

Глава 11. Вулканизм Земли, планет и спутников.

В 11-ой главе дается общее представление о вулканизме и его роли в эволюции Земли. О некоторых особенностях вулканизма в наши дни и в прошлом. Модели вулканических извержений, распределение их на поверхности Земли. Вулканы, супервулканы и климат. Вулканическая опасность и прогноз извержений. Вулканы планет и спутников Солнечной системы.

11. 1. Вулканизм.

Вулканы, отдельные возвышенности над каналами и трещинами земной коры, по которым из глубинных магматических очагов выводятся на поверхность продукты извержения. Вулканы обычно имеют форму конуса с вершинным кратером (глубиной от нескольких до сотен метров и диаметром до 1,5 км). Во время извержений иногда происходит обрушение вулканического сооружения с образованием кальдеры - крупной впадины диаметром до 16 км и глубиной до 1000 м. При подъеме магмы внешнее давление ослабевает, связанные с ней газы и жидкие продукты вырываются на поверхность, и происходит извержение вулкана. Если на поверхность выносятся древние горные породы, а не магма, и среди газов преобладает водяной пар, образовавшийся при нагревании подземных вод, то такое извержение называют фреатическим.

К действующим, - относятся вулканы, извергавшиеся в историческое время или проявлявшие другие признаки активности (выброс газов и пара и проч.). Некоторые ученые считают действующими те вулканы, о которых достоверно известно, что они извергались в течение последних 10 тыс. лет. Например, к действующим следовало относить вулкан Ареналь в Коста-Рике, поскольку при археологических раскопках стоянки первобытного человека в этом районе был обнаружен вулканический пепел, хотя впервые на памяти людей его извержение произошло в 1968, а до этого никаких признаков активности не проявлялось.

Извержение вулканов — одно из самых эффектных и грозных явлений природы. В процессе извержения из глубинных недр Земли на поверхность выносятся расплавленная огненная масса (магма). Наземные вулканы образуют огромное количество лав и вулканогенно-обломочного материала. Например, во время извержения вулкана Безымянного на Камчатке в 1956 г. выброшенный из жерла вулкана обломочный материал достиг объема нескольких кубических километров, а объем излившейся лавы составил несколько десятков кубических километров. При этом высота подъема газов, паров воды, насыщенных пеплом и обломками, лав достигала 45 км.



Рис. 11-1. Распределение вулканов по Земле.

Еще больше масштабы подводного вулканизма. В пределах срединно-океанских хребтов ежегодно извергается базальтовых подводных лав приблизительно в три раза больше, чем у наземных вулканов. В соответствии с концепцией тектоники литосферных плит, - вся океанская земная кора (более – $2/3$ всей поверхности Земли) сформировалась в результате глубоководного вулканизма за последние 150 млн. лет.

Наземные извержения вулканов происходят практически на всех формах рельефа поверхности, сформировавшихся в результате самых различных геодинамических процессов. Отнесем сюда: островные дуги (Курило-Камчатская, Японская, Филиппинская и другие островные дуги Тихого океана, острова Индонезийского архипелага, Малые Антильские острова). Также: активные окраины континентов андийского типа (Анды и Кордильеры), зоны сочленения континентов (Кавказ и Средиземноморье), рифтовые зоны континентов (Восточная Африка и Байкал) и участки аномального вулканизма («горячие точки») в пределах срединно-океанских хребтов (Исландия, Галапагос, о. Вознесения и др.). Это и зоны аномального внутриплитового вулканизма (нагорья Ахагар и Тибести в Африке) и районы пассивных окраин континентов (острова Зеленого Мыса, Камерун).

В зависимости от вязкости и газонасыщенности магмы наземные извержения отличаются исключительным разнообразием. При обычных для начала извержения температурах 1000 – 1200 °С вязкость магматических расплавов разного состава (в зависимости от места извержения) может изменяться от 10^2 до 10^{10} Пуаз. При этом по мере снижения температуры расплава его вязкость может возрасти на 3-4 порядка. Существуют различные типы извержений вулканов в зависимости от величины вязкости расплавов. Гавайский тип извержения, создающий чаще всего щитовидные вулканы, отличается относительно спокойным излиянием жидкой базальтовой магмы, образующий в кратерах огненно-жидкие озера и лавовые потоки. Газы образуют фонтаны, выбрасывающие комки и капли жидкой лавы, которые вытягиваются в полете в тонкие стеклянные нити (вулкан Килауэа).

В стромболианском типе извержений, создающем обычно стратовулканы, наряду с излиянием жидких лав базальтового и андезито-базальтового составов, преобладающими являются небольшие взрывы, которые выбрасывают куски шлака и витые и веретенообразные бомбы.

Для купольного типа извержений характерно выжимание и выталкивание вязкой (андезитовой, дацитовой или риолитовой) лавы сильным напором газа из каналов вулкана и образование куполов, криптокуполов, конусокуполов и обелисков.

В вулканическом типе большую роль играют газообразные вещества, производящие взрывы и выбросы огромных черных туч, переполненных большим количеством обломков лав.

Глубоководный вулканизм проявляется главным образом в осевых частях срединно-океанских хребтов и в зонах окраинных морей, где происходит излияние однообразных по составу расплавов толеитовых базальтов. В меньшей степени глубоководный вулканизм проявлен на трансформных разломах и в зонах аномального вулканизма (вулканы «горячих точек» типа Гавайского Императорского хребта).

На поверхности океана глубоководное извержение вулкана обычно никак не проявляется. Выделяющиеся из волнистых, подушечных, глыбовых расплавов вулканические газы полностью поглощаются водной толщей.

Процессы вулканизма, как уже отмечалось, играют большую роль в изменении облика Земли, формировании земной коры. Существенное влияние вулканизм оказывает на формирование атмосферы и гидросферы, на условия обитания живых организмов и человека. В районах, подверженных вулканизму, проживает более 400 млн. человек. В настоящее время на суше известно более 800 вулканов, извергавшихся в историческое время. Ежегодно на поверхности Земли происходит 20-30 извержений, из которых 1-2 приносят немалые разрушения существующим экосистемам. Упомянем несколько очень крупных катастрофических извержений вулканов.

Извержение крупного вулкана Индонезии — Тамборы считается самым мощным извержением, произошедшим в историческое время. Оно длилось более года с апреля 1815 г. по июль 1816 г. Высота бывшей горы уменьшилась на 1500 м. Взрывом была образована кальдера (округлая впадина на месте вулканического конуса) диаметром 6 км и глубиной 500-600 м, при этом перемещено почти на порядок больше горных пород, чем при извержении Кракатау. Извержение сопровождалось сильными землетрясениями, приливными волнами и ураганами. Были засыпаны метровым слоем пепла постройки, находящиеся на расстоянии от вулкана до 110 км. Погибло более 50 тыс. человек. Крупнейшая катастрофа произошла при извержении вулкана Кракатау в Зондском проливе между островами Ява и Суматра.

26 августа 1883 г. началось извержение, которое можно было наблюдать с кораблей, проходивших вдалеке. На следующий день в 10 ч 20 мин гигантский взрыв разнес вдребезги вулканические конусы Данан и Первуватан. Грохот взрыва был слышен в Австралии (удаление 3 600 км) и даже на острове Родригес (Индийский океан). Тончайшая пыль достигла стратосферы, в которой она распространилась по всей Земле, вызвав во всех странах необычайно яркие закаты Солнца и сумерки. В Джакарте, напротив, пыль, попавшая в атмосферу, затмила солнце почти до полной темноты. Среднегодовая температура Земли в результате частичного экранирования солнечного излучения снизилась на несколько градусов. Чудовищный взрыв вызвал гигантскую волну (цунами) высотой до 40 м, которая обрушилась на города Марак, Аньер, Тьяринган и полностью их разрушила, погубив большую часть населения этих городов.

Вулкан Килауэ (о. Гавайи, США) в течение 10 лет, предшествовавших извержению, характеризовался повышенной сейсмической активностью, сопровождающейся плавными извержениями с накоплением лавы во впадинах на верхних этажах горы. 1 февраля 1994 г. в результате землетрясения с магнитудой 5,2 произошло обрушение отрезка побережья длиной 400 м и шириной 25 м, в результате чего потоки лавы устремились в море. Главный толчок сопровождался 300 повторными толчками. Почти непрерывное извержение Килауэа продолжается.

Исследование деятельности вулканов и их опасных проявлений может дать возможность предсказания характерных типов вулканической деятельности. Для прогноза извержений вулканов используются сейсмические и геомагнитные методы геофизических исследований. Эти методы оказались успешными при прогнозе извержений вулканов Михара (Япония), Руапеку и Нгаурукос (Новая Зеландия).

Типы вулканов: Стратовулканы – слоистые конусные вулканы. Угол обычно $\approx 30^\circ$, но может достигать и $> 40^\circ$ (около вершины).

- **Щитовидные** вулканы, образуются при извержении лавы базальтового состава с низкой вязкостью, что приводит к отсутствию конуса ($<10^\circ$).

- **Базальтовые траппы** – продукты наиболее интенсивных этапов вулканизма в истории Земли. Форма – плато, площадью около 1 млн. км² и толщиной (геологи называют это мощностью) около 1 км. Формирование трапповой толщи происходит за время около 1 млн. лет. Средняя скорость извержения трапповых базальтов (1 км³/год) в 20 раз превышает среднюю скорость извержения над типичной горячей точкой, такой, как Гавайи. Толщина отдельных лавовых потоков составляет около 20 м.

- **Кальдеры**, это вулканические кратеры диаметром более 1 км, возникающие после извержения и разрушения стратовулкана и проседанию свода магматического очага. Самые большие кальдеры достигают в диаметре нескольких десятков км (Иеллоустон – до 60 км).

- **Супервулкан** - вулкан, производящий наиболее сильные и объемные извержения. Мощность подобных извержений может варьироваться, однако объем продуктов извержения достаточен, чтобы радикально изменить ландшафт и значительно повлиять на

глобальный климат, вызывая катастрофические последствия для жизни, например вулканическую зиму.

Интенсивность извержения вулкана. (Volcanic explosivity index, VEI) была составлена Ньюэллом и Селфом для оценки силы вулканических извержений, которая могла бы быть выражена единственным параметром.

V – объем извергнутого материала, Н – высота эруптивной колонны.

VEI	V (м ³)	Н (км)	
0	<10 ⁴	<0.1	неэксплозивное , высота столба пепла и газа менее 100 метров, объём выбрасываемого в воздух вулканического материала измеряется в тысячах кубометров; происходят ежедневно;
1	10 ⁴ -10 ⁶	0.1-1	слабое , высота столба пепла и газа от 100 до 1000 метров, объём выбрасываемого в воздух вулканического материала измеряется в десятках и сотнях тысяч кубометров; происходят ежедневно;
2	10 ⁶ -10 ⁷	1-5	эксплозивное , высота столба пепла и газа от 1 до 5 км, объём выбрасываемого в воздух вулканического материала измеряется в миллионах кубометров; происходят еженедельно;
3	10 ⁷ -10 ⁸	3-15	сильное , высота столба пепла и газа от 3 до 15 км, объём выбрасываемого в воздух вулканического материала измеряется в десятках миллионов кубометров; происходят примерно раз в год;
4	10 ⁸ -10 ⁹	10-25	катаклизмическое , высота столба пепла и газа от 10 до 15 км, объём выбрасываемого в воздух вулканического материала измеряется в сотнях миллионов кубометров; происходят раз в десятилетия;
5	10 ⁹ -10 ¹⁰	>25	пароксизмальное , высота столба пепла и газа свыше 25 км, объём выбрасываемого в воздух вулканического материала измеряется в кубических километрах; происходят раз в столетия, пример – извержение Св. Елены в 1980 году;
6	10 ¹⁰ -10 ¹¹	>25	колоссальное , высота столба пепла и газа свыше 25 км, объём выбрасываемого в воздух вулканического материала измеряется в десятках кубических километров; происходят раз в столетия, пример – извержение Кракатау в 1883 году;
7	10 ¹¹ -10 ¹²	>25	суперколоссальное , высота столба пепла и газа свыше 25 км, объём выбрасываемого в воздух вулканического материала измеряется в сотнях кубических километров; происходят раз в тысячелетия, пример – извержение Тамбора в 1815 году;
8	>10 ¹²	>25	мегаколоссальное , высота столба пепла и газа свыше 25 км, объём выбрасываемого в воздух вулканического материала измеряется в тысячах кубических километров; происходят раз в десятки тысяч лет, пример, – извержение, создавшее Йеллоустонскую суперкальдеру около двух миллионов лет назад.

Рекорды:

- **Самый сильный вулканический взрыв.** Сильнейший вулканический взрыв в истории (возможно, со времени извержения вулкана Санторин в Эгейском море, в 95 км к северу от Крита, около 1628 г. до н.э.) произошел 27 августа 1883 г. в 10 ч утра по местному времени при извержении вулкана Кракатау в Зондском проливе между островами Ява и Суматра, Индонезия. Вызванная им приливная волна смыла 163 деревни, что привело к гибели 36 380 человек. Куски раскаленной лавы выбрасывались в воздух на высоту 55 км, а унесенный ветром вулканический пепел через 10 дней выпал за 5330 км от места извержения. Через 4 ч вулканический взрыв был зарегистрирован на о. Родригес, в 4776 км от Кракатау. Его грохот был слышен на 8% территории земного шара. И все же этот взрыв, примерно в 26 раз превосходивший по силе самую мощную водородную бомбу, испытанную в СССР, был в 3 раза слабее, чем во время извержения вулкана Санторин.
- **Самое мощное извержение - "Тамбора"** Общий объем лавы и пепла во время извержения вулкана Тамбора на о. Сумбава, Индонезия, 5-10 апреля 1815 г. составил 150-180 км³. Для сравнения: вулкан Санторин выбросил около 60-65 км³ породы, вулкан Кракатау - 20 км³. Энергия извержения Тамборы, в результате которого высота острова уменьшилась с 4100 до 2850 м (т.е. на 1250 м), равнялась $8,4 \times 10^{19}$ Дж.
- **Самое мощное извержение - "Таупо"** Самое мощное из всех документально зарегистрированных вулканических извержений произошло в Новой Зеландии около 130 г. н.э. По оценкам ученых, вулкан Таупо выбросил 30 млрд. т породы. Скорость ее извержения достигала 700 км/ч. Она покрыла территорию в 16 000 км² менее 20 процентов от 14×10^9 т породы упало в радиусе 200 км от кратера.
- **Самый длинный поток лавы - "Лаки"** Самый длинный поток лавы с вкраплениями падавших в него веретенообразных лавовых сгустков излился во время извержения вулкана Лаки на юго-востоке Исландии в 1783 г. Раскаленная масса растеклась на расстояние 65-70 км.
- **Самый активный действующий вулкан - "Килауэа"** Вулкан Килауэа на Гавайях, США, каждую секунду извергает 5 м³ лавы.
- **Самый большой действующий вулкан - "Мауна-Лоа"** Купол вулкана Мауна-Лоа на Гавайях имеет высоту 4170 м, 120 км в длину и 50 км в ширину. Его объем 42 500 км³, причем 84,2% из них приходится на подводную часть вулкана. Кратер под названием Мокувеовео площадью 10,5 км² уходит в глубь горы на 150-180 м. С 1843 по 1984 г. Мауна-Лоа извергался в среднем раз в 4,5 года.
- **Самый высокий вулкан - "Аконкагуа"** Заснеженный пик "спящего" вулкана Аконкагуа, расположенного высоко в Андах на территории Аргентины, поднимается на высоту 6690 м.
- **Самый высокий действующий вулкан - "Охос-дель-Саладо"** Вулкан Охос-дель-Саладо (имеющий фумаролы), расположенный на границе Аргентины и Чили, имеет высоту 6887 м.
- **Самый большой кратер - "Тоба"** Самая большая кальдера (широкий и плоский вулканический кратер) у вулкана Тоба на севере центральной части о. Суматра, Индонезия (площадь 1775 км²).
- **Самый молодой вулканический остров - "Тонга"** Самый новый в мире и пока еще безымянный остров входит в группу островов Хаапаи, Тонга. Днем его рождения можно считать 6 июня 1995 г., когда на поверхности были впервые замечены признаки подводной вулканической активности, которые и привели к образованию нового участка суши. Расположен он между островами Као и Лаге и занимает территорию 5 га; самая возвышенная точка острова находится на высоте 40 м.
- **Самые большие потери вследствие извержения вулкана - "Тамбора"** Извержение вулкана Тамбора, о. Сумбава, Индонезия, 5-7 апреля 1815 г. привело к тому, что уровень поверхности острова понизился на 1250 м (с 4100 до 2850 м). Непосредственно в результате этого извержения и последовавшего за ним голода погибли 92 000 человек.

11. 2. Роль вулканизма в эволюции Земли. (Фролова, 1996).

Объектами, позволяющими получить информацию о глубинах Земли, являются горные породы магматического происхождения, которые образуются при застывании глубинных (эндогенных) расплавов. Одни из них, эффузивные, или вулканические, достигают поверхности Земли и быстро застывают, не успевая измениться. Другие - интрузивные, или плутонические, длительно застывают в земной коре. Поэтому для познания строения и состава недр Земли более информативными являются вулканические породы.

Вулканические породы являются продуктами глубинного процесса - вулканизма. По определению известного вулканолога А. Джаггара, вулканизм - это совокупность явлений, протекающих в земной коре и под нею, приводящих к прорыву расплавленных масс через твердую кору. Вулканизм связан с потоком горячих глубинных газов - флюидов из недр Земли. Флюиды способствуют разуплотнению и локальному подъему глубинного вещества, которое в результате понижения давления (декомпрессии) начинает частично плавиться, образуя глубинные диапиры - источники магматических расплавов. В зависимости от интенсивности прогрева образование расплавов происходит на разных уровнях мантии и земной коры, начиная с глубин 300 - 400 км.

Вулканология - это наука о вулканах и их продуктах (вулканических породах), о причинах вулканизма, обусловленных геодинамическими, тектоническими и физико-химическими процессами, совершающимися в недрах Земли. Помимо геологических наук: исторической геологии, геотектоники, петрографии, минералогии, литологии, геохимии и геофизики; - вулканология использует данные географии, геоморфологии, физической химии, а отчасти, - и астрономии. Вулканизм представляет собою общепланетарное явление. Известны вулканы на Марсе, Венере, Луне и спутниках Юпитера. Будучи продуктами глубинных (эндогенных) процессов, вулканы, образуемые на поверхности Земли, оказывают влияние на окружающую среду, атмосферу и гидросферу, образование осадков. Вулканология как бы фокусирует проблемы, связывающие процессы внутренней и внешней энергетики Земли.

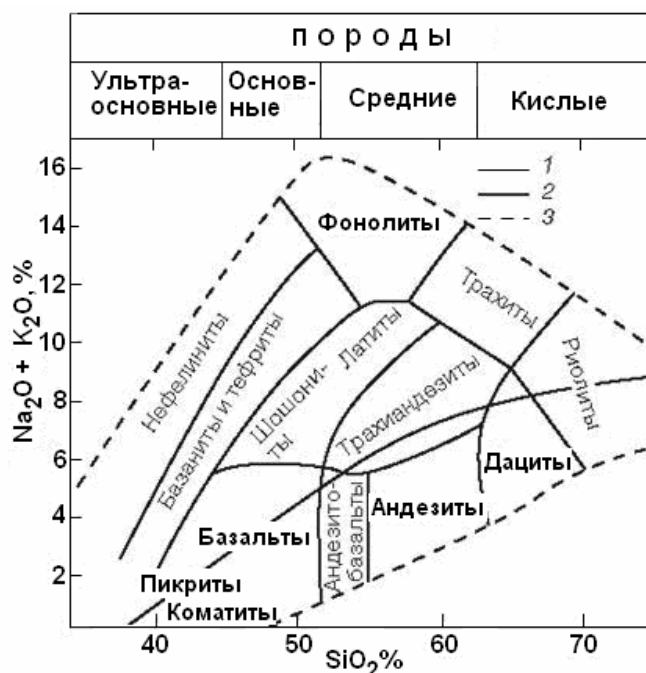


Рис. 11-2. Главные типы вулканических пород в координатах $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$:
1 – разделительная линия между породами нормальной щелочности и щелочными,
2 – границы между типами пород, 3 – линия, ограничивающая поле существования природных вулканических пород.

Общая классификация всех магматических пород, в том числе и вулканических, основана на их химическом составе и в первую очередь на содержании и соотношении в породах кремнезема и щелочей (рис. 11-2). По содержанию кремнезема, самого распространенного оксида в магматических породах, последние разделяются на четыре группы: ультраосновные (30 - 44% SiO_2), основные (44 - 53%), средние (53 - 64%), кислые (64 - 78%). Другой важный признак классификации - щелочность пород, оценивается суммой содержаний $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. По этому признаку выделяются горные породы нормальной щелочности и щелочные.

Наиболее широко среди вулканических пород Земли распространены основные породы - базальты, которые являются производными вещества мантии и встречаются как в океанах, так и на континентах. Их можно сравнить с "кровью" нашей планеты, которая появляется при любом нарушении земной коры. В зависимости от геологического положения базальты различаются по составу. Большая их часть относится к породам нормальной щелочности. Это богатые известью низкощелочные (толеитовые) и известково-щелочные базальты. Реже встречаются щелочные базальты, недонасыщенные кремнеземом. Базальтовые магмы при дифференциации дают серии пород (толеитовые, известково-щелочные и щелочные), объединенные происхождением из единой магмы, сохраняющие общие признаки с родоначальными базальтовыми магмами, вплоть до крайне кислых. Среди интрузивных пород наиболее распространены граниты. Они относятся к группе кремнекислых пород, в образовании которых существенную роль играет вещество земной коры. Средние по составу породы, которые представлены преимущественно вулканическими андезитами, встречаются реже и лишь в подвижных поясах Земли. В то же время средний состав земной коры отвечает андезитам, а не базальтам или гранитам, соответствуя смеси этих последних в отношении 2 : 1.

11. 3. Эволюция вулканизма в истории Земли.

Самые ранние процессы вулканизма синхронны со временем становления Земли как планеты. По всей вероятности, уже на стадии аккреции (концентрации планетного вещества за счет газово-пылевых туманностей и соударения твердых космических обломков - планетозималей) происходил ее разогрев. Выделение энергии за счет аккреции и гравитационного сжатия оказалось достаточным для ее начального, частичного или полного плавления, с последующей дифференциацией Земли на оболочки. Несколько позднее к этим источникам разогрева присоединилось выделение тепла радиоактивными элементами. Концентрация железокосной массы Земли, как это, возможно, происходила и на других планетах Солнечной системы. Она сопровождалась обособлением газовой, преимущественно водородной оболочки, которую она в дальнейшем потеряла в период максимальной активности Солнца, в отличие от крупных, удаленных от Солнца планет группы Юпитера. Об этом говорит обеднение современной земной атмосферы редкими инертными газами - неоном и ксеноном по сравнению с космическим веществом.

Согласно представлениям А.А. Маракушева, дифференциация железокосной массы Земли, близкой по составу метеоритам - хондритам и полностью расплавленной под большим давлением водородной газовой оболочки, привела к высокой концентрации существенно водородных флюидов (летучих компонентов в надкритическом состоянии) в начавшем обособляться металлическом (железо-никелевом) ядре. Таким образом, Земля приобрела большой флюидный запас в своих недрах, определивший ее последующую, уникальную по своей длительности, по сравнению с другими планетами, эндогенную активность. По мере консолидации Земли в направлении от ее внешних оболочек к центру, возрастало внутреннее флюидное давление и наступала периодическая дегазация, сопровождаемая образованием магматических расплавов, поступающих на поверхность при растрескивании застывшей земной коры. Таким образом, самый ранний вулканизм, который характеризовался взрывным, высокоэксплозивным характером, был связан с

началом остывания Земли и сопровождался образованием атмосферы. Согласно другим представлениям, первичная атмосфера, образовавшаяся на стадии аккреции, в дальнейшем сохранилась, постепенно эволюционируя в своем составе. Так или иначе, примерно 3,8 - 3,9 млрд. лет назад, когда температура на поверхности Земли и в прилегающих частях атмосферы опустилась ниже точки кипения воды, образовалась гидросфера. Наличие атмосферы и гидросферы сделало возможным в дальнейшем развитие жизни на Земле. Сначала атмосфера была бедна кислородом, пока не появились продуцирующие ее простейшие формы жизни, что произошло около 3 млрд. лет назад (рис. 11-3).

О составе самых ранних вулканических пород Земли, в настоящее время полностью переработанных последующими процессами, можно судить при сравнении ее с другими планетами земной группы, в частности с относительно хорошо изученным нашим спутником - Луной. Луна - планета более примитивного развития, рано израсходовавшая свой флюидный запас и потерявшая вследствие этого эндогенную активность. В настоящее время это "мертвая" планета. Отсутствие в ней металлического ядра говорит о рано прекратившихся процессах ее дифференциации на оболочки, а пренебрежимо слабое магнитное поле - о полном застывании ее недр. В то же время о наличии флюидов на ранних этапах развития Луны свидетельствуют пузырьки газа в лунных вулканических породах, которые состоят в основном из водорода, что говорит об их высокой восстановленности.

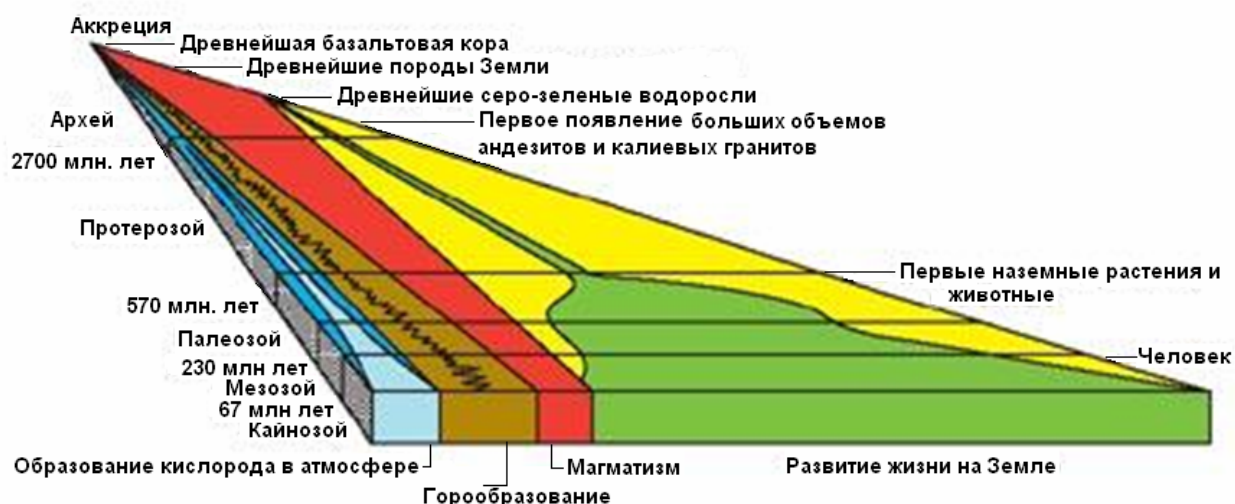


Рис. 11-3. Главнейшие этапы в истории Земли.

Наиболее древние, известные в настоящее время породы Луны, развитые на поверхности лунной коры на так называемых лунных материках, имеют возраст 4,4 - 4,6 млрд. лет, что близко к предполагаемому возрасту образования Земли. Они представляют собою кристаллизовавшиеся на малых глубинах или на поверхности богатые высококальциевым полевым шпатом - анортитом - светлоцветные основные породы, которые принято называть анортозитами. Породы лунных материков подвергались интенсивной метеоритной бомбардировке с образованием обломков, частично переплавленных и смешанных с метеоритным веществом. В результате образовались многочисленные ударные кратеры, сосуществующие с кратерами вулканического происхождения. Предполагается, что нижние части лунной коры сложены породами более основного, низкремнеземистого состава, близкими к каменным метеоритам, а непосредственно подстилают анортозиты анортитовые габбро (эвкриты). На Земле ассоциация анортозитов и эвкритов известна в так называемых расслоенных интрузивах основного состава и является результатом дифференциации базальтовой магмы. Поскольку физико-химические законы, определяющие дифференциацию, одинаковы во всей Вселенной, логично предположить, что и на Луне древнейшая кора лунных

метеоритов образовалась в результате раннего плавления и последующей дифференциации магматического расплава, слагавшего верхнюю оболочку Луны в виде так называемого "лунного океана магмы". Отличия в процессах дифференциации лунных магм от земных заключаются в том, что на Луне она чрезвычайно редко доходит до образования высококремнеземистых кислых пород.

Позднее на Луне образовались крупные депрессии, названные лунными морями, заполненные более молодыми (3,2 - 4 млрд. лет) базальтами. По составу эти базальты в целом близки к базальтам Земли. Они отличаются низким содержанием щелочей, особенно натрия, и отсутствием оксидов железа и минералов, содержащих гидроксильную группу OH, что подтверждает потерю расплавом летучих компонентов и восстановительную обстановку вулканизма. Бесполовошпатовые породы, известные на Луне, - пироксениты и дуниты, вероятно, слагают лунную мантию, являясь либо остатком от выплавления базальтовых пород (так называемым реститом), или же их тяжелым дифференциатом (кумулятом). Ранняя кора Марса и Меркурия аналогична кратерированной коре лунных материков. На Марсе, кроме того, широко развит более поздний базальтовый вулканизм. Базальтовая кора есть и на Венере, однако данные по этой планете пока очень ограничены.

Привлечение данных сравнительной планетологии позволяет утверждать, что формирование ранней коры планет земной группы происходило в результате кристаллизации магматических расплавов, претерпевших большую или меньшую дифференциацию. Растрескивание этой застывшей протокры с образованием депрессий сопровождалось позднее базальтовым вулканизмом.

В отличие от других планет, на Земле не сохранилось самой ранней коры. Более или менее достоверно историю вулканизма Земли можно проследить лишь с раннего архея. Самые древние из известных возрастных датировок принадлежат архейским гнейсам (3,8 - 4 млрд. лет) и зернам минерала циркона (4,2 - 4,3 млрд. лет) в метаморфизованных кварцитах. Эти датировки на 0,5 млрд. лет моложе, чем образование Земли. Можно предположить, что все это время Земля развивалась аналогично другим планетам земной группы. Примерно с 4 млрд. лет на Земле формировалась континентальная протокора, состоящая из гнейсов, преимущественно магматического происхождения, отличающихся от гранитов меньшими содержаниями кремнезема и калия. Они получили название "серых гнейсов" или ассоциации ТТГ, по названию трех главных магматических пород, соответствующих составу этих гнейсов: тоналитов, трондьемитов и гранодиоритов, подвергнутых впоследствии интенсивному метаморфизму. Однако "серые гнейсы" вряд ли представляли первичную кору Земли. Неизвестно также, насколько широко они были распространены. В отличие от значительно менее кремнеземистых пород лунных материков (анортозитов), такие большие объемы кислых пород не могут получиться при дифференциации базальтов. Образование "серых гнейсов" магматического происхождения теоретически возможно лишь при переплавлении пород базальтового или коматит-базальтового состава, вследствие своей тяжести опустившихся на глубокие уровни планеты. Таким образом, мы приходим к выводу о базальтовом составе коры, более ранней, чем известная нам "серогнейсовая". Наличие ранней базальтовой коры подтверждается находками в архейских "серых" гнейсах более древних метаморфизованных блоков основного состава. Неизвестно, претерпела ли родоначальная магма базальтов, слагавших раннюю кору Земли, дифференциацию с образованием анортозитов, подобных лунным, хотя теоретически это вполне возможно. Интенсивная многостадийная дифференциация планетного вещества, которая привела к образованию кислых гранитоидных пород, стала возможной благодаря водному режиму, установившемуся на Земле в связи с большим флюидным запасом в ее недрах. Вода способствует дифференциации и очень важна для образования кислых пород.

Таким образом, в течение самого раннего (катархейского) и архейского времени, преимущественно в результате процессов магматизма, к которым после образования гидросферы присоединилось осадконакопление, сформировалась земная кора. Она начала интенсивно перерабатываться продуктами активной дегазации ранней Земли с привнесением кремнезема и щелочей. Дегазация была обусловлена формированием твердого внутреннего ядра Земли. Она вызывала процессы метаморфизма вплоть до плавления с общим поокислением состава коры. Итак, уже в архее Земля имела все присущие ей твердые оболочки - кору, мантию и ядро.

Нарастающие различия в степени проницаемости коры и верхней мантии, которые были обусловлены различиями в их тепловом и геодинамическом режиме, привели к неоднородности состава коры и к формированию разных ее типов. В областях сжатия, где была затруднена дегазация и подъем на поверхность возникающих расплавов, последние испытывали интенсивную дифференциацию, а ранее образовавшиеся основные вулканические породы, уплотняясь, опускались на глубину и переплавлялись. Формировалась протоконтинентальная двухслойная кора, имевшая контрастный состав: верхняя ее часть была сложена преимущественно кислыми вулканическими и интрузивными породами, переработанными метаморфическими процессами в гнейсы и гранулиты, нижняя - породами основного состава, базальтами, коматитами и габброидами. Такая кора была свойственна протоконтинентам. В областях растяжения формировалась протоокеаническая кора, имевшая преимущественно базальтовый состав. По расколам в протоконтинентальной коре и в зонах ее сочленения с протоокеанической образовывались первые подвижные пояса Земли (протогеосинклинали), отличавшиеся повышенной эндогенной активностью. Уже тогда они имели сложное строение и состояли из менее мобильных приподнятых зон, претерпевших интенсивный высокотемпературный метаморфизм, и зон интенсивного растяжения и прогибания. Последние получили название зеленокаменных поясов, так как слагающие их породы приобретали зеленый цвет в результате процессов низкотемпературного метаморфизма. Обстановка растяжения ранних этапов формирования подвижных поясов сменялась по мере эволюции обстановкой преобладающего сжатия, что приводило к появлению кислых пород и первых пород известково-щелочных серий с андезитами (см. рис. 11-2). Подвижные пояса, закончившие свое развитие, причленялись к областям развития континентальной коры и увеличивали ее площадь. По современным представлениям, от 60 до 85% современной континентальной коры было сформировано в архее, и мощность ее была близка к современной, то есть составляла около 35 - 40 км.

На рубеже архея и протерозоя (2700 - 2500 млн. лет) в развитии вулканизма на Земле наступил новый этап. Стали возможными процессы плавления в сформированной к этому времени мощной коре, появилось больше кислых пород. Состав их существенно изменился, в первую очередь за счет увеличения содержания кремнезема и калия. Широкое распространение получили настоящие калиевые граниты, которые выплавлялись из коры. Интенсивная дифференциация мантийных базальтовых расплавов под воздействием флюидов в подвижных поясах, сопровождаемая взаимодействием с материалом коры, привела к увеличению объемов андезитов (см. рис. 11-2). Таким образом, помимо мантийного вулканизма, все большее значение приобретал коровый и смешанный мантийно-коровый вулканизм. В то же время, в связи с ослаблением процессов дегазации Земли, и связанного с ними теплового потока, - оказались невозможными столь высокие степени плавления в мантии, которые могли привести к образованию ультраосновных коматитовых расплавов (см. рис. 11-2). Если они и возникали, то редко поднимались на поверхность вследствие своей высокой плотности по сравнению с земной корой. Они претерпевали дифференциацию в промежуточных камерах и на поверхность попадали их производные - менее плотные базальты. Стали менее интенсивными также процессы высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, которые приобрели не площадной, а локальный характер. По всей

вероятности, в это время окончательно были сформированы два типа земной коры (рис. 11-4), соответствующие континентам и океанам. Однако время образования океанов пока окончательно не определено.

В последующий этап развития Земли, который начался 570 млн. лет назад и носит название фанерозойского, те тенденции, которые появились в протерозое, получили дальнейшее развитие. Вулканизм становится все более разнообразным, приобретая четкие различия в океанических и континентальных сегментах. В зонах растяжения в океанах (срединно-океанических рифтовых хребтах) изливаются толеитовые базальты, а в аналогичных зонах растяжения на континентах (континентальных рифтах) к ним присоединяются и часто над ними превалируют щелочные вулканические породы. Подвижные пояса Земли, получившие название геосинклинальных, являются магматически активными десятки и сотни миллионов лет, начиная с раннего толеит-базальтового вулканизма, образующего совместно с ультраосновными интрузивными породами офиолитовые ассоциации в условиях растяжения. Позднее, по мере смены растяжения сжатием, они сменяются контрастным базальт - риолитовым и известково-щелочным андезитовым вулканизмом, достигшим расцвета в фанерозое. После складчатости, образования гранитов и орогенеза (роста гор) вулканизм в подвижных поясах становится щелочным. Таким вулканизмом обычно и заканчивается их эндогенная активность.

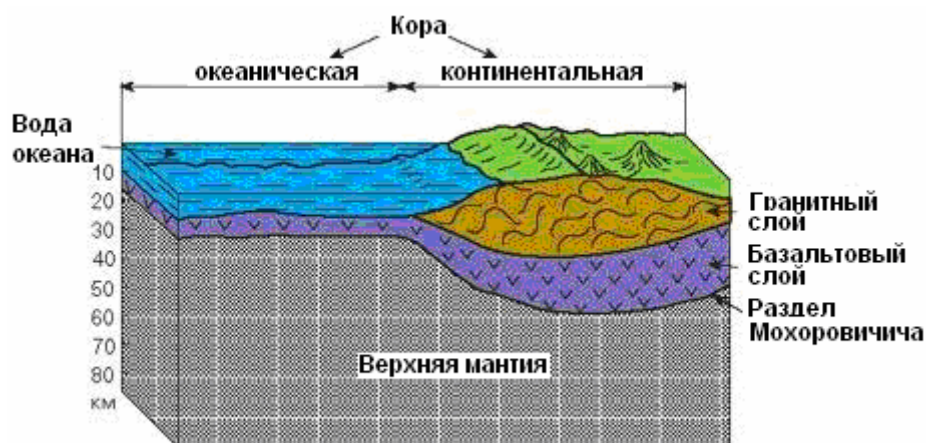


Рис. 11-4. Два главных типа земной коры – континентальной и океанической.

Эволюция вулканизма в фанерозойских подвижных поясах повторяет таковую в развитии Земли: от однородных базальтовых и контрастных базальт-риолитовых ассоциаций, господствовавших в архее, к непрерывным по кремнекислотности с большими объемами андезитов и, наконец, к щелочным ассоциациям, которые практически отсутствуют в архее. Эта эволюция, как в отдельных поясах, так и на Земле в целом, отражает общее уменьшение проницаемости и возрастание жесткости земной коры, что определяет более высокую степень дифференциации мантийных магматических расплавов и их взаимодействия с материалом земной коры, углубление уровня образования магм и уменьшение степени плавления. Сказанное выше связано с изменением внутренних параметров планеты, в частности с общим уменьшением глобального теплового потока из ее недр, который оценивается в 3 - 4 раза меньшим, чем на ранних этапах развития Земли. Соответственно уменьшаются и локальные восходящие потоки флюидов, возникающие в результате периодической дегазации недр. Именно они вызывают разогрев отдельных областей (подвижных поясов, рифтов и др.) и их магматическую активность. Эти потоки образуются в связи с накоплением на фронте кристаллизации внешнего жидкого ядра легких компонентов в отдельных выступах-ловушках, которые всплывают, образуя конвективные струи.

Эндогенная активность периодична. Она обусловила наличие крупных пульсаций Земли с попеременным преобладанием основного и ультраосновного магматизма,

фиксирующего растяжение, и известково-щелочного вулканизма, гранитообразования и метаморфизма, фиксирующих преобладание сжатия. Эта периодичность определяет наличие магматических и тектонических циклов, которые как бы наложены на необратимое развитие Земли.

11. 4. Вулканические явления в кайнозое.

Геологические структуры, где образуются вулканические породы в самый молодой, кайнозойский, этап развития Земли, начавшийся 67 млн. лет назад, находятся как в пределах океанических, так и континентальных сегментов Земли. К первым относятся срединные океанические хребты и многочисленные вулканы океанического дна, наиболее крупные из которых образуют океанические острова (Исландия, Гавайи и др.). Всем им свойственна обстановка высокой проницаемости земной коры (рис. 11-5). На континентах в аналогичной обстановке извергаются вулканы, связанные с крупными зонами растяжения - континентальными рифтами (Восточно-Африканский, Байкальский и др.). В обстановках преимущественного сжатия возникает вулканизм в горных сооружениях, представляющих собою в настоящее время активные внутриконтинентальные подвижные пояса (Кавказ, Карпаты и др.). Своеобразны подвижные пояса на окраинах континентов (так называемые активные окраины). Они развиты преимущественно по периферии Тихого океана. В западной его окраине в них, как и в древних подвижных поясах, сочетаются зоны преимущественного сжатия - островные дуги (Курило-Камчатская, Тонга, Алеутская и др.) и зоны интенсивного растяжения - тыловые окраинные моря (Японское, Филиппинское, Коралловое и др.). В подвижных поясах восточной окраины Тихого океана растяжение менее значительно. На краю Американского континента находятся горные цепи (Анды, Кордильеры), являющиеся аналогами островных дуг, в тылу которых расположены континентальные депрессии - аналоги окраинных морей, где господствует обстановка растяжения. В условиях высокой проницаемости, как всегда в истории Земли, изливаются мантийные расплавы, причем в океанических структурах они обладают преимущественно нормальной щелочностью, а в континентальных - повышенной и высокой. В обстановках преобладающего сжатия на континентальной коре, помимо мантийных, широко распространены породы смешанного мантийно-корового (андезиты) и корового (некоторые кислые эффузивы и граниты) происхождения (рис. 10-5).

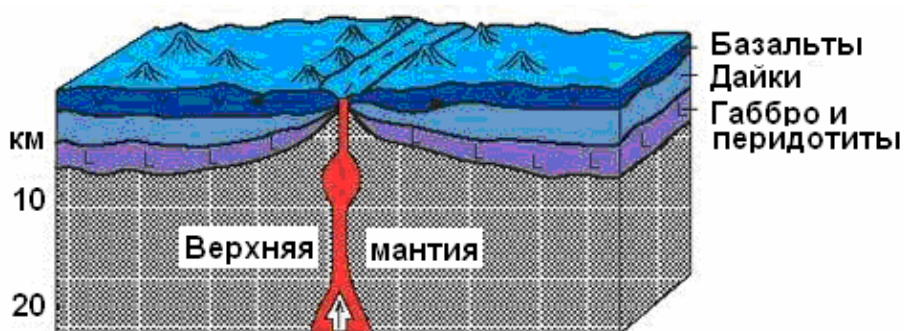


Рис. 11-5. Строение магматических очагов в геоструктурах высокой проницаемости. Блок-диаграмма срединно-океанического хребта.

Если учесть особенности современного этапа развития Земли, к которым относятся высокая интенсивность процесса формирования океанов и широкое развитие рифтовых зон на континентах, то становится ясным, что в кайнозойский этап развития преобладает растяжение и, как следствие, широко распространен связанный с ним мантийный, преимущественно базальтовый вулканизм, особенно интенсивный в океанах.

11. 5. Как процессы вулканизма преобразуют земную кору.

Еще в начале прошлого столетия было замечено, что горные породы образуют закономерно повторяющиеся ассоциации, получившие название геологических формаций, более тесно связанных с геологическими структурами, чем отдельные породы. Ряды формаций, сменяющие друг друга во времени, получили название временных, а, сменяющие друг друга в пространстве, - латеральных формационных рядов. Совместно они дают возможность расшифровать основные этапы развития геологических структур и являются важными индикаторами при восстановлении геологических обстановок прошлого. Вулканогенные формации, включающие в себя вулканические породы, продукты их перемыва и переотложения, а нередко и осадочные породы, удобнее использовать для указанных целей, чем интрузивные, поскольку они являются членами слоистых разрезов, что позволяет точно определить время их формирования.

Существует два типа рядов вулканогенных формаций. Первый, называемый гомотромным, начинается основными породами - базальтами, сменяясь формациями с постепенно возрастающими объемами средних и кислых пород. Второй ряд - антитромный, начинается с формаций преимущественно кислого состава с возрастанием роли основного вулканизма к концу ряда. Первый, таким образом, связан с мантийным вулканизмом и с высокой проницаемостью коры, и лишь по мере уменьшения проницаемости и прогрева коры глубинным теплом последняя - начинает участвовать в магмообразовании. Антитромный ряд свойствен геологическим структурам с мощной, слабо проницаемой континентальной корой, когда затруднено непосредственное проникновение на поверхность мантийных расплавов. Они взаимодействуют с материалом земной коры тем более интенсивно, чем она больше прогревается. Базальтовые формации появляются лишь впоследствии, когда кора растрескивается под напором мантийных магм.



Рис. 11-6. Строение магматических очагов в геоструктурах низкой проницаемости. Блок-диаграмма активной окраины-желоба, островной дуги и окраинного моря.

Вулканизм отражает эволюцию Земли в течение ее геологической истории. Необратимость развития Земли выражается в исчезновении или резком уменьшении объемов одних типов пород (например, коматитов) наряду с появлением или увеличением объемов других (например, щелочных пород). Общая тенденция эволюции свидетельствует о постепенном затухании глубинной (эндогенной) активности Земли и увеличении процессов переработки континентальной коры при магмообразовании.

Вулканизм - индикатор геодинамических обстановок растяжения и преобладающего сжатия, существующих на Земле. Типоморфным для первых является мантийный вулканизм, для вторых - мантийно-коровый и коровый.

Вулканизм отражает наличие цикличности на фоне общего необратимого развития Земли. Цикличность определяет повторяемость формационных рядов в одной отдельно взятой и в разновременных, но однотипных геологических структурах.

Эволюция вулканизма в геоструктурах Земли является индикатором формирования земной коры и ее разрушения (деструкции). Эти два процесса непрерывно преобразуют земную кору, осуществляя обмен веществом между твердыми оболочками Земли - корой и мантией.

11. 6. Распространение вулканической активности.

Распределение вулканов по поверхности земного шара лучше всего объясняется теорией тектоники плит, согласно которой поверхность Земли состоит из мозаики подвижных литосферных плит. При их встречном движении происходит столкновение, и одна из плит погружается (пододвигается) под другую в т.н. зоне субдукции, к которой приурочены эпицентры землетрясений. Если плиты раздвигаются, между ними образуется рифтовая зона. Проявления вулканизма связаны с этими двумя ситуациями.

Вулканы зоны субдукции располагаются по границе подвигающихся плит. Известно, что океанские плиты, образующие дно Тихого океана, погружаются под материки и островные дуги. Области субдукции отмечены в рельефе дна океанов глубоководными желобами, параллельными берегу. Полагают, что в зонах погружения плит на глубинах 100-150 км формируется магма, при поднятии которой к поверхности происходит извержение вулканов. Поскольку угол погружения плиты часто близок к 45° , вулканы располагаются между сушей и глубоководным желобом примерно на расстоянии 100-150 км от оси последнего и в плане образуют вулканическую дугу, повторяющую очертания желоба и береговой линии. Иногда говорят об «огненном кольце» вулканов вокруг Тихого океана. Однако это кольцо прерывисто (как, например, в районе центральной и южной Калифорнии), т.к. субдукция происходит не повсеместно.

Вулканы рифтовых зон существуют в осевой части Срединно-Атлантического хребта и вдоль Восточно-Африканской системы разломов. Есть вулканы, связанные с «горячими точками», располагающимися внутри плит в местах подъема к поверхности мантийных струй (богатой газами раскаленной магмы), например, вулканы Гавайских островов. Как полагают, цепь этих островов, вытянутая в западном направлении, образовалась в процессе дрейфа на запад Тихоокеанской плиты при движении над «горячей точкой».

Сейчас эта «горячая точка» расположена под действующими вулканами о. Гавайи. По направлению к западу от этого острова возраст вулканов постепенно увеличивается.

Тектоника плит определяет не только местоположение вулканов, но и тип вулканической деятельности. Гавайский тип извержений преобладает в районах «горячих точек» (вулкан Фурнез на о. Реюньон) и в рифтовых зонах. Плинианский, пелейский и вулканский типы характерны для зон субдукции. Известны и исключения, например, стромболианский тип наблюдается в различных геодинамических условиях.

11. 7. Вулканическая активность: повторяемость и пространственные закономерности.

Ежегодно извергается приблизительно 60 вулканов, причем и в предшествовавший год происходило извержение примерно трети из них. Имеются сведения о 627 вулканах, извергавшихся за последние 10 тыс. лет, и о 530 - в историческое время, причем 80% из них приурочены к зонам субдукции. Наибольшая вулканическая активность наблюдается в Камчатском и Центрально-Американском регионах, более спокойны зоны Каскадного хребта, Южных Сандвичевых островов и южного Чили.

На верхней панели рис. 11-7 приведена последовательность циклов вулканизма и экскурсов геомагнитного поля. Рис. 11-7 показывает, что экскурсии предшествуют циклам вулканизма примерно на 20 – 30 тыс. лет. Геомагнитное поле, как это следует из модели горячей Земли, инерционностью не обладает. Все явления геомагнетизма происходят (по модели) на границе внутреннего ядра. Именно здесь возникает избыточное давление,

которое передается на границу ядро-мантия и, релаксируя в литосфере, вызывает её упруго-пластическое течение.

Оценим характерное время вязкоупругой релаксации вещества мантии на воздействие геодинамического импульса вызванного кратковременным циклом расширения Земли: $t = \mu/G$, где μ – «вязкость» среды, а G – модуль упругости. По различным оценкам, μ варьирует в диапазоне $10^{21} - 10^{22}$ Па с, модуль упругости изменяется в интервале: $G \approx 10^9 - 10^{10}$ Па. Отсюда характерное время: $t \approx 10^{12}$ с = 30 000 лет, что неплохо совпадает с характерной задержкой начала усиления вулканизма после экскурса (рис. 11-7), или, как следует из модели горячей Земли (главы 18-22), - импульса её расширения и последующего сжатия.

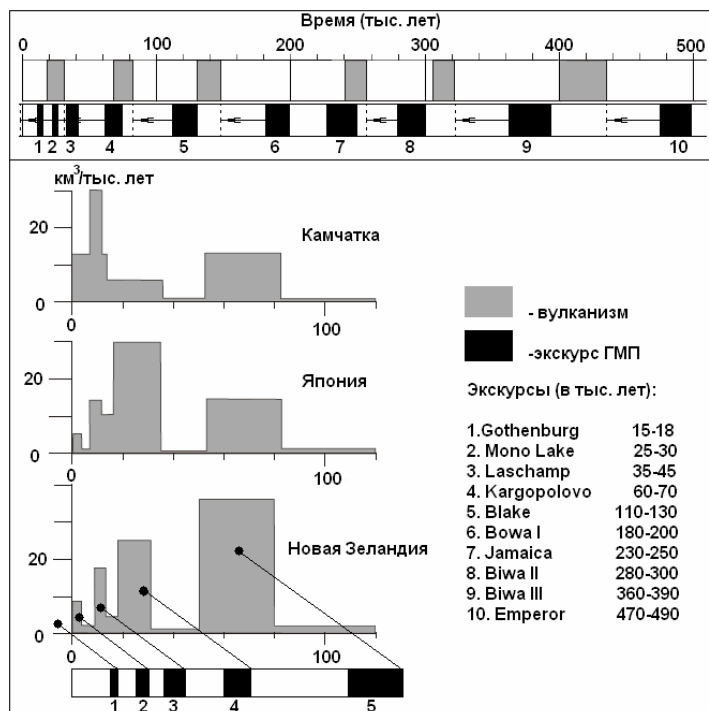


Рис. 11-7. Эксперсы ГМП предшествуют кратковременным периодам усиления вулканизма.

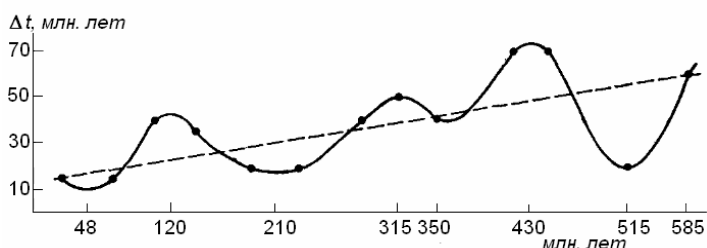


Рис. 11-8. Запаздывание начала тектонических фаз Δt относительно геомагнитных (Палеомагнитология, 1982)

Сравним полученный нами результат с аналогичной зависимостью запаздывания начала тектонических фаз Δt относительно геомагнитных (Палеомагнитология, 1982). Будем считать, что начала тектонических фаз, - совпадают с вулканизмом. Величина $\Delta t = t$, в нашем случае и равна ≈ 30 млн. лет, что на три порядка больше. Так как величина G измениться за время эволюции не должна меняться настолько, то, выходит, вязкость μ

должна быть на три порядка больше, что тоже маловероятно. По-видимому, наша оценка более правдоподобна.

Следуя этой логике, в настоящее время прошло примерно 30 тыс. лет после достаточно интенсивного экскурса Моно-Лайк. Следовательно, в наше время должно начаться усиление тектонической активности планеты. В явном виде этого пока не наблюдается, однако, если обратиться к данным института Вулканологии и Сейсмологии на Камчатке по вариации интенсивности вулканизма в течение последних 12 тыс. лет, то, можно считать, что такая тенденция действительно наблюдается (рис. 11-9).

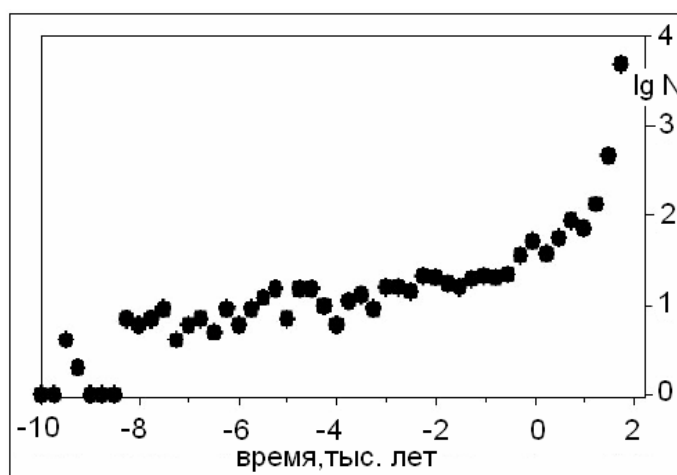


Рис. 11-9. Увеличение количества действующих вулканов за 12 тыс. лет. 2 – наше время.

11. 8. Магматизм Земли.

Механизм зарождения магм (Попов. 1995). Судя по распространению упругих волн и другим физическим характеристикам, современная кора и мантия Земли находятся в твердом состоянии. Жидкие магматические расплавы возникают сейчас и возникали в не очень далеком геологическом прошлом лишь эпизодически и на локальных участках. Известные на Земле интрузивные и вулканические породы связаны с источниками, которые расположены в интервале глубин от 15 до 250 км. С самыми глубинными мантийными источниками (150-250 км) сопряжены алмазоносные кимберлиты.

Возможно, перидотиты верхней мантии испытывают плавление и глубже, но возникающие при этом расплавы - не достигают доступных для наблюдения глубин. Основные породы - базальты и габбро - также зарождаются в верхней мантии. Под континентами источники этих пород находятся на глубине 50-150 км, а под океанами - возможно, и выше.

Материал континентальной земной коры сам неоднократно испытывал плавление с образованием разнообразных вторичных магм, главным образом кислых. Наименее глубинные коровые магматические очаги находятся на глубине около 15 км; с ними связаны многие гранитные плутоны.

По сравнению с радиусом Земли (6371 км) интервал глубин, где происходит магмаобразование (250-15 км), представляет тонкую приповерхностную пленку. Высказаны гипотезы о возможности существования значительно более глубоких источников магм вплоть до границы мантии и ядра. Однако реальность подобных предположений сомнительна, так как на столь больших глубинах температура плавления вещества мантии сильно превышает температуру природных магм и, кроме того, неясен механизм перемещения магматических масс на тысячи километров в обстановке огромного всестороннего сжатия.

Существуют три главных механизма зарождения магм в верхней мантии и земной коре (рис. 11-10) (Попов, 1995). Наиболее универсальным является нагревание выше температуры плавления глубинного вещества, т.е. выше температуры солидуса. Конкретные источники тепла известны лишь для коровых магматических очагов, которые возникают под тепловым воздействием мантийных магматических масс, нагретых до высокой температуры. Причины эпизодического и локального нагрева самого мантийного вещества во многом остаются неясными. Обычно нагрев связывают с выделением тепла при радиоактивном распаде U, Th, K; однако надо иметь в виду, что эти элементы сосредоточены в коре, а мантия бедна ими. Рассчитаны физические модели, связывающие нагрев глубинного вещества с выделением тепла от трения при пластических деформациях.

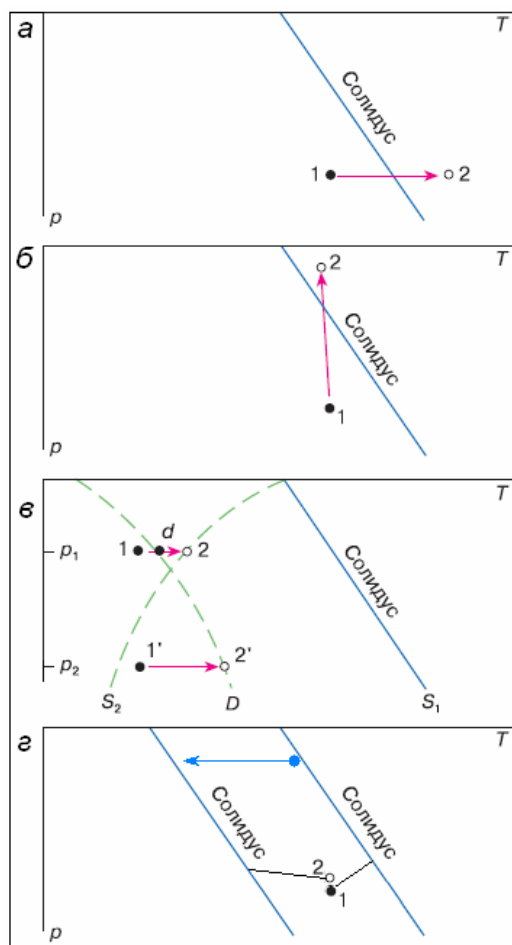


Рис. 11-10. Механизмы плавления, приводящие к образованию магм. Здесь T – температура, p – давление; солидус – линия, отделяющая условия существования твердого вещества (слева от линии).

(а) – Плавление путем нагревания при постоянном давлении: 1 – твердое вещество, 2 – частично расплавленное.

(б) – Плавление путем адиабатического подъема.

(в) – Плавление при дегидратации гидроксилосодержащего минерала: S_1 – солидус при отсутствии воды, S_2 – солидус насыщенного водой расплава, D – кривая дегидратации минерала. При нагревании на уровне p_1 в точке d происходит разложение минерала с выделением воды, которая растворяется в насыщенном водой расплаве в точке 2. Если нагревание осуществляется на уровне p_2 , то гидротация происходит в точке $2'$, и при этой температуре образуется расплав, содержащий растворенную воду, но не насыщенный ею.

В обоих случаях наличие воды значительно понижает температуру плавления по сравнению с «сухим» солидусом S_1 (Попов, 1995).

(2) – Гипотетический случай перемещения линии солидуса в область понижения температуры. Температура и давление не изменяются, а вещество при этом плавится.

Другим возможным механизмом зарождения магм служит адиабатический (почти изотермический) подъем нагретого вещества, при котором на некоторой глубине достигается температура солидуса. Этот механизм реализуется при быстром (в геологическом масштабе времени) перемещении крупных масс нагретого и пластичного глубинного материала.

Третий механизм связан с дегидратацией гидроксилсодержащих минералов, имеющих в горных породах. Распространенными минералами такого рода являются, например, слюды, которые при нагревании выделяют до 4 мас.% воды. Если в магматическом источнике имеется вода, то температура плавления силикатного вещества понижается на десятки и сотни градусов. Чем больше давление, тем больше воды может раствориться в силикатном расплаве и тем ниже температура, при которой расплав может оставаться в жидком состоянии. В отличие от "сухих" систем, не содержащих воды, насыщенные водой магматические расплавы характеризуются не положительным, а отрицательным наклоном линии солидуса в pT -координатах. Если в глубинном веществе имеются гидроксилсодержащие минералы, то при нагревании они разлагаются с выделением воды, которая растворяется в возникающем магматическом расплаве.

При любом способе плавления на начальной стадии процесса возникает очень мало магматической жидкости, и источник остается в эффективно твердом состоянии, представляя пористую среду, состоящую из межзернового расплава и твердого каркаса, еще не подвергшегося плавлению. В ходе дальнейшего плавления количество жидкой фазы возрастает, и наступает такой момент, когда источник превращается в эффективно жидкую магматическую суспензию - расплав с заключенными в нем тугоплавкими кристаллами. При этом механическая устойчивость магматического очага резко падает, и суспензия выжимается в область низкого давления. Переход от твердого состояния к жидкому происходит при условии, что доля расплава достигает примерно 40 объемных %.

В природных магматических очагах доля жидкой фазы обычно не превышает 20-30%, а во многих случаях составляет всего несколько процентов и менее. Другими словами, магмообразование почти всегда сводится не к полному, а лишь к частичному плавлению мантийного или корового вещества. Заметим, что даже при минимальных степенях плавления система пор, заполненных расплавом, оказывается связанной тончайшими межзерновыми каналами, и магматическая жидкость может быть выжата из твердого каркаса.

Физические свойства магм и механизм их подъема. Почти все магмы и возникающие при их затвердевании магматические горные породы имеют силикатный состав. Значительно реже и в несоизмеримо меньшем количестве образуются не силикатные магмы, например карбонатные. Последние являются продуктами частичного плавления карбонатизированных перидотитов верхней мантии, устойчивых на глубине более 80 км. Известны интрузивные карбонатиты магматического происхождения, состоящие из CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, MgCO_3 , $(\text{Na,K})_2\text{CO}_3$, а в Танзании один из современных вулканов извергает лавы, близкие по составу к соде. Однако эти породы являются геологической экзотикой. Почти все вулканические и интрузивные породы состоят из силикатов - кислородсодержащих соединений кремния.

Температура силикатных магм в момент зарождения варьирует от 1800-1600 до 600-500 °С. Максимальные оценки относятся к наиболее глубинным ультраосновным расплавам, возникающим при плавлении перидотитов верхней мантии, а минимальные - к наименее глубинным кислым магмам, образованным в земной коре и обогащенным водой или фтором, которые значительно понижают температуру плавления.

Плотность жидких магм равна 2,2-3,0 г/см³ и примерно на 10% ниже, чем плотность твердых пород соответствующего состава. Максимальная плотность характерна для глубинных мантийных магм, которые оказываются более плотными (тяжелыми), чем вещество континентальной земной коры (2,7-2,8 г/см³).

Важное значение имеет вязкость магм - свойство, определяющее их подвижность (текучесть). Вязкость магматических расплавов, которая зависит от состава и температуры, варьирует от 1 до 10⁸ Па.с. Наименьшей вязкостью (наибольшей подвижностью) обладают высокотемпературные магмы ультраосновного и основного составов, а наибольшая вязкость характерна для кислых магм, возникающих при относительно низкой температуре. Для сравнения заметим, что вязкость воды при комнатной температуре равна 10⁻³ Па.с, а эффективная вязкость твердого вещества коры и верхней мантии достигает 10¹⁸-10²³ Па.с.

Поскольку расплав легче, чем твердые породы (разность плотностей составляет около 0,5 г/см³), а его вязкость на 10-20 порядков ниже, магматические очаги механически неустойчивы, и расплав, возникающий при частичном плавлении, выжимается из связанной системы межзерновых пор, наподобие того, как выжимается вода из рыхлого осадка на дне моря или озера. (В том и другом случае жидкость выталкивается из пор под действием силы тяжести.) В результате этого расплав накапливается в верхней части области зарождения магм, а твердый остаток - в нижней. Как показывают расчеты, магматический расплав просачивается вверх со скоростью, измеряемой несколькими сантиметрами или метрами в год.

Скопления относительно легкой жидкости обладают некоторым избыточным давлением и начинают пробивать путь наверх самостоятельно, раздвигая стенки ранее существовавших трещин и заполняя плоские и линзообразные трещинные каналы. При этом скорость подъема не очень вязких магм может достигать километров и даже десятков километров в час.

Глубина, до которой может подняться расплав, определяется общим его количеством, соотношением плотностей расплава и вмещающих твердых пород, а также соотношением между температурой и содержанием растворенной в расплаве воды.

Чем глубже зарождаются магмы, тем обычно меньше степень частичного плавления и меньше общая масса возникшего расплава. По-видимому, многие малые выплавки не достигают приповерхностной зоны и затвердевают на относительно небольшом расстоянии от места зарождения.

Магмы, возникшие выше поверхности Мохоровичича, легче, чем материал земной коры, и такие расплавы сохраняют шанс достичь дневной поверхности. Плотность расплавов мантийного происхождения может быть выше, чем плотность твердых пород, образующих земную кору, и такие расплавы могут не дойти до поверхности. Расплав остановится, когда положительное избыточное давление, накопленное в столбе расплава ниже поверхности Мохоровичича, будет компенсировано отрицательным избыточным давлением выше этого уровня. Очевидно, что при прочих равных условиях магмы, связанные с более глубинными мантийными источниками, могут подняться выше, чем расплавы, образованные непосредственно под нижней кромкой земной коры.

Поскольку температура плавления силикатного вещества, не содержащего воды, уменьшается по мере снятия давления, относительно легкий "сухой" расплав может достичь дневной поверхности. Если же расплав содержит растворенную воду, то предельная высота подъема определяется линией солидуса для насыщенного водой расплава, и водосодержащие магмы, не сильно перегреты относительно солидуса, затвердевают в виде интрузивных тел, не доходя до дневной поверхности. Соотношения, показанные на рисунке 3, находят прямое геологическое подтверждение: среди основных пород, образованных при затвердевании практически безводных высокотемпературных (~1200 °C) расплавов, преобладают вулканические породы - базальты, а среди кислых

пород, возникших при затвердевании водосодержащих магм, нагретых не более чем на 800-900 °С, наиболее распространены интрузивные породы - граниты.

Затвердевание магматических расплавов. Высокая скорость подъема является причиной того, что расплавы начинают затвердевать, лишь достигнув дневной поверхности или заполнив какую-либо промежуточную камеру на глубине. Форма и размер возникающих при этом кристаллов определяется степенью переохлаждения расплава относительно равновесной температуры кристаллизации, что, в свою очередь, зависит от темпа охлаждения. При быстром остывании магматических тел достигается высокая степень переохлаждения, и в этих условиях вместо хорошо ограненных кристаллов появляются скелетные формы причудливых очертаний. О том, что такое скелетный кристалл, можно судить по форме снежинок, которые представляют скелетные кристаллики льда.

При кристаллизации магматических расплавов сначала возникают точечные зародыши кристаллов, которые затем увеличиваются в размерах. Линейные размеры кристаллов определяются соотношением скоростей образования зародышей (количеством зародышей в единице объема в единицу времени) и их последующего роста (приращение длины или ширины кристалла в единицу времени). Обе скорости являются функциями переохлаждения расплава (ΔT) и достигают экстремума при определенных величинах ΔT . При малом переохлаждении скорость возникновения зародышей мала, а скорость их роста велика; в результате возникают крупнозернистые кристаллические агрегаты, состоящие из относительно небольшого числа крупных кристаллов. При значительном переохлаждении скорость образования зародышей достигает максимума, а скорость роста каждого зародыша падает; как следствие этого формируются мелкозернистые магматические породы. Максимальное переохлаждение достигается при затвердевании тонких лавовых потоков, а минимальное - при кристаллизации крупных интрузивных тел. Отсюда и разница в структуре вулканических и интрузивных пород.

11. 9. Модели вулканического извержения.

Физика вулканизма остается практически неизвестной. Как образуются вулканы, как они существуют, чем оканчивается их существование, все эти вопросы не имеют однозначных ответов. Ситуация с вулканами примерно такая же, что и с землетрясениями. Очевидно одно, что это «родственные» явления. Они зачастую происходят в одних и тех же регионах. Для того чтобы убедиться в этом, стоит сравнить карты расположения землетрясений и вулканов. По-видимому, справедливо утверждение, что оба явления – это способы сбросить Землей излишнюю тектоническую нагрузку. Если процесс сброса происходит в упругой среде – следует землетрясение, если – вязкой, - вулкан.

В отличие от землетрясения, приносящего значительно больше проблем человеку, чем вулкан, и моделей его образования значительно меньше, меньше и публикаций. Рассмотрим две модели извержения из этого небольшого числа, выполненных сравнительно недавно.

В первой из них автором (Мельник, 2002) была создана новая гидромеханическая теория динамики вулканических извержений (рис. 11-11). Магма истекает из очага извержения, расположенного в земной коре, в котором под давлением находится магма, содержащая расплав, кристаллы и растворенный газ. Течение в канале вулкана, связывающем очаг с земной поверхностью, в общем случае можно разбить на три области (рис. 11-11). В нижней части канала, где давление p больше, чем давление насыщения растворенного газа $p_0 = (c_0/k_0)^2$ (c_0 - начальное содержание растворенного газа, k_0 - коэффициент растворимости) течение гомогенно и имеет место обычная модель вязкой жидкости. В средней области, где $p < p_0$ имеет место течение пузырьковой жидкости. По мере подъема магмы в следствие ее дегазации и декомпрессии, происходит рост пузырьков. За счет вязкого сопротивления их расширению давление в растущем пузырьке падает медленнее, чем давление в жидкости, что приводит к большим избыточным

давлениям в растущем пузырьке $\Delta p = p_g - p_m$ (p_g - давление в пузырьке, p_m - давление в магме). По-видимому, есть основание считать, что когда Δp превышает критическое значение, происходит разрушение (фрагментация) пузырьковой среды.

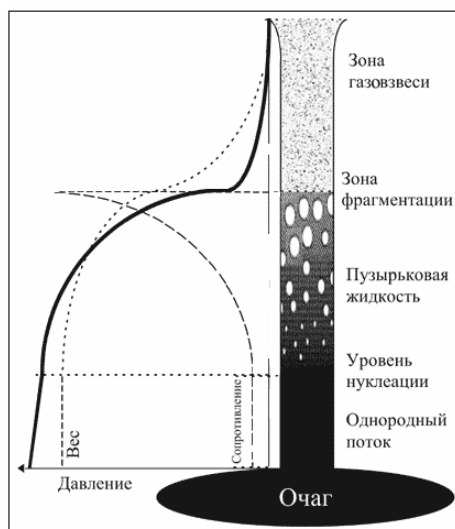


Рис 11-11. Схема течения магмы в канале вулкана в режиме взрывного извержения.

Конкурирующим процессом, приводящим к падению избыточного давления, является слияние пузырьков с образованием подвижной пористой среды и оттоком газа через систему взаимосвязанных пузырьков. Ранее такая постановка при моделировании не рассматривалась.

После фрагментации магмы в третьей верхней области происходит течение газозвеси с мелкими и более крупными частицами. Процессы, происходящие в зоне фрагментации наиболее сложны и во многом определяют характер извержения. Зона фрагментации разделяет область тяжелой высоковязкой магмы и легкой газозвеси, сопротивление движению которой, определяющееся турбулентной вязкостью газа, пренебрежимо мало. Поэтому суммарное сопротивление канала вулкана и средний вес смеси определяется положением уровня фрагментации в канале.

В другой модели (Ogden, et al. 2008) рассматривается модель извержения в которой колонны взрывного извержения вулкана подразделяются на область газового удара взрывом газа и конвектирующего плюма. Если давление в жерле вулкана выше атмосферного, то в области ударной волны наблюдается избыточное давление, и она развивается в виде набора стоячих ударных волн. Используя псевдогауссовское приближение для смеси тефры и газа, можно численно смоделировать влияние ударных волн на область газового удара. Это моделирование рассматривает свободнотруйную декомпрессию жерла в неизменном состоянии с высоким давлением при условии отсутствия гравитации. Из результатов (Ogden, et al. 2008) следует, что интенсивность и положение стоячих ударных волн определяется давлением в жерле и его радиусом. Эти факторы контролируют размеры области газового удара и свойство вертикального теплового потока в конвективный плюм (рис. 11-12). При нарастании избыточного давления область газового удара расширяется, образуя внешнюю оболочку, в которой эруптивный материал движется со скоростью, большей, чем в центре колонны. Радиус этой оболочки линейно зависит от радиуса жерла и от квадратного корня избыточного давления. Структура оболочки приводит к возникновению кольцевого профиля вертикального теплового потока в основании конвективного плюма, что полностью расходится с общепринятым Гауссиановским или цилиндрическим профилем. Нами

показано, что магнитуа расширения больше, чем предсказывалась произведенным ранее анализом, и поэтому после расширения средние вертикальные скорости намного ниже. Эти новые взаимосвязи между давлением в жерле и расширением плюма в сочетании с наблюдениями за диаметром плюма могут быть использованы, чтобы наложить ограничения на давление в жерле.

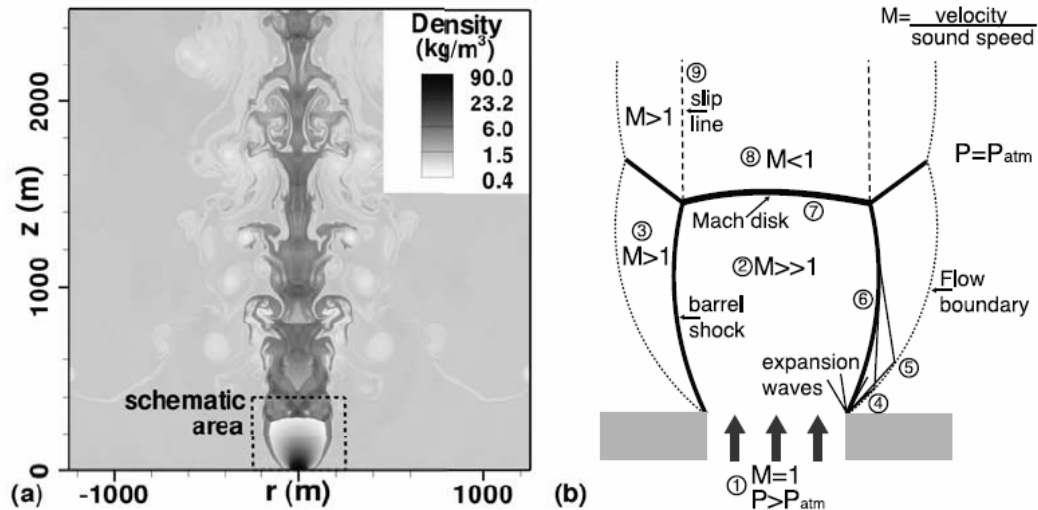


Рис. 11-12. *a)* Общий вид сжатого давлением вулканического потока; *b)* схема, показывающая, как поток жидкости выходит из форсунки со звуковой скоростью и давлением, большим, чем атмосферное (1), поток испытывает расширение Прандтля-Майера и быстро ускоряется, достигая больших чисел Маха: $M \gg 1$ (2, 3), при этом его плотность и давление – уменьшаются. В районе форсунки формируются волны сжатия, которые отражаются от стенки камеры (5). Волны фокусируются и формируют ударную волну в области диска Маха (7) перпендикулярно потоку. Волны с большой скоростью пересекают диск Маха и затем резко замедляются, что приводит к возрастанию плотности и давления в потоке. Поток делится на медленный и быстрый, - с турбулентным переносом вещества вдоль стенки камеры (9). Параметры потока зависят от размера форсунки и режима адиабатического расширения.

11.10. Вулканы и климат.

Оценим влияние одного из самых сильных вулканических извержений, произошедших на Земле на климат. Извержение вулкана Тоба ($\text{VEI} = 8$) произошло примерно 70 тыс. лет тому назад. При этом в стратосферу было выброшено, по разным оценкам, от 500 до 5000 млн. тонн аэрозолей (рис. 11-13). Концентрация пыли, вмороженной в лед, достигала в этот период времени 1 r.p.m. После этого извержения наличие пыли в стратосфере отмечалось практически непрерывно в течение 60 тыс. лет, возрастая после очередного сильного извержения и уменьшаясь в промежутках между ними.

Роль стратосферного аэрозоля вулканического происхождения (вулканической пыли) в изменении климата, в частности – похолодании, - хорошо изучена; это явление получило название «вулканическая зима». Величина понижения температуры поверхности Земли после сильных эксплозивных извержений современных вулканов оценена. Так, например, извержение вулкана Тамбора (Индонезия, 1815) самое сильное ($\text{VEI} = 7$) из произошедших за последние 200 – 300 лет, привело к тому, что в течение 2-3 лет концентрация пыли во льду Гренландии достигала 94 r.p.b. (1 r.p.b. = 10^{-9}). Однако, извержения, которые произошли на памяти человека, на порядки уступают извержениям супервулканов.

Оценим концентрацию вулканических аэрозолей в стратосфере, учитывая, что они занимают не весь объем атмосферы, а сосредоточены в слое толщиной, порядка, 1 км на высоте 15 - 20 км. Для начала сделаем общую оценку концентрации пыли. Масса атмосферы, как известно, $\approx 5 \cdot 10^{15}$ тонн, масса СА может достигать, как это было при извержении Тоба, значения $5 \cdot 10^9$ тонн, объемная концентрация аэрозолей $10^{-6} = 1 \text{ p.p.m.}$ Эта величина, по данным рис. 11-13, соответствует концентрации пыли в слое льда, образовавшегося в период времени извержения Тоба. Казалось бы, мы получили соответствие величин концентраций, однако, учитывая то, что аэрозоль находится в сравнительно тонком слое, объемная концентрация аэрозолей в этом слое должна быть значительно выше.

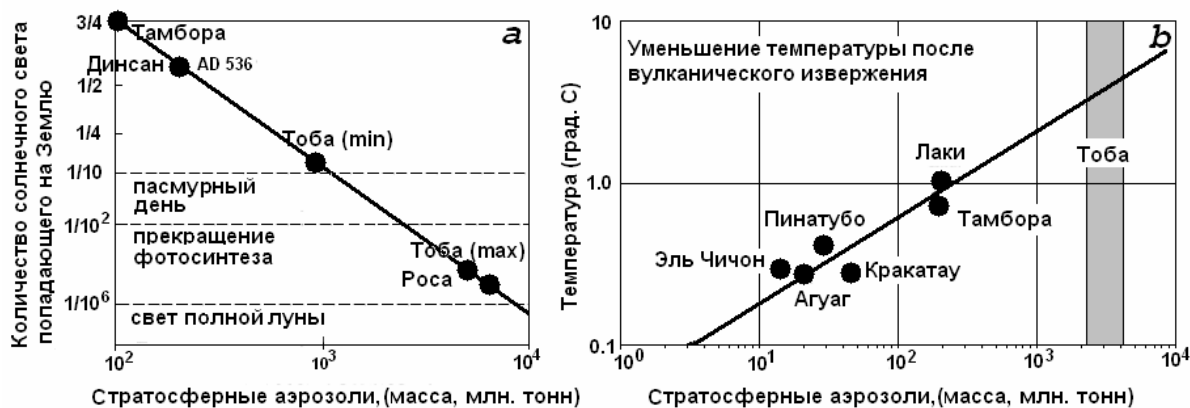


Рис. 11-13. а - экранирование солнечного света СА эксплозивных вулканических извержений. Нижняя шкала: масса аэрозоля, выброшенного в стратосферу, при извержении. Шкала слева: количество солнечного света попадающего на Землю. б- понижение температуры поверхности Земли в зависимости от массы аэрозоля.

Поверхностная плотность пыли, от которой зависит пропускание солнечного излучения к поверхности Земли, не зависит от того, расположены пылинки в тонком слое или по всему объему атмосферы. Если площадь поверхности Земли равна $5 \cdot 10^{18} \text{ см}^2$, то поверхностная плотность пыли в случае извержения вулкана Тоба составляет около $10^{-3} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2}$. Попытаемся оценить этот параметр по характеристикам льда. Отметим, что в кернах льда пыль распределена неравномерно. Характерное время нарастания концентрации пыли от извержения Тоба составляет 1 – 2 тыс. лет. Средняя скорость образования льда равна, примерно, 1,5 см в год, и толщина льда, образовавшегося в период накопления пыли от извержения вулкана Тоба, достигает, примерно, 20 м, что соответствует поверхностной плотности пыли во льду $\sim 10^{-3} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2}$. Полагая, что пыль была сосредоточена в слое атмосферы толщиной 1 км, расположенным на высоте 20 км, и если масса пылинки равна 10^{-14} г , то концентрация пыли в этом слое достигала 10^6 см^{-3} . Поскольку плотность воздуха на такой высоте составляет, примерно, $10^{-4} \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$, то получим реальную концентрацию пыли в таком слое, равную 100 p.p.m. Таким образом, концентрация пылевого аэрозоля в слое атмосферы может на два порядка превышать концентрацию, регистрируемую во льду и осадках. Поскольку поверхностная плотность пыли составляет $10^{-3} \text{ г} \cdot \text{см}^{-2}$, то при плотности вещества в конденсированном состоянии, равной, примерно, $1 \text{ г} \cdot \text{см}^{-3}$ толщина слоя этого вещества будет равна 10 мкм. При извержениях супервулканов, таких как Тоба, образуется большое количество мелкодисперсной минеральной вулканической пыли, способной существовать в стратосфере десятки тысяч лет. По оценкам, количество такой пыли достигало 0,8% в веществе извержения при общем количестве пыли, равном почти $2 \cdot 10^{10}$ тонн, то есть около $2 \cdot 10^8$ тонн.

11. 11. Вулканическая опасность.

Исследуя давно потухший вулкан Тоба на острове Суматра, геолог Майкл Рампино из Нью-Йоркского университета восстановил картину его катастрофического извержения 73 тысячи лет назад. По его расчетам, из чудовищного кратера вместе с тучами пыли и пепла было выброшено тогда до трех миллиардов тонн сернистого ангидрида. В результате губящие растительность сернистые дожди лились на землю в течение шести лет, — это показали образцы из глубинных слоев ледяного щита Гренландии. Если добавить к этому пылевые тучи, надолго сокрывшие солнце, — то получается нечто похожее на картину “ядерной зимы”. Рампино считает, что это “мега-извержение” и явилось причиной зафиксированного антропологами именно в ту эпоху демографического краха, когда, как считают, на всей Земле осталось не больше десяти тысяч наших первобытных предков.

В 1999 году английский геолог профессор Макгир подготовил для правительства Великобритании специальный доклад, в котором заявил, что, по его расчетам, вулкан Йеллоустон должен взорваться в 2074 году. Конечно, с ним согласны не все вулканологи. Некоторые полагают, что это может случиться значительно раньше.

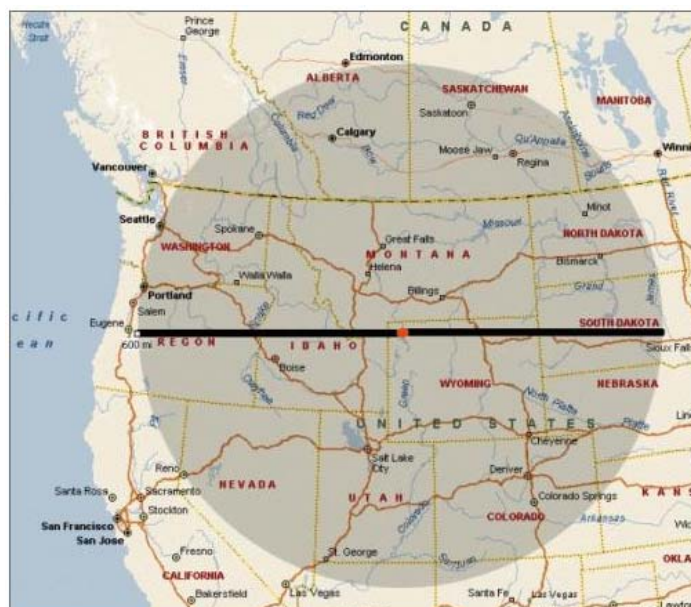


Рис. 11-14. Оценка зоны поражения США при извержении супервулкана Йеллоустон.

Приведем просчитанный сценарий, по которому будут развиваться события при извержении Йеллоустона:

За несколько дней до взрыва земная кора «взбухает», то есть поднимется на несколько метров. При этом почва нагреется до 60-70°C. В атмосфере резко вырастет концентрация сероводорода и гелия. Все это послужит сигналом к началу массовой эвакуации населения. Взрыв будет сопровождаться мощнейшим землетрясением, которое будет ощущаться во всех точках планеты. Скальные куски подбросит на высоту до 100 км. Падая, они накроют собой гигантскую территорию — несколько тысяч квадратных километров. После взрыва кальдера начнет извергать лавовые потоки. Скорость потоков составит несколько сот километров в час. В первые же минуты после начала катастрофы будет уничтожено все живое радиусе более 700 км и почти все — в радиусе 1200 км. Причем погибать люди будут в основном не из-за того, что засыплет пеплом или зальет лавой, а из-за удушья и отравления сероводородом. Извержение будет продолжаться несколько суток. За это время улицы Сан-Франциско, Лос-Анджелеса и других городов

Соединенных Штатов Америки будут завалены полутораметровыми «сугробами» из вулканического шлака (эта субстанция есть не что иное, как перемолотая в пыль хорошо всем знакомая пемза). Все Западное побережье США превратится в одну огромную мертвую зону.

Обратимся к фактам последствий катастрофических извержений вулканов, имевших место на Земле:

После 1600 в результате извержений и связанных с ними селей и цунами погибло 168 тыс. человек, жертвами болезней и голода, возникших после извержений, стали 95 тыс. человек. Вследствие извержения вулкана Монтань-Пеле в 1902 погибло 30 тыс. человек. В результате схода селей с вулкана Руис в Колумбии в 1985 погибли 20 тыс. человек. Извержение вулкана Кракатау в 1883 привело к образованию цунами, унесшего жизни 36 тыс. человек.

Характер опасности зависит от действия разных факторов. Лавовые потоки разрушают здания, перекрывают дороги и сельскохозяйственные земли, которые на много столетий исключаются из хозяйственного использования, пока в результате процессов выветривания не сформируется новая почва. Темпы выветривания зависят от количества атмосферных осадков, температурного режима, условий стока и характера поверхности. Так, например, на более увлажненных склонах вулкана Этна в Италии земледелие на лавовых потоках возобновилось только через 300 лет после извержения.

Вследствие вулканических извержений на крышах зданий накапливаются мощные слои пепла, что грозит их обрушением. Попадание в легкие мельчайших частиц пепла приводит к падежу скота. Взвесь пепла в воздухе представляет опасность для автомобильного и воздушного транспорта. Часто на время пеплопадов закрывают аэропорты.

Пепловые потоки, представляющие собой раскаленную смесь взвешенного дисперсного материала и вулканических газов, перемещаются с большой скоростью. В результате от ожогов и удушья погибают люди, животные, растения и разрушаются дома. Древнеримские города Помпеи и Геркуланум попали в зону действия таких потоков и были засыпаны пеплом во время извержения вулкана Везувий.

Вулканические газы, выделяемые вулканами любого типа, поднимаются в атмосферу и обычно не причиняют вреда, однако частично они могут возвращаться на поверхность земли в виде кислотных дождей. Иногда рельеф местности способствует тому, что вулканические газы (сернистый газ, хлористый водород или углекислый газ) распространяются близ поверхности земли, уничтожая растительность или загрязняя воздух в концентрациях, превышающих предельные допустимые нормы. Вулканические газы могут наносить и косвенный вред. Так, содержащиеся в них соединения фтора захватываются пепловыми частицами, а при выпадении последних на земную поверхность заражают пастбища и водоемы, вызывая тяжелые заболевания скота. Таким же образом могут быть загрязнены открытые источники водоснабжения населения.



Рис. 11-15. Камчатские вулканы в окрестности г. Петропавловск-Камчатский: слева Корякский, справа – Авачинский.

На рис. 11-15 показаны два вулкана Корякский, считавшийся до декабря 2008 г. потухшим и Авачинский, взорвавшийся примерно 4 тыс. лет тому назад и вырастающий с того времени. Как показывает реконструкция по древнему конусу вулкана, он был, возможно, одной высоты (или даже выше) с Корякским. Корякский вулкан, считавшийся потухшим, ожил в декабре 2008 года. На боковом склоне, обращенном от города возникли несколько микрократеров (на январь 2009), из которых идет выброс пара с пеплом и незначительное излияние магмы. Разрушение Авачинского вулкана, произошедшее 4 тыс. лет тому назад, привело к перекрытию русла реки Авача, которая, до взрыва, впадала в Авачинский залив. После взрыва и разрушения вулканического конуса, река изменила русло и стала впадать в Авачинскую губу.

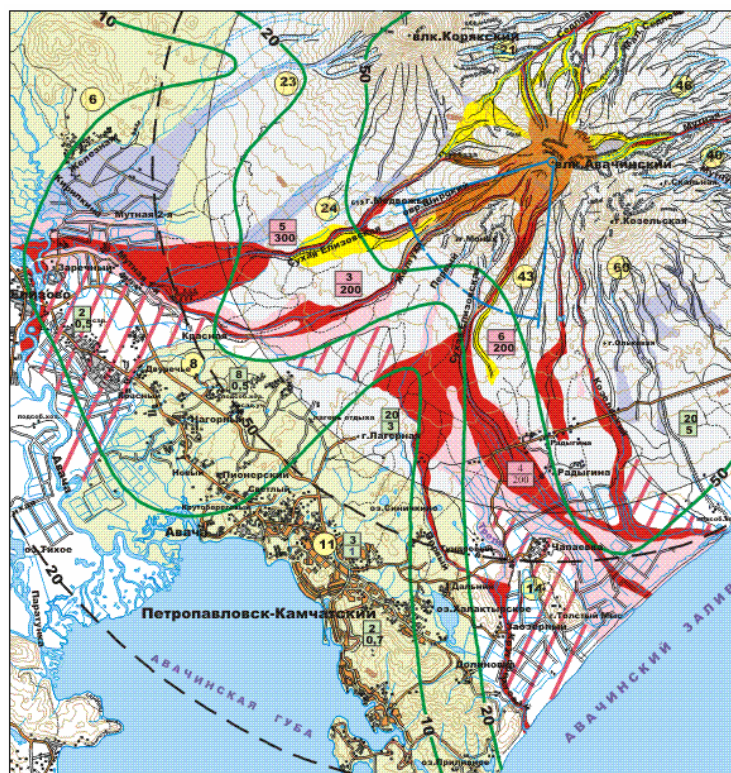


Рис. 11-16. Окрестности вулкана Авача. Коричневые и красные области – потоки лавы. Штрихованная область – поднятия, возникшие за счет выброса материала конуса вулкана.

Прогноз извержений. Для прогноза извержений составляются карты вулканической опасности с показом характера и ареалов распространения продуктов прошлых извержений (рис. 11-16), и ведется мониторинг предвестников извержений. К таким предвестникам относится частота слабых вулканических землетрясений; если обычно их количество не превышает 10 за одни сутки, то непосредственно перед извержением возрастает до нескольких сотен. Ведутся инструментальные наблюдения за самыми незначительными деформациями поверхности. Точность измерений вертикальных перемещений, фиксируемых, например, лазерными приборами, составляет $\sim 0,25$ мм, горизонтальных - 6 мм, что позволяет выявлять наклон поверхности всего в 1 мм на полкилометра. Данные об изменениях высоты, расстояния и наклонов используются для выявления центра вспучивания, предшествующего извержению, или прогибанию поверхности после него. Перед извержением повышаются температуры fumarol, иногда изменяется состав вулканических газов и интенсивность их выделения.

Предвестниковые явления, предшествовавшие большинству достаточно полно документированных извержений, сходны между собой. Однако с уверенностью предсказать, когда именно произойдет извержение, очень трудно.

Вулканологические обсерватории. Для предупреждения возможного извержения ведутся систематические инструментальные наблюдения в специальных обсерваториях. Самая старая вулканологическая обсерватория была основана в 1841-1845 на Везувии в Италии, затем с 1912 начала действовать обсерватория на вулкане Килауэа на о.Гавайи и примерно в то же время - несколько обсерваторий в Японии. Мониторинг вулканов проводится также в США (в т.ч. на вулкане Сент-Хеленс), Индонезии в обсерватории у вулкана Мерапи на о. Ява, в Исландии, России Институтом вулканологии РАН (Камчатка), Рабауле (Папуа - Новая Гвинея), на островах Гваделупа и Мартиника в Вест-Индии, начаты программы мониторинга в Коста-Рике и Колумбии.

11. 12. Вулканизм планет и их спутников Солнечной системы.

Вулканы известны не только на Земле. На снимках, сделанных с космических аппаратов, обнаружены огромные древние кратеры на Марсе (рис. 11-17) и множество действующих вулканов на Ио, спутнике Юпитера. Исследование вулканизма на телах Солнечной системы в последние годы привело к массе экзотических открытий и неожиданных находок. Примечательно, что самые захватывающие события и явления связаны с телами, находящимися во внешней части Солнечной системы, точнее - со спутниками планет-гигантов.

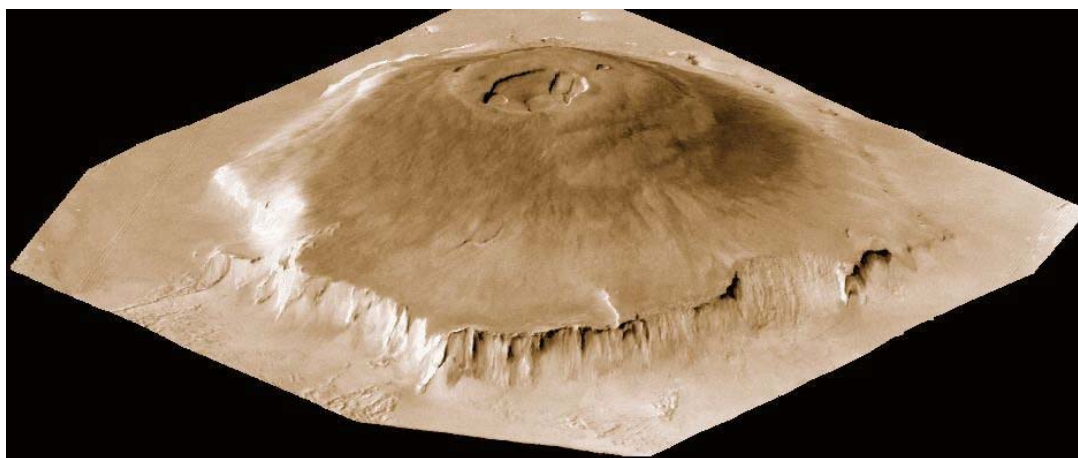


Рис. 11-17. Вулкан Олимп на Марсе.

Луна. Принято считать вулканическими чертами ландшафта на Луне извилистые каналы длиной до 340 км и шириной до 3 км. Н.А. Козырев был одним из немногих, которые считали, что спутники планет не мертвы, а живы «энергией времени» и поэтому должны проявлять вулканическую и тектоническую активность. И действительно, он сам наблюдал вулканическое извержение на Луне в кратере Альфонс.

Меркурий. Во время полета космического зонда «Маринер-10» в 1974-1975 годах были обнаружены лавовые потоки.

Венера. Она обладает очень плотной атмосферой и облачным слоем, не позволяющими наблюдать рельеф в оптическом диапазоне. Радиолокационные наблюдения показывают, что Венера отличается от земли. На ней нет современного активного вулканизма и не

наблюдаются элементы тектоники плит. Вулканы (всего выявлено 1100 вулканов) ещё существовали на Венере примерно 300 млн. лет назад.

Марс. На Марсе, так же как и на Венере, активный вулканизм прекратился. Обнаружено большое количество вулканов, среди них 22 огромных, с диаметром основания 50 км. Среди них самый молодой вулкан в провинции Тарсис и самый крупный в Солнечной системе, это пик Олимп (рис. 11-17).

Ио. Открытие вулканов на Ио было одной из важных вех в изучении Солнечной системы. Впервые они были замечены во время пролета космического зонда «Вояджер-1» в 1979 году и с тех пор были изучены с большой подробностью зондом «Галилей» в 1995 году.

Некоторые факторы, известные до полетов космических аппаратов в область Юпитера, могли бы натолкнуть на мысль о существовании активности недр Ио. Средняя плотность Ио ($3,53 \text{ г/см}^3$) указывает на то, что спутник практически целиком состоит из горных пород в отличие от его ближайших соседей - Европы, Ганимеда и Каллисто. Телескопические наблюдения выявили распространяющийся по орбите Ио "газовый шлейф", в составе которого оказались сера, натрий, калий и кислород (как мы теперь знаем это - продукты выбросов из недр спутника). И, тем не менее, когда снимки, полученные с космического аппарата "Вояджер-1", продемонстрировали существование на Ио около десятка действующих вулканов, это стало событием в исследованиях Солнечной системы. Температура в центрах извержений (эруптивных центрах) достигала 700 К и выбросы со скоростью 1000 м/с поднимались на высоту до 300 км над поверхностью. Анализ всей серии изображений показал, что каждую секунду действующие эруптивные центры выбрасывают около 100000 тонн вещества. Этого количества достаточно для того, чтобы покрыть всю поверхность Ио слоем в несколько десятков метров за несколько миллионов лет. По-видимому, этим объясняется полное отсутствие ударных кратеров на изученной поверхности спутника: погребение ударных структур под слоем вулканического материала идет с большей скоростью, чем их появление в результате падения метеороидов или комет.

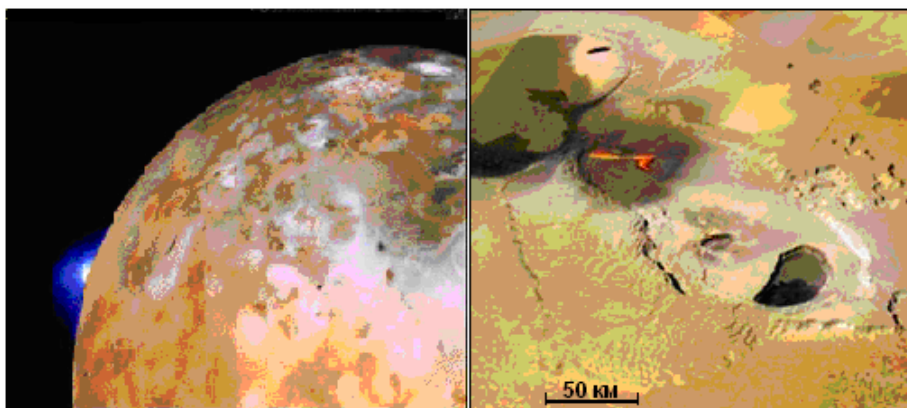


Рис. 11-18. Действующий супервулкан на спутнике Юпитера – Ио.

В настоящее время наиболее вероятным энергетическим источником вулканизма на Ио считают приливный разогрев недр спутника. Как и большинство спутников в Солнечной системе, Ио обращается вокруг Юпитера синхронно, т.е. период осевого вращения спутника равен периоду его обращения вокруг планеты. Ио находится на орбите близко расположенной к Юпитеру, в результате чего образуется приливной горб величиной в несколько километров. Небольшой эксцентриситет орбиты (0,004) приводит к явлениям, аналогичным либрациям Луны в процессе ее вращения вокруг Земли. Одновременно, под влиянием соседних Европы и Ганимеда возникают возмущения

эксцентриситета орбиты, что вызывает периодические изменения амплитуды приливных деформаций в коре Ио. Такая постоянная пульсация предположительно тонкой коры (толщиной не более 20 - 30 км) обеспечивает энерговыделение, достаточное для расплава недр спутника, что и выражается в интенсивной вулканической активности. Оценки, сделанные на основе измерений теплового потока, исходящего из "горячих" областей Ио, показывают, что приливной механизм способен генерировать до 10^8 мегаватт энергии, что более, чем в 10 раз превышает суммарную величину энергии, потребляемой всем человечеством на Земле.

Другие спутники. Модель приливного разогрева недр в некоторой степени применима и к Европе, место которой в системе Юпитера также предполагает существование пульсирующих деформаций этого спутника. Средняя плотность Европы несколько меньше, чем средняя плотность Луны и составляет $2,97 \text{ г/см}^3$. Эта величина связана с тем, что спутник примерно на 20% по массе состоит из водяного льда, образующего мощную (до 100 км) кору и частично расплавленную (водно-ледяную) мантию, и на 80% из силикатных пород, составляющих разогретое ядро. На поверхности Европы нет эруптивных центров и следов недавних выбросов. В то же время, практически нет и ударных кратеров - обнаружено всего лишь три образования размером больше 5 км, имеющих определенно экзогенное происхождение. На соседних Каллисто и Ганимеди плотность ударных кратеров во много раз выше и в отдельных местах приближается к плотности кратеров на Луне. Следовательно, процессы погребения ударных структур на Европе проходят довольно быстро, хотя и не столь бурно, как на Ио.

Свидетельством значительной активности недр служит, в частности, глобальная сеть тектонических разломов, покрывающая всю ледяную поверхность Европы. Трещины, имеющие ширину от 20 до 200 км, простираются на тысячи километров. Перепады высот на поверхности в среднем не превышают 100 м. Подобное отсутствие выраженных форм рельефа (поверхность Европы выглядит как покрытый льдом водоем), по-видимому, служит указанием на существование подповерхностного глобального океана жидкой воды. Его предполагаемая глубина может достигать 50 км, что делает Европу единственным, исключая Землю, телом Солнечной системы, где вода в жидком состоянии встречается в таком огромном объеме.

Другим доказательством движения вещества из недр спутника служит наличие в поверхностном слое примеси горных пород, относящихся, как было указано выше, к составу ядра. Наличие на поверхности вещества из ядра спутника служит общей характеристикой мощности внутренних процессов на Европе, которые способны обеспечить прорыв силикатного материала из глубины через 50-километровый слой водной мантии и 100-километровый слой ледяной коры.

Более загадочным примером может служить вулканическая активность спутника Нептуна - Тритона. Для обозначения этих процессов пришлось ввести специальный экзотический термин - криовулканизм, т.е. вулканизм при низких температурах. Внешние проявления криовулканизма потрясают воображение: из поверхности, покрытой замерзшим азотом и имеющей температуру около 38 К, выбивается гейзер высотой около 8 км при толщине столба выброса от 20 м до 2 км. На снимках, сделанных космическим аппаратом "Вояджер-2" в 1989 г., были зафиксированы два действующих извержения. Выбросы развеивались ветром с востока на запад на значительное расстояние (более 100 км) и, осаждаясь на поверхность, оставляли следы в виде протяженных темных полос-шлейфов. По таким шлейфам в южной полярной области спутника было отождествлено еще около 50 ранее действовавших извержений.

Тритон имеет диаметр около 2700 км и его средняя плотность составляет $2,0 \text{ г/см}^3$. По массе спутник состоит на 70% из силикатов и на 30% из льдов, в состав которых входят N_2 , CO и CH_4 . Для объяснения криовулканизма, наблюдаемого на Тритоне, предложено несколько механизмов, включая и описанный выше приливной разогрев.

Предполагают также, что криовулканические процессы имеют приповерхностный источник энергии, когда при многослойной структуре верхних слоев льда в одном из слоев происходит аккумуляция слабого здесь солнечного тепла. Постепенно накапливаясь, внутреннее давление достигает уровня, достаточного для гигантского выброса. Какова природа криовулканизма в действительности, еще предстоит решить.

Сайты:

<http://www.volcano.si.edu/gvp/>

<http://www.iavcei.org/>

<http://www.ssd.noaa.gov/VAAC/>

<http://www.hotspot.higp.hawaii.edu/>

<http://www.geo.mtu.edu/volcanoes/>

Литература

Мельник О.Э. Гидродинамика вулканических извержений сильновязких газонасыщенных магм. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора физико-математических наук. Москва, МГУ. 2002

Палеомагнитология, под ред. А.Н. Храмова Л.: Недра. 1982. 312 с.

Попов В.С. Магматизм Земли. Соросовский образовательный журнал. 1995. № 1. С. 74-81.

Ротери Д. Вулканы. М.: ФАИР-ПРЕСС. 2004. 377 с.

Фролова Т.И. Вулканизм и его роль в эволюции Земли. Соросовский Образовательный Журнал. 1996. N2. С.74-81.

Ogden D.E., et al. Numerical simulations of volcanic jets: Importance of vent overpressure. J. Geophys. Res. 2008. V. 113, doi: 10.1029/2007/JB005133.