

*“... естественные сочетания элементарных склоновых процессов, выявляющиеся по обусловленным ими и реально наблюдаемым в природе типам эволюции морфологии склонов, мы только и будем понимать как особые самостоятельные формы склоновой денудации”.*

Е.В. Шанцер, 1966

## ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ИСЛАНДИИ

А.Р. Гептнер

Склоновые отложения, синхронные вулканическим извержениям, обычно не образуют мощных толщ и, в общем, не играют большой роли в строении каких-либо геологических сооружений Исландии. Однако выявление их в составе вулканогенно-осадочных и вулканогенных образований и характер соотношения с другими типами отложений помогает установить основные черты обстановки вулканических извержений и некоторые особенностей строения и развития вулканических сооружений.

Рассмотрим кратко геологическое строение Исландии. Основную роль в строении острова играют неоген-четвертичные и современные вулканические породы. Осадочные отложения составляют 5–10% в составе неогеновых толщ и заметно больше в четвертичных и современных отложениях.

Вулканогенные образования в Исландии традиционно подразделяются на четыре разновозрастных комплекса: “третичных базальтов” (миоцен-нижний плиоцен, 16–3 млн лет), “древних серых базальтов” (верхний плиоцен – плейстоцен, 3–0,7 млн лет), палагонитовую формацию, или формацию Моуберг (плейстоцен, 1,8–0,7 млн лет) и современные вулканиты (голоцен – исторические извержения) [Saemundsson, 1979, Перфильев и др., 1991]

В толще миоценовых плато-базальтов выделено несколько маломощных стратиграфических горизонтов, к которым приурочены осадочные (лигнит), вулканотерригенные и рыхлые вулканогенные (разнообразная тефра) отложения. Каждый такой стратиграфический горизонт состоит из отдельных линз или их переслаивания с лавовыми пачками прослеживающимися в толще платобазальтов на десятки и первые сотни километров.

Плиоценовые и четвертичные “древние серые базальты” приурочены к обрамлению неовулканической зоны. Комплекс “древних серых базальтов” сложен субазральными и подушечными лавами, гиалокластитами, тиллитами и другими сопутствующими ледниковыми отложениями.

Главными компонентами формации Моуберг являются базальтовые гиалокластиты, подушечные лавы и брекчии, тиллиты. Формирование пород этой формации происходило при подледных (на территории острова) и подводных (на шельфе) извержениях базальтового материала.

Продукты голоценового и современного вулканизма связаны с активностью многочисленных (свыше 200) вулканов центрального и трещинного типа. Для 30 из них извержения зафиксированы в историческое время. Большинство из них сосредоточено в пределах западной и восточной ветвей неовулканических зоны. Общий объем изверженных продуктов за последнее тысячелетие, по оценке С. Тораринссона [Thorarinsson, 1967], составил около 40 км<sup>3</sup>.

Все породы в Исландии по способу образования могут быть разделены на три генетические группы.

В первую группу входят собственно вулканогенные образования, представляющие собой непосредственно продукты извержения. Основные черты этих отложений формируются под воздействием разнообразных эндогенных факторов. Однако ряд структурных и текстурных особенностей вулканитов (например, подушечные лавы и брекчии, гиалокласты, гидроэксплозивные туфы) возникают в результате воздействия на магматический расплав внешних факторов.

Во вторую группу вулканогенно-осадочных пород объединены отложения, образование

и основные признаки которых определяются воздействием эндогенных (вулканических) и экзогенных факторов синхронных вулканическим извержениям.

Среди вулканогенно-осадочных образований этой группы наиболее широко развиты склоновые и селевые отложения. Мощные скопления склоновых отложений формировались во время мелководных подводных и гидроэксплозивных извержений (подводный коллювий, субазральный коллювий, тефроделювий). Селевые вулканогенно-осадочные отложения характеризуют главным образом интрагляциальные условия извержений (йёкудльлейпы). Здесь эти отложения рассматриваться не будут. Хотя вулканогенно-осадочные отложения в Исландии не играют большой роли, значение их для восстановления палеогеографических условий достаточно велико. Изучение их дает определенные факты о роли вулканизма и экзогенных факторов в процессе накопления континентальных вулканогенно-осадочных отложений.

Третья группа состоит из отложений, образовавшихся под воздействием экзогенных факторов. Наиболее активным и мощным экзогенным агентом были ледники. С их появлением связано начало интенсивного разрушения вулканогенных толщ острова и возникновение глубоко расчлененного рельефа. В это время начинают формироваться отложения разного генезиса, содержащие большое количество базальтовой гиа-локластики – продукта подледных и подводных извержений. Особенности развития ледниковых покровов целиком или в значительной степени определяли существование других осадочных отложений, среди которых важную роль играют коллювиальные, делювиальные, солифлюкционные накопления.

Для некоторых типов отложений разделение на вулканогенно-осадочные и осадочные оказывается довольно затруднительным, так как не всегда можно легко установить соотношение времени образования вулканогенных и осадочных компонентов в процессе седиментации. Однако при проведении специальных исследований этот вопрос в большинстве случаев удается решить однозначно.

### **Парагенетические ассоциации отложений**

Изучая строение и состав парагенетических ассоциаций отложений разного генезиса, оказалось возможным оценить в общих чертах роль тектоники, вулканизма и климата как факторов, влияющих на процесс вулканогенно-осадочного литогенеза, выявить характерные признаки рас-

пространения гидротермально измененных пород и установить основные этапы развития палеогеографии Исландии.

Для решения этой проблемы вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения были объединены в три группы парагенетических ассоциаций включающие: (1) мощные толщи платобазальтов, (2) разнообразные скопления лав и вулканокластов и (3) вулканогенно-осадочных отложений. Ранее эти парагенетические ассоциации отложений, назывались формациями [Гептнер, 1977, Ахметьев и др., 1978]. В виду того, что термин формация имеет неоднозначное толкование, здесь этот термин не употребляется, хотя генетический смысл выделения парагенетических ассоциаций отложений остался прежним.

Выделение конкретных ассоциаций строится на изучении парагенетических соотношений генетических типов отложений, формирование которых происходило в сходных тектонических и физико-географических условиях. Важно подчеркнуть, что в основу выделения некоторых ассоциаций были положены особенности строения и способ образования современных вулканических сооружений.

**Первая группа ассоциаций** характеризуется сочетанием отдельных лавовых пластов базальтов или их групп с маломощными горизонтами базальтовой, реже кислой тефры. Слои и линзы вулканотерригенных алевролитов, песчаников и конгломератов небольшой мощности располагаются на разных стратиграфических уровнях. В состав этой группы входят третичные платобазальты (миоцен – нижний плиоцен), “древние серые базальты” (верхний плиоцен–плейстоцен) и верхнеплейстоцен–голоценовые лавовые толщи. Формирование отложений этой группы ассоциаций происходило на обширных территориях с слабо расчлененного рельефа.

В этой группе по условиям образования выделяются два типа парагенетических соотношений вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений. Объединяет эти отложения сходство петрографического состава слагающих пород (базальты, реже средние и кислые вулканыты), их происхождение (субазральные эффузии) и характер напластования, при котором протяженные толщи лав чередуются с линзами и прослоями туфов и вулканотерригенных пород. Отличает – разный набор генетических типов и мощность вулканогенно-осадочных отложений, отражающий коренное изменение климатических условий на территории Исландии в верхнем плиоцене.

**Ассоциация платобазальтов.** По составу пород и особенностям напластования лавовые тол-

щи этой ассоциации можно разделить на два типа. Формирование одного из них связано с трещинными излияниями, тогда как другой образуется в результате вулканических извержений центрального типа. В первом случае возникают полого залегающие стратифицированные толщи, в которых на больших расстояниях сохраняются одинаковые условия залегания и последовательность напластования. Во втором случае образуются сложные лавовые постройки, в которых отдельные лавовые потоки или их группы редко прослеживаются на расстояние более 5–10 км, а падения пород сильно варьируют.

Главным компонентом осадочных отложений являются горизонты эоловых отложений, состоящие из перевеянной тefры. Меньшую роль играют озерные и болотные (угленосные) отложения. В составе этой ассоциации склоновые накопления не обнаружены, что свидетельствует о выровненном характере рельефа и бронировании возникающих тектонических уступов лавовыми потоками. Стратиграфическая мощность ассоциации составляет несколько километров.

*Ассоциация “древних серых базальтов”.* По строению и составу входящих в нее пород ассоциация “древних серых базальтов” близка к ассоциации платобазальтов. Здесь также различаются вулканы, связанные с трещинными излияниями и извержениями центрального типа. Однако есть и существенные отличия.

Эта ассоциация представлена серией переслаивающихся субаэральных лавовых потоков с разнообразными вулканокластическими и осадочными (вулканотерригенными) породами, составляющими половину или даже более объема ассоциации. Переслаивание субаэральных лав и туфов с донными моренами (тиллитами), флювиогляциальными и озерно-ледниковыми отложениями составляет наиболее характерный лаво-ледниковый парагенез этой ассоциации. Не постоянны, но характерны диатомиты, сидеромелановые туфы и тефроиды. Появление диатомитов соответствует эпохам сокращения ледниковых покровов и уменьшению терригенной и пирокластической седиментации в озерах. Образование сидеромелановых туфов и тефроидов генетически связано с гидроэксплозивными извержениями базальтов, происходившими синхронно в основном за пределами современного распространения пород рассматриваемой ассоциации.

Мощности ассоциации измеряется от 500–600 м для плиоцен-плейстоценовых отложений, до десятков метров – для голоцена.

Возраст самых древних горизонтов ассоциации “древних серых базальтов”, располагающих-

ся на бортах и по периферии современной и древней рифтовых зон оценивается в 3 млн. лет. Отложения этой ассоциации встречаются на нескольких стратиграфических горизонтах, в возрастном интервале начиная от 3 млн. лет до 1783 г. включительно, когда произошло знаменитое трещинное извержение Лаки [Thorarinsson, 1967]. Склоновые образования в пределах этой ассоциации, представлены глыбовыми и крупнообломочными отложениями в глубоких троговых долинах а в пределах современной рифтовой зоны они достаточно широко распространены у подножья тектонических уступов.

**Вторая группа ассоциаций** включает подушечные лавы, разнообразные вулканокласты и гиалокластиты, формирующиеся при извержениях в воде. В эту группу ассоциаций объединены парагенетические комплексы, образовавшиеся в резко отличающихся условиях – в подледных и внутриледниковых озерах, на шельфе в ледовой обстановке и за ее пределами.

Отложения, в составе которых присутствуют ассоциации базальтовых подушечных лав, подушечных брекчий, гиалокластитов, гидроэксплозивных базальтовых туфов и разнообразных тефроидов, туффитов и основных морен, широко развиты в пределах и по периферии современной рифтовой зоны. В Исландии отложения этого типа объединяются под названием формации Моуберг.

Основанием для выделения конкретных ассоциаций в составе формации Моуберг послужил анализ особенностей их генетического состава и характер соотношения в них разных генетических типов отложений. Установлено три типа парагенетических ассоциаций: 1. Морской парагенез – подушечные лавы, гидроэксплозивные туфы, морские тефроиды, туффиты и туфогенные песчаники. 2. Паралический парагенез – подушечные лавы, гиалокластиты, основные морены, 3. Интрагляциальный парагенез – подушечные лавы, гидроэксплозивные туфы, основные морены, Потоки субаэральных лав разной протяженности составляют постоянный, генетически закономерный элемент всех трех типов парагенеза.

Широкое развитие и разнообразие склоновых образований в составе отложений формации Моуберг отражает существование расчлененного рельефа, формировавшегося при извержении базальтовой магмы в водной и ледовой обстановках.

*Морская ассоциация.* Ассоциация этого типа включает вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения, формирующиеся в морской обстановке. Многие детали формирования вулканогенных отложений на шельфе удалось

установить при рассмотрении способа образования и закономерностей сочетания различных типов отложений на примере острова-вулкана Суртсей, возникшего в море к югу от Исландии в 1963 году [Thorarinsson, 1965, 1966]. Детальное рассмотрение условий образования и типов вулканических продуктов, образующихся при извержении на шельфе, рассмотрено в [Ахметьев и др., 1978; Гептнер, 1980].

*Интрагляциальная ассоциация.* Эта ассоциация объединяет отложения, образовавшиеся при извержении вулканов в толще ледниковых покровов. Появление и распространение интрагляциальных отложений обусловлены существованием длительное время на территории Исландии ледниковых покровов. Этим обстоятельством определяются рамки ее стратиграфического распространения. Наиболее молодые отложения относятся к верхнему плейстоцену. Плейстоценовые отложения сконцентрированы в пределах современной рифтовой зоны и по ее периферии.

Различают два типа вулканических построек: центральные и трещинные. Ход извержения, начавшегося подо льдом, можно условно разделить на три этапа: субгляциальный, интрагляциальный и субаэральный. При достаточной продолжительности и интенсивности извержений в разрезе соответственно наблюдается последовательная стратиграфическая смена отложений субгляциального этапа интрагляциальным и субаэральным. Извержение могло окончиться на любом из этих этапов, соответственно при многократном возобновлении извержений возникали сложно построенные толщи подушечных лав и разнообразных гиалокластитов.

В строении интрагляциальных построек вскрываются неоднократно чередующиеся в разрезе комплексы подушечных лав, подушечных брекчий, гидроэксплозивных туфов и тефроидов, потоков субаэральных лав и основных морен. В наиболее полных разрезах хорошо видно чередование ряда интрагляциальных вулканических построек или отдельных их частей. Формирование и характер сочетания генетических типов вулканических отложений зависели от режима ледовой обстановки. Подробнее строение отложений интрагляциального парагенеза рассматривается в [Ахметьев и др., 1978; Гептнер, 1977, 1980].

*Параличская ассоциация.* Основными компонентами этого комплекса отложений являются подушечные лавы, гиалокластиты, потоки субаэральных лав и основные морены. Подушечные лавы и гиалокластиты сменяют друг друга в разрезе и связаны фаціальными переходами. Туфы, т.е. продукты эксплозивной деятельности прак-

тически отсутствуют. Формирование отложений происходило при неоднократном и значительном перемещении края ледниковых покровов, спускавшихся на шельф Исландии. Суммарная мощность отложений параличской ассоциации в типовом разрезе Ломагнупур, на юге острова достигает 600–700 метров.

Отдельные горизонты основных морен и переслаивающиеся с ними вулканиды прослежены на расстоянии 30 км. Это указывает на существование обширных, относительно ровных пространств, куда распространялись мощные ледниковые языки, отлагавшие основную морену, а в периоды исчезновения ледниковых покровов в субаэральных условиях формировались лавовые покровы. Учитывая широкое распространение этих отложений вдоль южного побережья Исландии, естественно предположить, что накопление подушечных лав и гиалокластитов могло происходить в водных условиях на относительно неглубоком шельфе. Морские условия их формирования подтверждает находка кокколита и обломков диатомовых водорослей в слоистых разностях гиалокластитов [Гептнер и др., 2003].

#### **Отложения на субаэральных и подводных склонах вулканов**

Влияние вулканизма на образование, строение и состав разных вулканико-осадочных отложений неодинаково. В ряде случаев вулканизм является определяющим фактором, обуславливающим появление и основные особенности строения этих отложений. В Исландии это в первую очередь разнообразные отложения, формирующиеся на склонах и по периферии вулканических построек при извержении в интрагляциальных и морских шельфовых условиях.

Склоновые отложения четко подразделяются на две группы. Одну, наиболее широко распространенную, составляют отложения, формирование которых происходит одновременно с вулканическими извержениями. Эти склоновые отложения синхронны извержению.

Другая группа представлена склоновыми отложениями, формирование которых связано с разрушением относительно древних вулканических отложений. Это гравитационный коллювий, представленный, в основном, грубообломочным материалом, слагающим более или менее мощные шлейфы подножья (рис 1). В составе этой группы здесь следует рассмотреть склоновые отложения, формирующиеся в зоне гидротермальных проявлений на поверхности земли. Среди склоновых отложений Исландии, состоящих в основном из свежих или слабо измененных вулка-



**Рис. 1.** Гравитационный коллювий у подножья базальтовых и ультраосновных субвулканических интрузий, слагающих крупные горные массивы, Юго-западная Исландия.

нитов, склоновые отложения этого типа отличаются содержанием большого количества в их составе глинистых пород.

*Склоновые отложения гидротермально измененных пород.* В современной умеренно холодной климатической обстановке Исландии процессы выветривания идут чрезвычайно медленно. В основном это продукты физического выветривания пород. На лавовых толщах элювий состоит главным образом из обломков валунно-галечной размерности, погруженных в песчано-алевритовый матрикс. Более тонкий элювиальный материал формируется на гиалокластитах. В составе почв глинистые минералы не обнаружены [Johannesson, 1960]. Формирование глинистых делювиальных отложений оказалось возможно только там, где базальты, главным образом их тефровая часть, испытали сильное гидротермальное изменение с образованием большой массы глинистого материала.

С проявлениями гидротермальной деятельности на поверхности земли, связано образование чехла отложений, формирующихся в процессе плоскостного смыва глинистого материала и передвижения его вниз по системе мелких ложбинок (струйчатый или мелкорытвинный смыв), преобразующихся с течением времени в овражную сеть. Здесь же возникают благоприятные условия для солифлюкционных процессов.

Значительные массы глинистого материала на поверхности земли формируются на геотермальных площадях, особенно в районах распространения пород формации Моуберг. Склоны гор в пределах геотермальных проявлений приобретают сглаженные, плавные очертания (рис. 2а). Глинистые продукты постепенно смываются вниз, образуя делювиальные конусы у подножья

гор, а в некоторых случаях, когда рыхлого глинистого материала образуется много и существует возможность его транспортировки на большее расстояние, у подножья гор формируются ровные поверхности, сложенные глинистыми пролювиальными отложениями. В периоды прекращения или сокращения гидротермальной деятельности на глинистом субстрате быстро формируется прочный почвенный покров. Обильное увлажнение почв и глинистых пород способствует формированию мощных солифлюкционных процессов, в целом, не характерных для каменистых осыпей и грубообломочных склоновых отложений Исландии (рис. 2б).

В составе вулканогенно-осадочных отложений, синхронных интрагляциальным и мелководным (на шельфе) вулканическим извержениям, особое место занимают склоновые образования – подводные и субаэральные. Их появление и формирование в значительной степени обусловлено особенностями вулканических извержений, происходивших в ледовой и подводной обстановках. Условия формирования обломочного материала при подводных эксплозивных извержениях (гидроэксплозивной тефры) рассмотрены в [Гептнер, 1980].

*Гравитационный вулканоколлювий.* Большое количество гравитационного обломочного материала накапливается у подножья формирующихся крупных куполообразных подводных лавовых образований (подушечные брекчии) или во фронтальной части субаэральных лавовых потоков, стекавших в бассейн (отложения типа Foreset-bedded). Эти отложения являются составной частью подводных вулканогенно-осадочных отложений.

Условия образования и строение подводного вулканоколлювия изучены слабо. В настоящее время можно выделить две разновидности гравитационного подводного вулканоколлювия.

Одна из них генетически связана с формированием подушечных лав. На склонах больших масс подушечных лав нередко располагаются шлейфы подушечных брекчий. Форма подушечных брекчий не оставляет сомнений в том, что они являются фрагментами развалившихся подушек. Среди крупных обломков часто присутствуют отдельные элементы розетковидной отдельности, характерной для подушечных лав. На одной из торцовых поверхностей таких обломков иногда сохраняется стекловатая корка закалки. Нередко встречаются фрагменты, представляющие собой целые подушки или крупные их части. Подушечные брекчии встречаются только по периферии скоплений подушечных лав. Обломочный материал брекчий не сортирован.



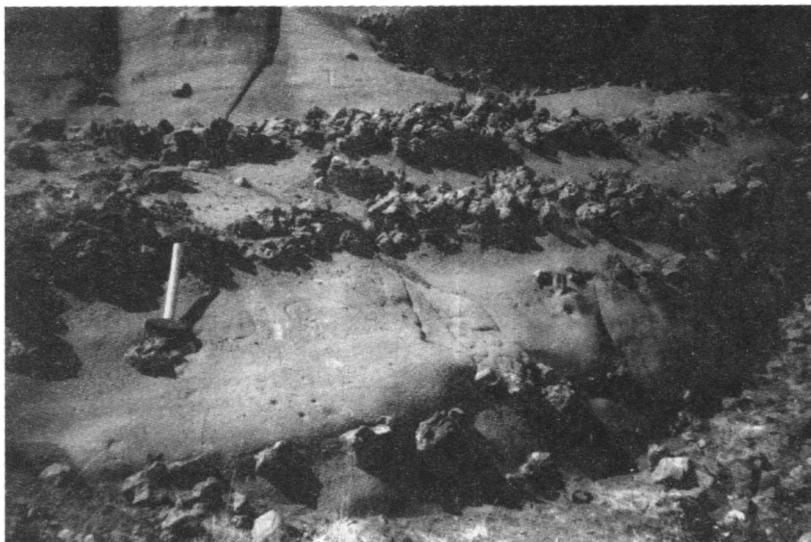
**Рис. 2а, б.** Геотермальное поле Тейстарейкир, северный сектор рифтовой долины Исландии  
 а – участок склона вулканической постройки, сложенный гидротермально измененными базальтовыми гиалокластитами. На переднем плане выровненная поверхность пролювиального конуса выноса; б – Солифлюкционные терраски на склоне, сложенном гидротермально измененными гиалокластитами.

Формирование подушечных брекчий связано с разрушением периферических частей лавовой постройки в результате сильных толчков и сотрясений и подвижек лавовой массы, возникающих при вулканических извержениях. Оторвавшиеся от общей массы формирующейся лавовой постройки подушки скатываются вниз по крутому склону лавовой постройки. Часть их при этом разламывается и распадается на отдельные ост-

роугольные куски. В слоях, непосредственно прилегающих к подушечным лавам, брекчии перемешаны или переслаиваются с десквамационной гиалокластикой (продуктами шелушения стекловатой корки подушечных лав) или туфами. Подушечные брекчии, слагающие шлейфы подводных лавовых построек, не содержат связующей их тонкозернистой массы, если во время их образования не происходило образование и осаж-



**Рис. 3.** Переслаивание шаровых брекчий и гидроэксплозивной гиалокластики (тонкозернистые, тонкослоистые отложения) в периферической части подледной вулканической постройки, Аурмаднасфедл.

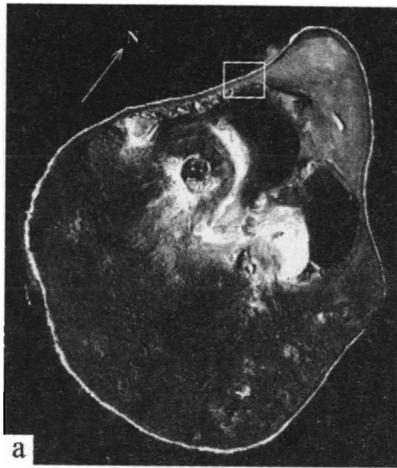


**Рис. 4.** Гидроэксплозивные гиалокластиты, переслаивающиеся с горизонтами подушечных брекчий, подледные отложения формации Моуберг, Каульфстиндар.

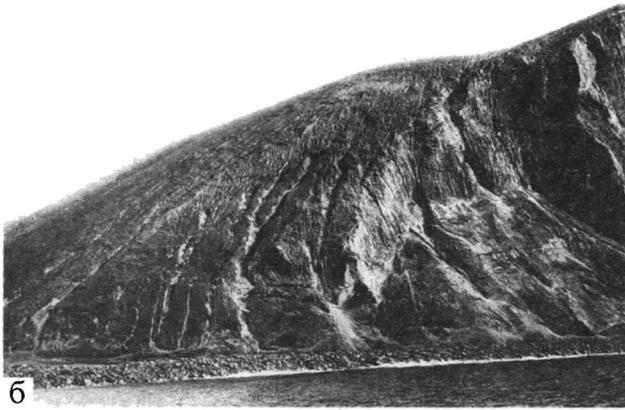
дение сквозь толщу воды пеплового (гидроэксплозивного) материала. В тех случаях когда подушечные брекчии накапливаются синхронно с гидроэксплозивными извержениями они в большем или меньшем количестве бывают смешаны с тонкозернистой кластикой. В этом случае обломки подушечных лав часто не соприкасаются друг с другом, а “плавают” в тefровом матриксе. В периферической части шлейфа грубый обломочный материал гравитационного вулканоконлювия фациально замещается (переслаивается) тонкозернистыми отложениями гидроэксплозивных извержений. Чередувание слоев и линз,

сложенных подушечными брекчиями, и тонкозернистой тонкослоистой гиалокластики отражает пульсационный характер накопления вулкаников в мелководной среде (интрагляциальная и шельфовая обстановки), когда извержение подушечной лавы под водой сочетается с гидроэксплозиями выше уровня воды (рис 3, 4).

Другая разновидность подводного гравитационного вулканоконлювия, генетически связанного с субаэральными лавами, возникает в результате дробления лавовых потоков, стекавших в море. Медленно текущие лавовые потоки в зоне приобья в результате вторичных эксплозивных взры-



а



б

**Рис. 5а, б.** Делювиальные и коллювиальные отложения в надводной части подводного вулкана

а – Подводный вулкан Суртсей (1963–1966). Выделен участок надводной тефровой постройки, часть которой показана в рисунке “5б”. б – Делювий и коллювий, образующийся при переложении гидроэкссплозивной тефры. Фото из [Norman, 1972].

вов разрушаются с образованием больших масс рыхлого материала (псевдотефры). При дезинтеграции потоков, продвигавшихся дальше в море, возникают несортированные крупно- и грубозернистые (до глыбовых) брекчии (отложения типа Foreset-bedded). Отложения этого типа иногда достигают значительной мощности. Для них характерно наличие грубой наклонной слоистости. Отложения эти состоят из угловатых обломков разного размера (от долей до нескольких десятков сантиметров и даже более). Грубообломочный брекчиевый материал переслаивается с линзами и прослоями средне- и тонкозернистых пород, состоящих из мелких остроугольных обломков гиалобазальтов.

*Тефроделювий и гравитационный тефроколлювий.* При гидроэкссплозивных извержениях над поверхностью воды поднимаются насыпные вулка-

нические конусы. С первых мгновений образования на их поверхности в результате выплескивания воды из кратера или во время дождей начинается переотложение рыхлого туфа вниз по склону и формирование тефроделювия. Здесь же, у подножья отвесных абразионных обрывов, сложенных рыхлыми туфами, формируется гравитационный тефроколлювий. Тефроделювий и гравитационный тефроколлювий входят в состав склоновых отложений, формировавшихся в надводной части вулканической постройки (рис. 5а, б).

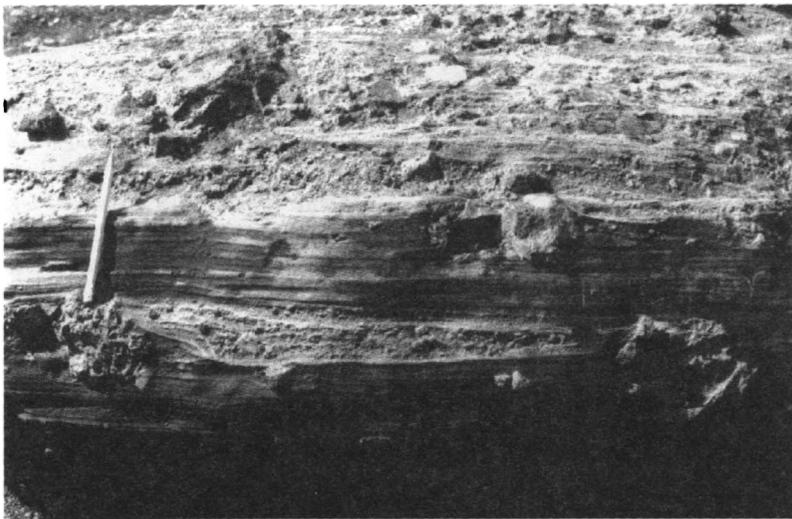
Значительно сложнее установить способ образования хорошо слоистых отложений, накапливавшихся ниже уровня воды. Эти отложения широким шлейфом располагаются по периферии вулканической постройки и облекают прилегающий рельеф (рис. 6). Интергляциальные и шельфовые отложения обладавая в основном сходными чертами строения отличаются масштабами распространения, а также по ряду текстурных признаков. Площадь распространения интергляциальных отложений обычно невелика, будучи ограничена размером внутриледникового бассейна. Эти отложения, как правило, не содержат признаков волновой деятельности и течений, которые могут быть сформированы в открытом море. Наиболее определенно отличить интергляциальные отложения от накопившихся в открытом море на шельфе позволяет наличие в их составе крупных одиночных, вытянутых из плавающего льда обломков (dropstone), залегающих среди хорошо слоистых тонкозернистых пород (рис. 7).

*Субаэральные отложения склонов.* В составе субаэральных вулканогенно-осадочных склоновых отложений выделяется два типа – тефроделювий и гравитационный тефроколлювий. Анализ строения современных и древних вулканических построек, возникших при гидроэкссплозивных извержениях, показывает большую роль в строении насыпных конусов отложений плоскостного смыва. Как показывают наблюдения на современном подводном вулкане Суртсей, формирование тефроделювия начинается с момента образования насыпного вулканического конуса, сложенного рыхлым материалом гидроэкссплозий. В периоды между эксплозиями рыхлый материал перемещается по склону многочисленными струйками воды, возникающими во время дождей и при выплескивании воды из кратера (см. рис. 5б).

Исследование голоценовых отложений в районе г. Вик позволило выяснить, чем отличается субаэральный тефроделювий от не перемещенных по склону туфов гидроэкссплозий. Тефроделювиальные отложения облекают склоны вулканической постройки, а там, где она была частично



**Рис. 6.** Облекание рельефа рыхлыми осадками при подводном отложении гидроэксплозивной тефры. Морские отложения, Южная Исландия.



**Рис. 7.** Ледниковые валуны, выпавшие из айсбергов и залегающие среди тонкозернистых интрагляциальных отложений в периферической части подледного вулкана, Аурмаднасфедл.

разрушена, залегают на довольно крутых склонах, достигающих  $35-40^\circ$ , и обладают хорошо выраженной наклонной параллельно склону тонкой слоистостью, часто имеющей линзовидный характер. От подстилающих туфов отложения тефроделювия можно отличать по наличию в них мелких туфовых шариков-катунов, которые по своему внешнему виду и внутреннему строению сходны с образованиями, известными в литературе как пизолиты, пепловые лапилли или пепловый град [Ботвинкина, 1974]. Размер шариков колеблется от нескольких миллиметров до 1–2 см. Ядром их служат мелкие кусочки лавы или обломки пемзы. Обволакивающий ядро туфовый материал имеет отчетливое концентрически-скорлуповатое строе-

ние. Важно подчеркнуть, что туфовым материалом обволакиваются кусочки только песчаной размерности. Более крупные обломки не имеют такой оболочки. В то же время в основании крупных обломков нередко можно видеть следы вдавливания и смятия подстилающих слоев. В туфах шарики-катуны не встречаются. Генетическая связь шариков-катунов с делювиальными отложениями подчеркивается еще тем, что размер и общее количество их находится в зависимости от величины уклона той поверхности, на которой происходил смыв рыхлого материала. Чем круче был уклон поверхности, тем чаще встречаются туфовые шарики, а средний размер их больше. На пологих участках делювиального чехла они отсутст-



**Рис. 8.** Оползневые структуры в слоистых склоновых отложениях интрагляциальной вулканической постройки.

вуют. Образование туфовых шариков-катунов происходило в процессе формирования делювиального покрова. При движении вниз мелкие песчинки перекачивались и обволакивались туфовым материалом. Более крупные фрагменты, вымывавшиеся струйками воды из туфа или выпадавшие из воздуха при извержении, утопали в рыхлом материале, застревали в нем и медленно двигались затем вниз по склону вместе с основной массой переотлагавшегося туфа. Сложноизогнутая, с многочисленными выступами поверхность песчано-алевритовых пепловых частиц обусловила слипание и достаточно прочное сцепление их при смывании туфового материала вниз по склону.

*Подводные отложения склонов.* В подводной части вулканических построек на шельфе рыхлый материал разрушающегося насыпного конуса переотлагается, сортируется и обрабатывается в зоне волнений и прибрежных течений. В результате формируются достаточно мощные толщи отложений, характеризующиеся хорошо выраженной наклонной, сменяющейся по латерали субгоризонтальной слоистостью и градиционным распределением в слоях разнозернистого материала, в составе которого преобладают песчаные и алевритовые фракции. При благоприятных условиях эти части водоема могут быть обитаемыми, а в отложениях присутствовать остатки морских организмов.

В ледовых условиях, при достаточно больших размерах внутриледникового озера на склонах и по периферии насыпной вулканической постройки формировались слоистые толщи, отличающиеся по своему строению и составу от морских отложений. Это разнозернистые (от гравийно-галечной до алевритовой размерности) хорошо слоистые отложения, образование которых контролировалось прерывистым поступлением тефры гидроэксплозий. На крутых склонах сильно обводненные осадки при землетрясении сползали вниз, образуя гигантские оползневые складки (рис. 8).

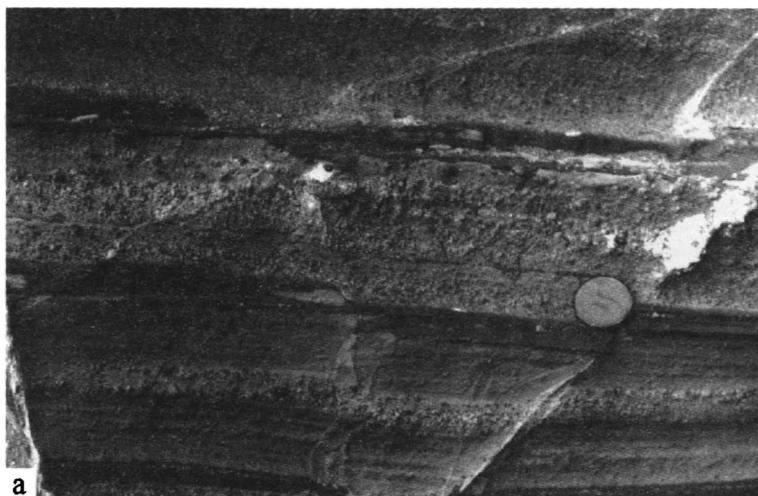
На выположенных участках склона отлагался слоистый комплекс, состоящий из незакономерного чередования гравийных, песчаных и алевритовых осадков. Отсутствие волновых течений во внутриледниковом водоеме ограниченного размера позволяет предположить, что чередование разнозернистого материала, поступавшего со склона вулкана, отражает незакономерно прерывистый характер вулканической деятельности и гидроэксплозивных извержений. В периоды интенсивных извержений на подводные участки склона в виде мутьевых поступало много разнозернистого несортированного материала. Во время прекращения или ослабления гидроэксплозивной деятельности формировались слои тонкозернистых и тонкослоистых осадков за счет осаждавшейся из воды тонкой фракции тефры. Мелкомасштабные оползневые складки, нередко фиксирующиеся в слоях тонкозернистых осадков, по всей видимости, свидетельствуют о постоянно происходивших сотрясениях дна во время извержения вулкана (рис. 9а, б).

Выделение и изучение склоновых отложений в районах вулканических проявлений позволяет существенно уточнить палеогеографические условия извержений, выявить особенности влияния экзогенных факторов на формирование и характер отложения разнообразных рыхлых вулкаников, а также может быть использовано при выявлении в составе древних толщ переотложенных гидротермалитов.

## Литература

Ахметьев М.А., Геттнер А.Р., Гладенков, Милановский Е.Е., Трифонов В.Г. Исландия и срединно-океанический хребет. Стратиграфия. Литология. М.: Наука, 1978. 204 с.  
 Ботвинкина Л.П. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. Тр. ГИН АН СССР, 1974. Вып. 263. 318 с.

Геттнер А.Р., Пиковский Ю.И., Протасевич Л.Т., Алексеева Т.А., Раменская М.Е. Минерализованная микробиота – возможный индикатор потока углеродов в рифтовой зоне Исландии // Литология и полезн. ископаемые, 2003. № 6. С. 599–612.  
 Геттнер А.Р. Характерные черты некоторых генетических типов континентальных отложений вулкани-



а



б

**Рис. 9а, б.** Слоистый склоновый комплекс интрагляциальных отложений, состоящий из неупорядоченного чередования гравийных, песчаных и алевритовых осадков

а – грубозернистые, слоистые гравийно-песчаные несортированные отложения, включающие прослои и линзы тонкозернистых осадков; б – тонкозернистые, тонкослоистые осадки, переслаивающиеся с несортированными, грубозернистыми отложениями.

ческих областей. В кн.: Процессы континентального литогенеза. Труды ГИН АН СССР. Вып. 350. М.: Наука, 1980. С. 94–123.

*Гейтнер А.Р.* Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Исландии // Литология и полезн. ископаемые. М. № 4. 1977. С. 143–150.

*Перфильев А.С., Ахметьев М.А., Гейтнер А.Р., Дмитриев Ю.И., Золотарев Б.П., Самыгин С.Г.* Миоценовые базальты Исландии и проблемы спрединга. М.: Наука, 1991. 208 с.

*Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. Наука. Труды ГИН АН СССР. Вып. 161. 239 с.

*Johannesson B.* The soils of Iceland. University. Research Institute. Dept. Of Agriculture, reports series B–No. 13. Reykjavik. 1960. 140 p.

*Saemundsson K.* Outline of the geology of Iceland // Jökull. 1979. V. 29. P. 7–28.

*Thorarinsson S.* Some facts about the Surtsey eruption. // Naturufraedingurinn. 1965. 35 p.

*Thorarinsson S.* Hekla and Katla // Iceland and Mid-Ocean Ridges. Vis. Isl. 1967. V. 38. P. 190–199.

*Thorarinsson S.* Surtsey. The new island in the North Atlantic. Reykjavik. Almenna Bokafelagid. 1966.

*Thorarinsson S.* Skaftafeldar og Lakagigar. The Lakagigar eruption of 1783. Misc. Pap. Reykjavik. 1967. V. 54. P. 27–57.

*Norman J.O.* Coastal Development of Surtsey Island, 1968–1969. Surtsey Research Progress Report. IV. Preliminary 1969 and 1970 field seasons. The Surtsey Research Society, Reykjavik, April, 1972. P. 137–143.