**Магматизм и магматические горные породы**

Магма – это вещество Земли в расплавленном жидком состоянии. Она образуется в Земной коре и верхней мантии в интервалах глубин 30–400 км.

По составу – это силикатный расплав + атомы растворенных металлов и растворенные газы.

Из магматического очага магма движется к поверхности Земли. При этом ее внутреннее давление и температура понижаются, начинается процесс кристаллизации и переход из жидкого в твердое состояние. Образуются магматические горные породы. Это общая схема магматического процесса. В свою очередь в нем выделяют два типа (или две ветви).

I. Интрузивный магматизм – процесс внедрения магмы в вышележащие толщи и ее кристаллизация в земной коре не достигая поверхности на разных глубинах. Для этого процесса характерно медленное снижение температуры и давления, кристаллизация в замкнутом пространстве. Магматические породы состоят из полностью раскристаллизованных зернистых агрегатов породообразующих минералов. Такие магматические породы называются интрузивными.

II. Эффузивный магматизм или вулканизм – процесс проникновения магмы в земную кору и выход ее в жидком расплавленном состоянии на поверхность Земли. При этом, происходит резкое снижение t и P в расплаве и от него отделяются растворенные газы. И уже такой расплав называют лавой. При резком снижении t и Р происходит быстрое остывание лавы и переход ее в твердое состояние. При этом кристаллизоваться успевают немногие минералы и образуются породы неполнокристаллически е – эффузивные.

Химический состав магматических пород принято записывать в оксидной форме. Если общее количество минерального вещества в горной породе принять за 100%, то 99% в них представлены силикатами, состав которых определяют 12 оксидов – SiO2; TiO2; Al2O3; Fe3O4; Fe2O3; MnO, CaO, MgO, Na2O; K2O; H2O; P2O5. Эти оксиды называют петрогенными, и их количество в составе магматических горных пород достигает 99,5%. Количественное соотношение между оксидами может изменяться, а это в свою очередь отражается на видовом составе породообразующих минералов, а значит на разнообразии разновидностей магматических пород. В тоже время было отмечено, что в каждой из разновидностей магматических пород количественное соотношение петрогенных оксидов является стабильным в определенных интервалах. Поэтому в основу их классификации положен химический состав, а ведущим признаком в ней является содержание SiO2. Все породы по содержанию кремнезема делятся на: **ультраосновные, основные, средние и кислые.** Содержание SiO2 возрастает от ультраосновных пород к кислым (демонстрация табл.) и определяет не только разный минералогический состав и химические свойства, но и физические свойств а – такие как плотность, температура кристаллизации, вязкость расплава. Последнее свойство определяет способность расплава к текучести, а следовательно с разной скоростью перемещаться и удаляться от очага, т.е. подвижностью. Наиболее подвижными являются магмы ультраосновного состава, соответственно кислые – более вязкие и менее подвижные.

Разделение магмы на составные части по химическому составу или дифференциация магмы происходит различными путями.

I. Считается возможным разделение магмы разного состава – у льтраосновной, основной и кислой.

II. Кристаллизационная дифференциация – обусловлена различием в температуре кристаллизации породообразующих минералов. Это явление обосновано английским ученым Н. Боуэном, который сгруппировал породообразующие минералы в две серии. В первой (прерывной) помещены темноцветные минералы оливин, пироксены (ромбический и моноклинный), роговая обманка и биотит; а во второй (непрерывной) сери и – полевые шпаты: плагиоклазы (от основных к кислым) и калиевый полевой шпат. В каждой серии последовательность кристаллизации минералов связана с понижением температуры магматического расплава, которая убывает от оливина к биотиту. Из схемы реакционной серии Боуэна (плакат) видно как последовательная совместная кристаллизация влияет на разделение магматических пород по химическому и минеральному составу, а также позволяет судить об основных минеральных ассоциациях породообразующих минералов.

III. Дифференциация расплава по плотности называется ликвация. Этот процесс приводит к расслоению единого расплава на части отличающиеся по плотности: в нижней части как более плотные (или тяжелые) формируются породы ультраосновного и основного состава. Часто они сопровождаются ликвацией сульфидно-оксидной массы от силикатной. Так образуются ликвационные месторождения Cu-Ni руд. Выше этой части формируются породы среднего состава, а в верхней части – кислого. Яркий пример такого формирования – Бушвельдский интрузивный массив в ЮАР.

IV. При движении магмы от магматического очага к месту кристаллизации часто происходит захват и переплавление магмой встречаемых ею пород. Это явление называется ассимиляцией, и оно тоже может стать причиной дифференциации магмы.

При снижении температуры и кристаллизации магмы от нее отделяются растворенные в расплаве минерализованные газы (флюиды) и растворы, которые определяют постмагматические процессы, среди которых кратко рассмотрим:

1. Пегматитовый – отделение остаточного расплава и газов-минерализаторов. Их кристаллизация происходит после остывания и кристаллизации основной части магмы на периферии интрузивного тела или даже за его пределами. В результате образуется своеобразная горная порода, в которой породообразующие минералы достигают больших размеров, часто образуют хорошо ограненные кристаллы и друзы кристаллов.

2. Пневматолитовый процесс-воздействие отделившихся от магмы газов (пневма) на окружающие породы. В результате этого воздействия происходит образование новых минералов, в том числе рудных. Так образуются месторождения вольфрамита и касситерита в породах при воздействии на них термальных газов гранитной интрузии.

3. Гидротермальный процесс – отделение минерализованных газов и растворов от остывающего интрузивного тела и перемещение их по трещинам в окружающие породы. При этом происходит снижение давления и температуры гидротермальных растворов и отложение из них минералов по трещинам с образованием жил. Гидротермальные жилы могут формироваться на разном удалении от интрузивного тела, как вблизи контакта, так и на несколько км от него. Минеральный состав жил очень разнообразен и при достаточной концентрации в них полезных компонентов они рассматриваются как месторождения полезных ископаемых на золото, серебро, ртуть, олово и др.

Образующиеся при остывании магмы интрузивные тела разделяются по глубинам образования и по форме (см. фото).

Батолиты – глубинные, наиболее крупные тела (размеры достигают сотен км).

Шток – отличается от батолита меньшими размерами и часто образуется как ответвление от батолита или на некотором удалении от него.

Интрузивные тела меньших размеров разделяются по условиям залегания во вмещающих породах на согласные и секущие. Согласные тела формируются между пластами пород – это **силлы, лакколиты и лополиты.**

Если магма застывает в трещинах пересекающих напластование пород, то образуются секущие тела – это **жилы и дайки.** Для них характерна небольшая мощность (несколько м) и значительная длина (до нескольких км). Пример – Материнская дайка в Южной Африке.

Эффузивный магматизм тоже можно рассматривать как несколько последовательных процессов.

1. Излияние лавы и сопутствующих продуктов и образование вулканических пород. Скорость движения или подвижность лавы зависит от ее химического состава. Лавы основного состава с t~1200 о наиболее подвижны. Они образуют лавовые потоки и покровы, удаляясь от центров извержения на несколько км. Лавы кислого состава вязкие и малоподвижные.

Характер отделения газов от магмы зависит от степени ее насыщенности ими. Как правило, отделение газов имеет взрывной характер. При этом увлекаются не застывшие частицы лавы, которые, застывая в воздухе, дают твердые продукты извержения – бомбы, лаппили и пепел. Твердые продукты извержения в зависимости от размеров могут вместе с газами уноситься на различные расстояния. Бомбы – крупные куски застывшей лавы перемещаются недалеко от кратера вулкана. А вот пеплы – мельчайшие частицы лавы, размером до 1 мм, могут образовать пепловые тучи (наподобие пылевых) и уноситься газами на несколько км. Смешиваясь с парами воды, они оседают вместе с ливнями и иногда это приводит к катастрофическим последствиям.

2. Выделение газов предшествует и сопровождает извержение лав и может продолжаться после прекращения извержения. Часто вулканическая деятельность не сопровождается излиянием лав, а представляет только выбросы газа и пепла. В зависимости от состава вулканические газы подразделяются на:

* фумаролы – HCl, HF, SO4; CO, CO2; B и т.д.
* сольфатары – SO2; H2S; CO, CO2; H2O, N, CH4
* мофетты – преобладает в составе углекислый газ.

Вулканические газы, остывая, превращаются в твердое вещество и могут представлять месторождения серы, борной кислоты, карбонатов и др.

3. Поствулканические процессы – это процессы, связанные с затуханием активного вулканизма. Продуктами выделения являются пар и горячая вода. Вылетая из недр, периодически и под большим напором они образуют гейзеры. При отсутствии напора пар а – образуются термальные источники.

Типы вулканизма, географию, причины вулканизма – самостоятельно (см. фото).

**Характеристике магматических пород.**

1. Минеральный состав – минералы подразделяют на породообразующие (главные и второстепенные) и акцессорные.

Породообразующие минералы – составляют>90% объема породы и представлены главным образом силикатами:

* полевые шпаты, кварц, нефелин – светлоокрашенные,
* пироксен, оливин, амфиболы, слюды – темноцветные.

В разных по химическому составу породах один и тот же минерал может быть главным или второстепенным.

Акцессорные минералы составляют, в среднем ~1% объема породы, и представляют: апатит, магнетит, циркон, рутил, хромит, золото, платину и др.

**Строение магматических пород** – включает понятия **структура и текстура.**

Структура горных пород (от лат. structura-взаиморасположение, соотношение, связь) – это обобщенный показатель внутреннего строения и взаимоотношения зерен минералов в горной породе (плакат). Чтобы определить структуру нужно знать размеры и форму зерен минералов, взаимное их расположение, степень кристалличности.

Текстура – способ заполнения пространства и рассматривается как внешний облик пород. Например, при кристаллизации основных пород может происходить обособление в пространстве темноцветных и светлоокрашенных минералов. И тогда порода может выглядеть пятнистой или полосчатой, т.е. это и будет текстура. Типы структур и текстур представлены в витрине в коридоре – ознакомиться.

**Классификация магматических пород**

В основу классификации положены признаки – химический состав и генезис. По химическому составу и в частности по содержанию кремнезема SiO 2 все породы делятся на:

* ультраосновные SiO2 >45%
* основные SiO2 до 45–52%
* средние SiO2 до 52–65%
* кислые SiO2 до 65–75%

В свою очередь среди этих групп каждая подразделяется по генезису на **интрузивные и эффузивные.**

Поэтому в литературе в каждой из групп пород по химическому составу можно встретить двойное название пород – по интрузивному представителю этой группы и его эффузивному аналогу. Например, породы кислого состава – это группа гранита-липарита, основного – группа габбро – базальта и т.д.

Интрузивные породы могут подразделяться по глубине формирования, а эффузивные – по времени на палеотипные (палео – древние) и кайнотипные (kainos-новый, т.е. продукты современного вулканизма.

От ультраосновных к кислым породам меняется соотношение в них между минералами темноокрашенными и светлоокрашенными. Это отражается на общем цвете пород-от темных и темно-зеленых через серые (диорит) до светлых и яркоокрашенных гранитов.

**Магматизм и геодинамика главных возрастных этапов истории Земли**

Геодинамика изучает глубинные силы и процессы, возникающие в результате эволюции Земли как планеты и обусловливающие движение масс вещества и энергии внутри Земли и в верхних твердых ее оболочках. В этом смысле взаимосвязи магматизма и геодинамики очевидны. Ясно также, что магматизм может служить индикатором тех геодинамических обстановок, в которых он возникает.

В 90-х годах в лаборатории общей петрологии ИГЕМ РАН концепция связи геодинамики и магматизма разрабатывалась особенно интенсивно. В рамках этих разработок в последние годы аккумулированы исследования по таким приоритетным направлениям как «Проблемы докембрия», «Познание глубинного строения Земли», «Геология окружающей среды».

Результаты, полученные ИГЕМ РАН в 1991–1997 гг., относятся к четырем историко-геологическим «срезам»: архейской, протерозойской, мезозойской и концу кайнозойской эрам. В каждом из этих исследований применение данной концепции внесло определенный вклад в понимание важнейших геологических процессов и явлений соответствующего отрезка земной истории.

**Архейский срез**

Для решения проблемы происхождения архейской континентальной коры необходимо ответить на два фундаментальных вопроса:

1) каков ы были тектоническая обстановка и механизмы экстракции первичной коры из мантии и

2) посредством каких процессов эта примитивная кора была затем трансформирована в известную ныне континентальную кору.

Архейские зеленокаменные пояса являются наиболее ранними и хорошо сохранившимися блоками архейской континентальной коры и, таким образом, представляют собой наиболее перспективные объекты для решения указанных задач.

Расшифровка петрологических процессов и истории формирования архейской земной коры проведена на примере эволюции гнейс-зеленокаменных областей (ГЗО). До настоящего времени большинство исследователей рассматривают эти области как единый тип мегаструктур с присущим им единым стилем тектонического развития. Однако полученные нами данные свидетельствуют о значимых различиях в петрологических процессах и последовательности формирования ГЗО, что, вероятно, указывает на разные тектонические режимы их развития.

В Среднеприднепровской ГЗО (рис. 1) установлена комплементарность процессов формирования антиклинорных гранито-гнейсовых блоков и смежных синклинорных зеленокаменных поясов, а также синхронность заложения последних на всей территории области. Около 3,20 млрд. лет назад происходило накопление самой ранней составляющей гнейсовых блоков – бимодальной базальт-дацитовой толщи и базальт-коматиитовых толщ низов разреза зеленокаменных поясов. 3,12–3,10 млрд. лет назад в бимодальные толщи гнейсовых блоков внедрялись небольшие интрузии гранитоидов, а в зеленокаменных поясах происходило накопление дацитриолитовых толщ и внедрение комагматичных им обрамляющих гранитоидных плутонов. Позже, 3,07–2,94 млрд. лет назад, породы гнейсовых блоков претерпели структурно-метаморфическую переработку и мигматизацию, а в смежных зеленокаменных поясах накапливались осадочные толщи. Петрогенетические реконструкции показывают, что исходные расплавы для кислых пород гнейсовых блоков и зеленокаменных поясов образовывались при частичном плавлении базитового субстрата, близкого по изотопно-геохимическим характеристикам к мантийному источнику базальт-коматиитовых расплавов, на глубинах до 30 км и в интервале глубин 40–60 км.

Возрастные соотношения и петрогенетические характеристики пород Среднеприднепровской ГЗО отвечают тектонической модели развития этой мегаструктуры на мощной (более 30 км) базитовой коре под воздействием системы малоглубинных конвекционных ячей, порожденных подъемом мантийного плюма (механизм плюмтектоники) (Самсонов и др., 1995).

Иная картина развития восстанавливается для Карельской ГЗО. Здесь вкрест простирания региональной структуры с востока на запад устанавливается последовательное омоложение вулканитов зеленокаменных поясов с 3,40 до 2,80 млрд. лет. Накопление супракрустальных толщ отдельных зеленокаменных поясов было сравнительно быстрым (менее 100 млн. лет).

Источником базальт-коматиитовых расплавов служила сильно деплетированная мантия, в то время как кислые расплавы генерировались за счет смешанных мантийных и кислых коровых источников. Имеющиеся данные предполагают формирование Карельской ГЗО в ходе латеральной аккреции разновозрастных зеленокаменных поясов с их гранитоидным обрамлением, что имеет ряд аналогий с механизмом роста современной континентальной коры в островодужных системах (механизм плейтектоники).

Мы предполагаем, что при формировании зеленокаменных поясов Карельской гранит-зеленокаменной области определяющую роль играли два процесса:

1) аккреция океанического плато, сформированного над обширным мантийным плюмом, и

2) аккреция океанической островной дуги в зоне субдукции, близкой по типу к Марианской.

Типичным представителем фрагмента океанического плато, обдуцированного на блок ранней континентальной коры, является Костомукшский зеленокаменный пояс (рис. 2). Установлено, что он состоит из двух тектонически совмещенных блоков: основного-ультраосновного и осадочного. Sm-Nd изотопный возраст коматиитов и базальтов равен 2843±39 млн. лет и близок к U-Pb возрасту цирконов из прорывающих пояс риолитов 2795±29 млн. лет. Коматииты и базальты выявляют геохимические особенности, близкие к таковым в наиболее примитивных вулканитах современных океанических плато (положительные величины Nd(T) = +3, обедненность сильно несовместимыми элементами Th, LREE, положительные Nb – аномалии) и коренным образом отличающиеся от океанических и континентальных островодужных вулканитов. Расчеты показали, что изученные коматииты сформировались из расплавов с температурой порядка 1550 °С, что отвечает температуре в области магмогенерации около 1770 °С. Согласно данным Маккензи и Бикля (1988), при плавлении мантии со столь высокой температурой формируется океаническая кора мощностью около 50 км, которая из-за избыточной плавучести не может быть субдуцирована. Блок этой коры, по-видимому, при попытке субдукции был обдуцирован на древнюю континентальную конвергентную окраину и таким образом превратился в новый фрагмент континентальной коры. Мы полагаем, что Костомукшский зеленокаменный пояс был сформирован в тектонической обстановке, типичной для архейских гранит-зеленокаменных областей (Пухтель и др., 1995).

Обзор данных по изученным и другим ГЗО показывает, что возможная смена плюмтектонического режима развития раннеархейских областей (около 3,5 млрд. лет: блок Пилбара, Западная Австралия; Капваальский кратон, Южная Африка) на плейтектонические режимы формирования позднеархейских областей (3,0–2,7 млрд. лет: блок Иилгарн, Западная Австралия; Канадский кратон) происходила постепенно в течение среднего архея.

**Протерозойский срез**

Бураковский интрузив в юго-восточной части Балтийского щита является крупнейшим раннепротерозойским (~2,45 млрд. лет) расслоенным интрузивом основных и ультраосновных пород в России. Его площадь достигает 630 км2, мощность 4–6 км, объем извергнутого расплава – порядка 3200 км3 (рис. 3).

В массиве выделяются Расслоенная и Краевая серии. В разрезе Расслоенной серии устанавливается 5 зон (снизу вверх): Ультраосновная (3–3,5 км мощностью); Пироксенитовая (100–200 м); Габброноритовая (1100 м), подразделяемая на нижнюю – Полосчатую – с единичными прослоями ультрабазитов, и Верхнюю подзоны; Пижонитовых габброноритов (1200 м) и Феррогаббронорит-диоритов (760 м). Массив имеет автономную внутреннюю структуру, характеризующуюся пологим залеганием образований Расслоенной серии и умеренно-крутым, согласным с контактами – Краевой группы.

Для интрузива характерно наличие разнообразного оруденения. Он перспективен на ряд полезных ископаемых, включая Cr, Mg, Ni, Ti, V, PGE и, возможно, Au. Выделяются два типа сингенетической PGE минерализации. Первый связан с их накоплением при формировании хромититовых горизонтов; особенностью Бураковского массива является преобладание в Главном Хромитовом горизонте тугоплавких платиноидов (Os, Rh, Ir). Отношение Os+Rh+Ir/Pt+Pd = 2, Pt/Pd = 0,2–0,4. Сходный тип оруденения наблюдался только в некоторых хромитовых горизонтах Бушвельда и Стиллуотера. Второй тип – обычная для расслоенных интрузивов малосульфидная платиново-палладиевая минерализация стиллуотерского типа – приурочен к Пироксенитовой зоне и Полосчатой подзоне Габброноритовой зоны. Здесь отношение Pt/Pd = 0,2–0,9 при содержании платиноидов до 2–5 г./т. Важной особенностью этой минерализации является то, что платиновые металлы образуют соединения с разнообразными лигандами – это висмутотеллуриды, соединения со свинцом и оловом, селеном и серой. Характерны широкие вариации составов с большим набором примесей, особенно устойчивых по всему изученному разрезу повышенных концентраций ртути и селена.

Имеющиеся данные о наличии ультрабазитовых маркирующих горизонтов среди габброидов, обратной зональности в плагиоклазах и двух компактных максимумов составов пироксенов, различия в характере платинометальной минерализации, очевидно, свидетельствуют о том, что формирование интрузива происходило за счет неоднократного внедрения новых порций расплава в кристаллизующуюся камеру. Об этом же свидетельствует также характер распределения РЗЭ в породах ультраосновной и габброидной частей разрезов, указывающий на невозможность происхождения габброидов за счет дифференциации магмы, сформировавшей ультраосновную зону (рис. 4). Таким образом, здесь можно выделить по крайней мере два типа (группы) магм – ультрамафитовую и обогащенную глиноземом мафитовую, характерных для раннепротерозойской кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии. Судя по изотопным данным, в формировании базитовых расплавов существенную роль играли породы нижней коры.

Интересно, что двум типам магм, образовавшимся в камере интрузива, соответствуют два типа магматических зон (серий): ультраосновная и основная. Первая (нижняя) по характеру оруденения, связанного с тугоплавкими платиноидами Главного хромитового горизонта, весьма напоминает оруденение классического плутона Бушвельд. Вторая (верхняя) содержит платиново-палладиевое оруденение, связанное с бедной сульфидной вкрапленностью, близкое к типу массива Стиллуотер. Таким образом, в одном Бураковском массиве совмещаются как бы два типа рудообразования, характерных для двух различных и весьма удаленных интрузивов (Ю. Африка и Сев. Америка).

Бураковский интрузив является типичным магматическим образованием кратонной стадии (2,5–2,2 млрд. лет назад). К этому времени земная кора повсеместно стабилизировалась, и типичный для раннего докембрия тип плюмтектоники продолжился в условиях консолидированной литосферы. Это привело к широкому распространению роев даек и крупных расслоенных интрузивов на всех докембрийских щитах (их около 30 только на Балтийском щите; в том числе Мончегорский, Панских-Федоровых тундр, Луккулайсваара, Бураковский и др.) и к смене типа магматической активности – от коматиит-базальтовых серий архея к бонинитоподобным сериям палеопротерозоя.

В 150–200 км к северу от Бураковского интрузива расположен пояс раннепротерозойских вулканитов – так называемый Ветреный пояс. Это бесполевошпатовые высокотитанистые эффузивы, близкие к пикритам, которые имеют идентичный с Бураковским массивом возраст (2,4 млрд. лет) и очень близкие показатели по изотопии (рис. 5), в частности, по величине отрицательного Nd и распределению редких земель (Пухтель и др., 1995).

Сходство геологической позиции, возраста и изотопно-геохимических показателей эффузивов Ветреного пояса и Бураковского массива позволяют уверенно говорить о происхождении их родоначальных магм из мантии одинакового состава и одинаковой последующей эволюции, включая контаминацию коровым материалом. Таким образом, валовый состав и геохимия лавовых пород Ветреного пояса демонстрируют нам состав магмы Бураковского массива до ее внутрикамерной дифференциации и расщепления на кальциевую основную ветвь и ветвь ультраосновную.

**Мезозойский срез**

Идея коррелятивной связи магматизма и геодинамики и соответствующий методический подход дали оригинальные и важные результаты при изучении калиевой ветви ультраосновного магматизма Алданского щита в юре и раннем мелу.

На рис. 6 приведена диаграмма Nd–87Sr/86Sr для мировых типов ультракалиевых магматитов и для таковых Центрально-Алданского региона. На диаграмме нанесены поля составов ультракалиевых и калиевых пород с одной стороны Италии, Африки, Западной Австралии, с другой – палеозойских и мезозойских вулканитов и плутонитов Алдана и кайнозойских пород Запада США.

Эти две группы пород образуют два различных петро-геохимических тренда. Первый отличается пологим наклоном, отражающим главное увеличение стронциевого отношения и в конечном счете существенное обогащение им. Величина Nd возрастает от нейтральной нулевой до –16. Максимальные величины стронция и неодима отвечают аномальной мантии (EMII), являвшейся источником соответствующих расплавов.

Второй тренд, охватывающий поля составов пород Запада США (кайнозой), Ц. Алдана (мезозой) и палеозойского массива Сакун, имеет более крутой наклон и величина eNd в нем достигает необычно низкого отрицательного значения –28. В то же время стронциевые отношения не превышают величину 0,704–0,709. Эти породы являются дериватами мантийного источника ЕMI. Составы со столь низкими величинами Nd не обнаружены нигде среди коровых магматических пород континентов, поэтому модель корового обогащения и изменения геохимического профиля данных пород недостаточна для объяснения их специфики. Ее надо связывать исключительно с обогащением самой мантии ЕMI, послужившей источником щелочных магматитов, например, вследствие процессов мантийного метасоматоза.

Когда возникла аномальная мантия ЕMI и, следовательно, источник мезозойских калиевых пород Центрального Алдана? Расчет модельного возраста, который позволяет оценить время формирования регионального мантийного источника, показал величину 2,4 млрд. лет. Докембрийский возраст источника подтверждают также значительные отрицательные величины Nd, высокие концентрации бария и его отношения к La и Rb.

Видимо, это тот временной интервал, когда могла происходить метасоматическая переработка мантии в исследуемом регионе, сопровождавшаяся обогащением ее LILE компонентами (K, Ba, Rb, Cs). Как раз для этого интервала докембрийской истории Алданского щита отмечались эпохи термотектогенеза, связанных с воздействием на земную кору глубинных тепловых и флюидных потоков. Возможно, термотектогенез в земной коре взаимосвязан с мантийным метасоматозом, ответственным за формирование источников калиевых магм. Это разноглубинные явления изменения древней литосферы в раннем протерозое.

Но возраст самого калиевого магматизма Ц. Алдана фиксирован очень точно в интервале 160–120 млн. лет (J1–K1), в том числе и изохронным Rb-Sr методом (Кононова и др., 1994).

Таким образом, при любых допустимых погрешностях в датировке магматических событий несомненным и обязательным становится вывод о двух этапах, ответственных за специфику калиевого магматизма в регионе. Первый этап (докембрийский) – подготовка субстрата в виде особой разновидности обогащенной мантии. Второй этап (мезозойский) – возникновение магматического очага и образование плутонитов и вулканитов специфического состава. Интервал между ними определяется в 1,5–2,0 млрд. лет.

Какие процессы могут нести ответственность за оба события? Высокие концентрации K, Ba, Rb, Cs в обогащенной мантии свидетельствуют о коровом происхождении метасоматических флюидов. Механизм поступления их в мантийные глубины, видимо, связан с процессами субдукции (Кононова и др., 1995).

Выше отмечалось некоторое сходство зеленокаменных поясов Карелии и их размещения в пространстве с островными дугами. М.З. Глуховский (1990) отмечает наличие таких же «трогов» – островных дуг, обрамляющих Ц. Алдан с запада и юга. Он допускает при этом, что на границе их с сиалическими ядрами могли возникать условия, сходные с тектогенезом в зонах субдукции или коллизий. По данным глубинной сейсмотомографии установлено, что Центральный Алдан со всех сторон ограничивается открытыми коро-мантийными разломами, которые образуют тектоносферную воронку. Эти «наклонные палеозоны» по В.А. Абрамову (1993) напоминают зоны Беньофа, по которым и проходило, видимо, затягивание, субдукция корового материала в мантийные глубины.

Исследования показали, что по распределению REE и некогерентных элементов калиевые основные и ультраосновные породы различных регионов тяготеют к различным вулканическим дугам. При этом породы Ц. Алдана более соответствуют вулканитам окраинно-континентальных дуг, а Италии и Индонезии – породам постколлизионных дуг.

В мезозое зона субдукции располагалась в 500–600 км от ареала калиевого магматизма в Центральном Алдане, в зоне сближения Амурского блока с юго-западной частью Сибирской платформы. В конце раннего мела это сближение завершилось коллизией. По-видимому, несколько импульсов сжатия и локального растяжения имели место в связи с этими геодинамическими процессами и в Ц. Алдане как форма отраженной активизации. Образовавшиеся при этом разломы открывались на различных глубинах, доставляя к поверхности разные по составу щелочные расплавы.

Разность источников для магм кайнозоя Запада США и Ц. Алдана с одной стороны и для Африки, Италии, Зап. Австралии с другой свидетельствует о латеральной неоднородности верхней мантии, установленной петрологическими исследованиями.

**Кайнозойский срез**

Исследования связи магматизма и геодинамики на новейшем отрезке геологической истории приобретают еще один важный аспект – раскрывают связь магматизма с природной средой и открывают возможности экологического прогноза в этой области.

Территория развития кайнозойских платобазальтов Сирии расположена на северо-востоке Красноморской рифтовой области и характеризуется двумя уникальными геологическими структурами: внутриплитной складчатой зоной Пальмирид и континентальным Левантским (Мертвого моря) трансформным разломом, прослеживающимся от залива Акаба Красного моря до складчатых сооружений Тавра. Развитые здесь базальты на юге, с одной стороны, входят в состав огромного Сирийско-Иорданского лавового плато, а с другой – приурочены к трансформному разлому. Они являются типичными внутриплитными образованиями, характерными для мантийных плюмов (горячих точек).

Магматическая активность в регионе началась в раннем миоцене, 25 млн. лет назад, одновременно с раскрытием Красного моря, и продолжается практически до сих пор – последние извержения здесь наблюдались около 300 лет назад. Проведенное изучение показало, что здесь происходит активное механическое взаимодействие астеносферного диапира с земной корой, причем последняя отнюдь не является пассивным участником процесса. Так, например, формирование Пальмирид, обусловленное деформациями земной коры Аравийской плиты в процессе ее движения на север, привело к прекращению вулканизма на участке их развития и его резкому усилению к северу и югу от него. Очевидно, это связано с погружением корней структуры Пальмирид в кровлю астеносферы и прекращением здесь магмообразования. По мере развития Пальмирид происходило постепенное перетекание астеносферного вещества к северу и востоку от Пальмирид, обеспечивших миграцию магматической активности на север и на восток. К югу от Пальмирид такой перестройки рельефа кровли астеносферы не происходило, и извержения здесь с небольшими перерывами продолжались на протяжение 20 млн. лет.

Появлению Левантского разлома предшествовала рассредоточенная вулканическая деятельность в раннем-среднем миоцене. Сам разлом образовался в позднем миоцене, 5–6 млн. лет назад. И только после этого стали формироваться лавовые плато, уже контролируемые структурой разлома.

Обращает на себя внимание наличие новейшего вулканизма в пределах грабенов вдоль оси Левантского разлома (Эль-Габ, Тибериадское озеро, Мертвое море). Это свидетельствует о наличии под ними локальных выступов кровли астеносферного диапира, за счет растекания которых и образовались сами грабены, обязанные своим происхождением как мантийному диапиризму, так и сдвиговым процессам вдоль Левантского разлома.

Таким образом, проведенное исследование показало, что области внутриплитного вулканизма периферии новообразующегося океана могут устойчиво существовать на протяжение не менее 25 млн. лет. При этом в их пределах происходит активное механическое взаимодействие кровли астеносферного диапира с земной корой, приводящее к закономерной миграции как вулканической, так и тектонической активности. Ведущую роль при этом играет астеносферный диапир, но деформации земной коры оказывают существенное влияние на формирование конкретных центров магматической активности.

Учитывая длительную (25 млн. лет) историю развития вулканизма в этом регионе в связи с его геодинамикой можно прогнозировать в будущем вулканический покой к северу от Пальмирид, в полях миоценовой активности, поскольку погружающиеся на север корни складчатых сооружений перекрыли здесь астеносферные очаги. На юге от Пальмирид в поле голоценового вулканического плато есть основания ожидать продолжения вулканической активности, поскольку глубинная ситуация и характер взаимодействия астеносферы и литосферы здесь не изменяется. т.е. экологическая угроза сохраняется.

Пример еще более локального прогноза экологических последствий современного вулканизма дает комплексное (геодинамическое, магматологическое, изотопно-геохимическое, геофизическое и геотермическое) изучение вулкана Эльбрус в Северо-Кавказском регионе.

Вулкан Эльбрус, расположенный в густонаселенной части юга России на Северном Кавказе, считался потухшим. Его вулканическая постройка имеет в плане изометричную форму (диаметр основания до 18 км, а диаметр сохранившегося кратера восточной вершины до 250 м) и покрыта мощным ледниковым панцирем. В последнее время появились новые данные, позволившие пересмотреть эту точку зрения.

1. Под Эльбрусом выявлена отрицательная гравиметрическая аномалия, которая, вероятно, отражает наличие на глубине магматического очага вулкана с температурой не ниже 700 °С.

2. В Приэльбрусье были зарегистрированы землетрясения с частотой колебания 1–2 Гц и устойчивым присутствием на сейсмограммах интенсивной поверхностной волны (Хитаров и др., 1985), резко отличающимися по этим параметрам от землетрясений в других частях Северного Кавказа (5–6 Гц). Эти данные свидетельствуют, скорее всего, о наличии на глубине разуплотненного вещества. Выявленная в районе Эльбруса специфичная картина микросейсмичности обычно наблюдается в пределах вулканических полей действующих вулканов.

3. На существование под вулканом Эльбрус еще не остывшего магматического очага указывают: аномально высокая (4,8\*10–5 кал/см2сек) плотность теплового потока, более чем на порядок превышающая фоновый показатель для Северного Кавказа; наличие фумарольной деятельности и термальных минеральных источников.

Все вышеуказанные аномалии, выявленные в пределах Эльбрусского вулканического центра, практически совпадают с гравитационными минимумами – 80 мГл (Приэльбрусье) и – 100–120 мГл (Эльбрус, с экстремально низкой плотностью 2,1\*103 кг/м3) на фоне гравитационного поля для Центрального Кавказа в –20–40 мГл, а также со знакопеременными магнитными аномалиями, (от –7 до +12,7\*102 нТл), установленными в районе Эльбруса на фоне относительно спокойного магнитного поля (0–2 нТл) для Центрального Кавказа.

Проведенный нами анализ единичных, часто противоречивых, радиологических, палеомагнитных и геологических (соотношения с датированными моренами и периодами оледенений) данных говорит о том, что породы вулкана Эльбрус сформировались, по-видимому, в интервале от позднего плиоцена - раннего плейстоцена до голоцена при последних извержениях вулкана не древнее 3000 лет. Последние радиоуглеродные датировки указывают на очень молодой возраст пеплов, туфов и лав Эльбруса порядка 900–2500 лет (в печати).

Прогнозной оценкой возможной активности вулкана Эльбрус и были обусловлены те комплексные исследования, которые мы начали и собираемся проводить совместно с вулканологами Камчатки и США. На первом этапе исследований нами была составлена геологическая карта Эльбруса и проведен анализ динамических характеристик вулканизма Эльбрусского центра. Расчеты показали, что после первого полного цикла активности (нижний плейстоцен – верхи верхнего плейстоцена), с практическим прекращением вулканической активности в конце цикла, устанавливается резкое увеличение объемов изверженного материала в голоцене, что, возможно, может фиксировать начало следующего цикла активности, чего не наблюдается для вулкана Казбек.

Принципиальное значение для предсказания типа (спокойный или катастрофический) предполагаемых извержений имеют данные о происхождении родоначальных магм вулкана Эльбрус. В содружестве с лабораторией изотопной геохронологии ИГЕМ РАН были начаты комплексные исследования изотопных систем пород Эльбрусского центра. Вопреки существующим представлениям об исключительно коровой природе новейших лав Эльбрусского вулканического центра нами впервые установлена существенная роль мантийной компоненты в их первичных расплавах. На мантийную природу основной составляющей источника магм, давших новейшие лавы Эльбрусской области, указывают, в частности, изотопный состав неодима (Nd от +1,3 до –3,5), стронция (87Sr/86Sr = 0,70506–0,70590), отрицательная, близкая к мантийной, корреляция между 87Sr/86Sr и 143Nd/144Nd для лав Эльбрусского центра. Наш вывод подтверждается результатами измерений гелия в подземных флюидах Большого Кавказа, проведенных Б.Г. Поляком и др. (1996). Установлены максимальные значения примесей мантийного гелия в Приэльбрусье (3He/4He = 260\*10–8) и особенно в районе вулкана (3He/4 He от 360\*10 –8 до 800\*10 –8) при фоновых значениях для Северного Кавказа порядка 5–31\*10–8. Распределение же 3He/4 He не прямо коррелируется с распределением плотности теплового потока, обусловленного разгрузкой тепломассопотока из мантии в кору. Выявлено, что наблюдаемая неоднородность изотопного и вещественного состава новейших вулканитов в пределах Эльбрусской вулканической области чаще всего связана с процессами контаминации исходных мантийных расплавов сиалическим коровым материалом. В пользу контаминации первично мантийного расплава коровым компонентом свидетельствуют, в частности, повышенные значения 18 О (6,8–7,5%) в лавах Эльбрусского комплекса