развит преимущественно хлорит. Железистый кварцит. Mt - 75%, Qtz - 20% Зеленовато-чёрный минерал <5%. Структура среднезернистая, текстура массивная, цвет зеленовато-чёрный. Зёрна кварца изометричные до 3 мм. Зёрна магнетита изометричной формы до 2 мм. Встречаются зеленовато-чёрный минерал с шелковистым блеском, с низкой твердостью, зёрна размером до 5 мм.

Магнетитовая порода. Цвет чёрный, блеск металлический. Структура среднезернистая, текстура массивная. Сечения зёрен изометричные, зёрна разноориентированные, размером до 2 мм. Так как эту породу мы наблюдали только в обвалах, то соответственно какой-либо контакт их с другими породами мы не наблюдали, следовательно, о происхождении данной породы мы сказать ничего не можем.

Хлорид-кварцевая порода. Chl - 70%, Qtz - 30%. Агрегаты кварца слагают мономинеральные линзы и полосы, мощностью в первые миллиметры, гафрированные. Их прорывают плёнки тонкозернистого, преимущественно хлоритового агрегата.

Коренные обнажения сложенные описанными породами, залегающими моноклинально, покрыты продуктами их выветривания и сильно трещиноватые. По этой причине наблюдение взаимоотношений этих пород оказалось затруднено. Предположительно они залегают согласно в составе единой полосчатой пачки, либо образуют линзы.

Описанная толща пород в северной части стенки прорвана серией дайковых тел, имеющих субмеридиональное простирание и мощность 1,5 м. Породы, слагающие эти тела интенсивно серпентинизированы, из этого можно сделать вывод об их ультрамафитовом составе. Благодаря интенсивной серпентинизации, породы стали более пластичными, из-за этого они интенсивно деформированы, мелонитизированы. Тёмные и мелкозернистые серпентиниты пересечены трещинами и разделены ими на отдельные клиновидные блоки размером 10 - 20 см в поперечнике. Их поверхность представляет собой зеркало скольжения.

В коренных обнажениях в южной стенке карьера наблюдается полосчатость гнейсов. Её элементы залегания - азимут падения 140, угол падения - 70. эта полосчатая толща перемещена без видимого смещения дайкой. Залегающей под углом 30, с азимутом падения 310. Дайка мощностью около 2 метров сложена афировыми диабазами. В отвалах также встречаются диабазы с серийно-порфировой структурой и долерит с зеркалами скольжения, наличие которых указывает нам на тектонические перемещения. Данная порода приурочена к дайке, которую в коренных выходах мы непосредственно не наблюдали.

Диабаз. Порода от светло-серого до чёрного цвета. Контакт тёмно-зеленовато-серого цвета афировых диабазов с метаморфической породой, сложенной преимущественно роговой обманкой, имеет среднезернистую структуру. Зёрна роговой обманки короткостолбчатые, размером до 2 мм. Встречаются гидротермальные прожилки. В некоторых диабазах наблюдаются различные генерации вкрапленников плагиоклаза. Из жильных пород, кроме диабазов, иногда встречаются и долериты. Меланократовых минералов 20 - 30%, лейкократовых 70 - 80%. Структура среднезернистая, текстура массивная. Цвет от серого до чёрного. Зёрна пироксена изометричные, размером до 1 мм. Зёрна плагиоклаза изометричные, удлиненные, размером до 2 мм. Встречаются зёрна кварца, размером до 1 мм.

Наблюдаемые нами минеральные ассоциации плагиоклаз-пироксеновых и биотитизированных плагиоклаз-ортопироксеновых сланцев были образованы на стадии метаморфизма двупироксен-плагиклазовых сланцев. В таких же условиях были образованы биотитовые гнейсы с линзами лейкократовых минералов и порфиробластами граната, в состав которых входит кварц - это фация гранат-кордиерит-гиперстеновых гнейсов. При наложении границ этих фаций друг на друга можно приблизительно выделить термодинамические условия их образования: T (800 - 1000), Р (200 -900 мПа). Это указывает на то, что видимые нами минеральные ассоциации пород метапилитовых и метабазитовых составов в одно и то же время при одинаковых термодинамических условиях. Некоторые из пород метабазитов таких, как амфиболитизированные сланцы, были подвергнуты регрессивным изотермическим преобразованиям в условиях амфиболитовой фации.

Амфиболиты и кварцевые амфиболиты, прошедшие амфиболитовую стадию метаморфизма метабазитов по термодинамическим условиям образования перекрываются с биотитовыми и гранат-бититовыми гнейсами, претерпевшими стадию метаморфизма андалузит - биотитовых гнейсов, что также дает возможность сузить интервал термодинамических условий, при которых образовались данные породы до T ( 600 - 700) и Р (100 - 500 мПа).

**5.1.2. Ильменогорский комплекс.**

Ильменогорский метаморфический комплекс слагает восточное крыло и южную переклиналь Ильменогорской антиклинали, в ядре которой выходят породы архейско-нижнепротерозойской серии гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев. По этим породам часто развиваются полосчатые среднезернистые мигматиты и щелочные метасоматиты - фениты (Борисенок и др., 2000). Возраст Ильменогорского комплекса определен уран-свинцовым методом как 1850+-30 миллионов лет (PR1il).

Мы наблюдали обнажения ильменогорской толщи в западной части Ильменского Государственного заповедника вдоль трассы Миасс-Чебаркуль, также на Чашковском гранитогнейсовом массиве, где эти породы уже изменены процессами гранитизации. В Блюмовской копи и Эшимитовой горке эти породы являются вмещающими. В 4 км от города Миасс по трассе Миасс-Чебаркуль у обочины дороги наблюдается коренной выход ритмично-полосчатой толщи, сложенной 4 элементами:

1. Гнейсы биотитсодержащие с лепидогранобластовой структурой и со сланцеватостью по биотиту, и гнейсовой по кварцу текстурой. Сложены белыми изометричными зёрнами плагиоклаза до 3 мм ( 80%), уплощенными серыми зёрнами кварца ( 15 - 18%) и зёрнами биотита ( менее 5%).

2. Меланократовые биотитовые гнейсы, аналогичные вышеописанным, но с большим содержание биотита.

3. Амфиболиты биотитсодержащие, с гранобластовой структурой, неяснополосчатой и сланцеватой текстурой. Сложены удлиненными зёрнами роговой обманки (50%), изометричными зёрнами плагиоклаза до 2 мм (45%), уплощенными вдоль плоскости сланцеватости зёрнами биотита (5%). В породе встречаются изометричные порфиробласты граната размером до 4 мм.

4. Плагиоклаз-клинопироксен-амфиболовые сланцы, сложенные зёрнами роговой обманки (35%) размером до 1 мм, удлиненными, клинопироксеновыми зёрнами до 1 мм (35%), изометричными зёрнами плагиоклаза до 2 мм (30%).

В некоторых местах видно, как полосчатая толща деформирована в изоклинальные складки, замки которых далеко не всегда видны, т.е. их шарниры лежат в плоскости обнажения.

Гнейсовость по кварцу согласна с общим направлением полосчатости в крыльях складки и дайках с границами полос в складках.

Мощность прослоев гнейсов и биотитовых гнейсов составляет несколько сантиметров, амфиболитов и плагиоклаз-клинопироксен-амфиболовых сланцев достигает 30 см. залегание пород здесь нормальное, с Аз пд 90, углом падения 35.

При движении на юго-запад мощность гнейсов резко возрастает и в Блюмовской копи достигает 50 см, в то время как амфиболит и сланца свою мощность сохраняют. Это связано с возрастанием роли терригенного материала. При этом падение толщи остается постоянным, а азимут меняется до 108 на Блюмовской копи и до 120 на Эшенитовой горке. Это свидетельствует о том, что данные породы опоясывают Ильменогорский щелочной массив.

Ритмично-полосчатое строение с четкой приуроченностью определенных пород к определенным частям ритма свидетельствует о параприроде всех описанных выше пород. Исхода их состава пород, можно предположить, что гнейсы до метаморфизма были кварцевожилистыми породами с долей терригенно-обломочного материала. При возрастании количества пелитового материала образовались биотитовые гнейсы. Повышение доли карбонатного материала в глинистых осадках должно приводить к образованию глинисто-карбонатных пород типа мергелей, аналогами которых после метаморфизма стали биотитсодержащие амфиболы. Верхняя часть ритма уже характеризовалась преобладанием карбонатного материала над глинистым, что нашло отражение в появлении более богатых кальцием плагиоклаз-клинопироксен-амфиболовых сланцев. Метаморфические преобразования ритмично-полосчатых кремнисто-аломосиликатно-карбонатных осадочных толщ Ильменогорской свиты протекали в условиях фации гранатовых амфиболитов. Именно в этом диапазоне температур и давлений в породах метабазитового состава устойчивым становится минеральный парагенезис плагиоклаз-роговая обманка-гранат с или без кварца, играющий породообразующую роль в описанных амфиболитах что касается метапелитов, представленных в ильменогорской толще биотитовыми гнейсами, их минеральные ассоциации ( биотит-калиевый полевой шпат - плагиоклаз - кварц) устойчив в гораздо более широком диапазоне температур и давлений: от нижних ( по температуре) границ фации гранат-биотитовых гнейсов и вплоть до температур плавления.

Таким образом, метабазитовых ассоциаций в данном случае оказывается более информированными с точки зрения ограничения диапазона условий метаморфических преобразований.