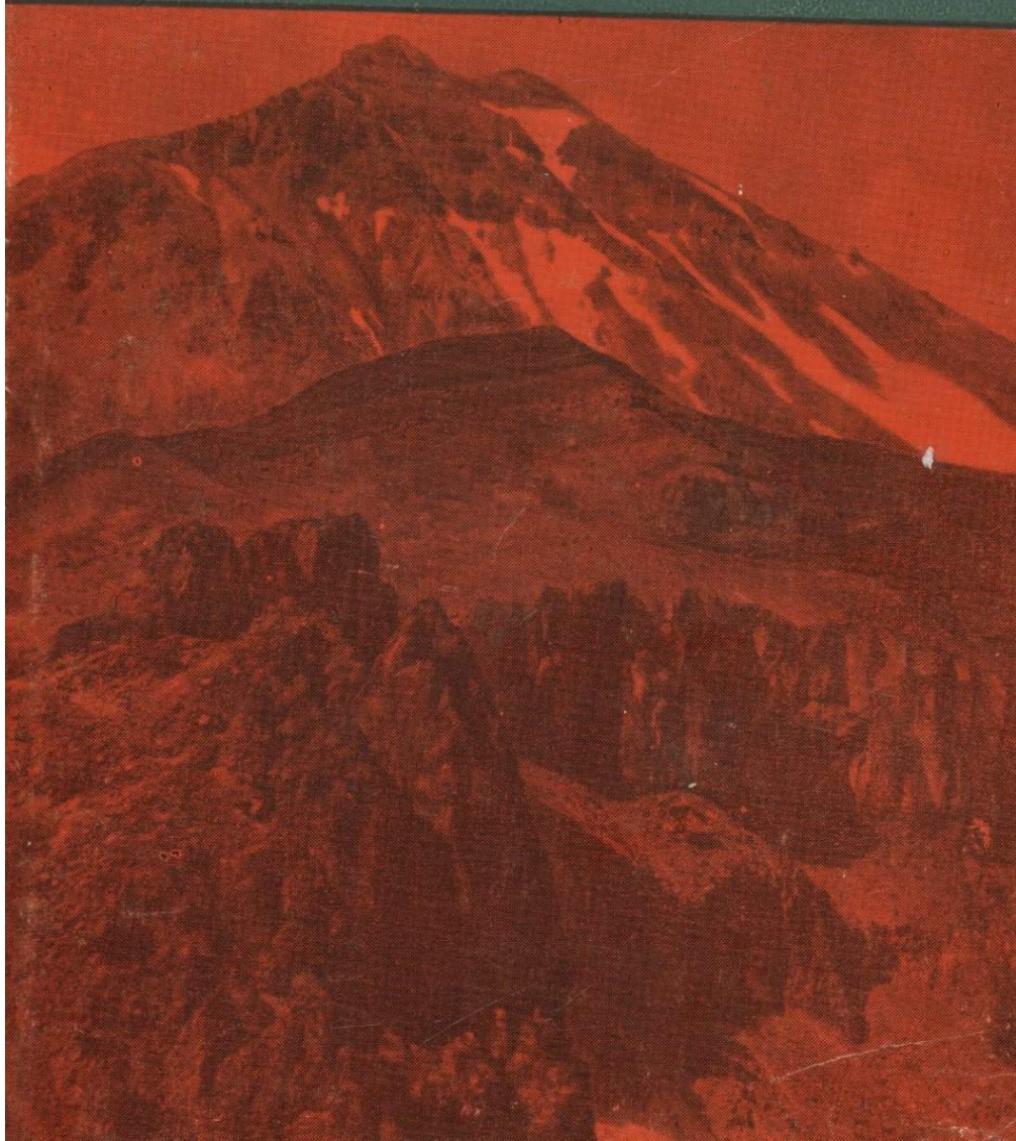


РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД

Г.С.ДЗОЦЕНИДЗЕ



G. S. Dzotsenidze

**THE ROLE OF VOLCANISM
IN THE FORMATION
OF SEDIMENTARY
ROCKS AND ORES**

(second edition revised and supplemented)

«Nedra» publishing house
Moscow 1969

551.21

Г. С. Дзоценидзе

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД

(издание 2-ое, переработанное и дополненное)

17581 202542

Издательство „Недра“
Москва 1969



Книга посвящается проблеме влияния вулканизма на осадочный процесс. Она состоит из трех частей. В первой рассмотрена роль пирокластического материала в формировании кластических пород; автор разбирает существующие классификации смешанных пород-туффитов и предлагает новую схему их классификации. Приводится характеристика слоистости вулканогенно-осадочных образований и определяется роль вулканических явлений в нарушении нормальной слоистости осадочных пород. В этой же главе излагаются условия гальмировитического разложения пеплов и образования бентонитов, осадочных цеолитов, глауконита и др.

Во второй части рассмотрено влияние вулканизма на образование химических осадков. Кроме кремнезема и известняков, здесь разбираются условия формирования под влиянием вулканизма залежей железных руд, бокситов, марганца, фосфоритов, сульфидов железа, меди и др. На многочисленных конкретных примерах месторождений Советского Союза и зарубежных стран автор убедительно показывает, что вулканизм играл в их генезисе решающую роль.

В третьей части изложены общие вопросы вулканогенно-осадочного литогенеза: особенности подводного вулканизма, пути влияния вулканического материала на литогенез, роль литологии вмещающих толщ и разных типов экранов на формирование рудных скоплений, значение состава вулканических пород для определения характера поствулканических продуктов, вулканический материал в метаморфических толщах, классификация вулканогенно-осадочных месторождений и формаций и др.

Выводы о роли вулканизма в осадочном породо- и рудообразовании автор аргументирует не только конкретными примерами таких пород и месторождений, но и данными по современному осадкообразованию и активному вулканизму.

Книга является попыткой подытожить и обобщить накопившийся к настоящему времени богатый фактический материал по вулканогенно-осадочному литогенезу и рудогенезу. Автор ставит много новых вопросов в этой интересной области, поэтому книга может представлять интерес для широкого круга геологов разных специальностей: литологов, вулканологов, полевых геологов, специалистов по рудным месторождениям и др.

Таблиц 19, иллюстраций 41, библиография 423 названия.

ОТ РЕДАКТОРА

Еще совсем недавно в литологии процессы породо- и рудообразования рассматривались только с позиций гипергенеза — весь литогенез сводился преимущественно к классической схеме: выветривание первичного материала на континенте — снос продуктов выветривания в аккумулятивные области — дифференциация материала при переносе и осаждении и превращение осадка в результате диагенеза в горные породы. Влияние вулканизма на литогенез описывалось как явление частного порядка, а вулканический материал — как локальные образования, преимущественно в районах развития вулканизма. Поэтому осадочно-вулканогенные породы и руды рассматривались как нешироко распространенные накопления вблизи непосредственного проявления вулканизма. Осадочное породо- и рудообразование толковалось несколько упрощенно, как результат осадочной дифференциации материала при выветривании, переносе и осаждении. В связи с этим условия образования некоторых типов осадочных пород и месторождений полезных ископаемых не всегда находили удовлетворительное объяснение.

В последние годы внимание исследователей все более обращается к изучению геологических процессов, протекающих на границе гипергенеза и вулканизма.

Этим вопросам посвящены работы Н. Страхова (1963), выделившего особый эфузивно-осадочный тип литогенеза, и статьи М. Хворовой с коллективом авторов, выпустивших сборник по вулканогенно-осадочным и терригенным формациям. Большое значение для утверждения осадочно-вулканогенного направления в литологии имело VI Всесоюзное литологическое совещание, проведенное осенью 1963 г. в г. Тбилиси, на котором были обсуждены основные проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. Дальнейшее обсуждение этих проблем было продолжено на специальной секции по осадочно-вулканогенному литогенезу на VIII Всесоюзном литологическом совещании в мае 1968 г. в Москве.

Большое значение для развития вулканогенно-осадочного направления в литологии имела книга Г. Дзоценидзе «Влияние вулканизма на образование осадков», изданная в 1965 г. Она явилась первой сводной работой, в которой на основании многочисленных литературных источников (тогда было использовано свыше 150 различных работ) и собственных многолетних оригинальных исследований автором осадочно-вулканогенных и вулканогенных образований Кавказа было дано обоснованное толкование роли пирокластического материала при образовании осадочных и вулканогенно-осадочных пород и показано влияние вулканизма на образование некоторых химических осадков и рудных накоплений. Автор также сформулировал некоторые общие вопросы вулканогенно-осадочного литогенеза. Все эти работы положили начало ликвидации существующего одностороннего развития литологии, привлекли внимание исследователей к изучению геологических процессов, протекающих при взаимодействии вулканизма и гипергенеза. Книга Г. Дзоценидзе «Влияние вулканизма на образование осадков» быстро разошлась и получила хорошие отзывы научной общественности.

Новая работа Г. Дзоценидзе «Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд», издающаяся через четыре года после выхода первой книги, существенно отличается от предыдущей как по объему, так и по глубине проработки вопросов, и является дальнейшим развитием представлений об осадочно-вулканогенном пордо- и рудообразовании.

Монография состоит из трех основных разделов.

В первом разделе книги рассмотрена роль пирокластического материала в формировании кластических толщ. Автор детально анализирует существующие классификации смешанных пород — туффитов и дает их новую классификацию. Впервые в литературе автором приведена характеристика слоистости вулканогенно-осадочных образований, говорится о влиянии вулканических процессов на нарушение нормальной слоистости, создающем, по существу, новый тип текстур и структур осадочно-вулканогенных образований. Значительное внимание уделено процессам гальмировитического разложения пирокластического материала, приводящим к образованию бентонитов, осадочных цеолитов, глауконитов. Вопросы, разбираемые в этой части работы, могут иметь существенное значение для дальнейшего развития поисковых работ на бентониты и цеолиты.

Второй раздел книги посвящен влиянию вулканизма на образование химических осадков — кремнистых, железистых, марганцевых, глиноземистых, фосфоритовых и бороносных накоплений. Впервые автором рассматривается связь образования известняков с вулканизмом; тема эта заслуживает дальнейшей разработки. Констатируя наблюдаемую в вулканогенно-осадочных формациях связь кремнезема с вулканизмом, автор отмечает также значительную роль вулканических процессов при отложении опок, спон-

голитов, трепелов, для которых отсутствует видимая связь с вулканогенными формациями. Вопреки общепризнанной точке зрения, трактующей образование кремниевых осадков за счет жизнедеятельности кремнийвыделяющих организмов, Г. Дзоценидзе на основании многочисленных примеров доказывает, что развитие кремниевых организмов было возможно благодаря интенсивному привносу кремнезема при вулканической деятельности, т. е. источником массового развития кремнийсодержащих организмов была среда, созданная в результате вулканизма. Вывод автора о зависимости развития органической жизни от специфических условий среды, созданной вулканизмом, может быть распространен и на некоторые другие минеральные накопления (сероводород, углеводород и т. п.).

Автор также устанавливает связь накопления железа, медно-серноколчеданных руд и сульфидов с эфузивным вулканизмом. В книге детально описаны вулканогенно-осадочные месторождения марганца. Г. Дзоценидзе поставлена весьма актуальная и практически очень важная проблема формирования Чиатурского месторождения марганца не в результате привноса рудного материала из ряда размываемых магматических массивов, а за счет вулканического выноса. Это подтверждается многочисленным материалом по другим районам. Такой подход к генезису месторождений марганца будет способствовать не только накоплению новых фактов, но и позволит пересмотреть направления поисково-разведочных работ на марганец в ряде районов страны.

Автор особо останавливается на роли вулканизма в образовании фосфоритов, генезис которых, несмотря на длительную историю изучения, далеко еще не ясен. Хотя по мнению большинства исследователей фосфориты возникают только в зонах, лишенных вулканизма, тем не менее рассмотрение их генезиса с позиций вулканогенно-осадочных гипотез может открыть новые страницы истории их образования. Им также рассматривается генезис боратов, которые давно уже связывают с активным вулканизмом.

Автор собрал и проработал значительный материал о роли вулканизма в формировании месторождений бокситов в геосинклинальных областях. Он убедительно показал, что фумарольно-гидротермальное выщелачивание глинозема главным образом из продуктов вулканизма, имеющее широкое региональное развитие, может дать такое количество глинозема, которое в благоприятных условиях спокойных морских лагун с карбонатным режимом может привести к формированию крупных месторождений бокситов. Этот вывод будет иметь большое значение и для геологопоисковой практики.

Затронутые во второй части книги вопросы влияния вулканизма на накопление железа, сульфидов некоторых металлов, марганца, фосфора, алюминия, бора весьма интересны, хотя многие из них нуждаются в дальнейшей разработке, тем более что

генезис месторождений этих полезных ископаемых многообразен и связь их с вулканизмом не является универсальной.

В третьем разделе книги рассматриваются особенности подводного вулканизма как основного источника материала для формирования вулканогенных формаций всех возрастов. Особо изложен вопрос об отдаленных вулканогенно-осадочных месторождениях и возможных путях привноса вулканогенного материала в бассейн осадконакопления. В зависимости от характера процессов вулканизма (подземный или наземный) и путей переноса вулканогенного материала автор предлагает разделить процессы рудогенеза и связанные с ними вулканогенные месторождения на следующие типы: наземно-вулканогенные, подводно-вулканогенные и вулканогенно-осадочные. Последним термином Г. Дзоценидзе предлагает заменить понятие «отдаленные» вулканогенные осадочные месторождения, принятое в настоящее время в литературе.

Г. Дзоценидзе поднимает вопрос о влиянии литологии вмещающих толщ на формирование рудных скоплений и выделяет два типа литологических экранов: «механические» экраны и экраны «поглощения». Для поисковой практики изучение проницаемости пород для рудоносных растворов представляет значительный интерес, и на нее хотелось бы обратить пристальное внимание исследователей.

Автор, рассматривая эфузивные породы в докембрийских метаморфических толщах, показывает их широкое развитие и слабую изученность. Г. Дзоценидзе вместе с Н. Страховым подчеркивает, что пока еще не удается обнаружить признаков эволюции докембрийского и более позднего рыхлого и хемогенного вулканических материалов. Хотя этот вывод и является предварительным, тем не менее он очень важен для сравнения допалеозойского и более позднего осадконакопления и познания эволюции осадкообразования в истории Земли. В книге дается классификация вулканогенно-осадочных месторождений и формаций.

Работа Г. Дзоценидзе является первой попыткой широкого обобщения и систематизации сведений об осадочно-вулканогенном литогенезе и рудообразовании, поэтому, естественно, в ней не могли быть с одинаковой полнотой освещены все положения этой интересной проблемы. Однако и в таком виде она поднимает новые вопросы, и в этом плане работа носит проблемный характер.

Многие вопросы, рассмотренные в монографии, находят оригинальное, интересное решение, и если даже оно и не всегда бесспорно, то всегда освещает проблему по-новому, шире и разнообразнее. Большой и свежий материал, широта подхода, постановка новых исследований и определение их дальнейших направлений характерны для книги Г. Дзоценидзе.

Проблема осадочно-вулканогенного породо- и рудообразования столь многообразна, что и теперь работа Г. Дзоценидзе при-

своем сравнительно увеличенном объеме не может осветить всю проблему достаточно полно. Тем не менее она поднимает и разывает многие коренные вопросы геологии, где сходятся в едином комплексе два диаметрально противоположных процесса — гипергенез и вулканизм.

В настоящее время в геологии утвердилось новое научное направление, изучающее явления, происходящие на границе осадочных и эфузивных процессов, т. е. на границе процессов гипергенеза и вулканизма. Развитию этого направления способствовали большие геологические исследования дна океана, установившие широкое развитие процессов подводного вулканизма, как современного, так и существовавшего в недавнем прошлом. Как теперь доказано, в седиментогенезе морских бассейнов во все времена активное участие принимал подводный вулканизм, поставлявший исходный материал для осадочно-вулканогенных пород.

Если прежде роль эфузивного материала в осадкообразовании сводилась преимущественно к определению доли пирокластического материала как механической составной части осадочных пород, то теперь проблема рассматривается значительно шире. В результате проведенных работ установлено широкое развитие подводного вулканизма, что свидетельствует о многообразии вулканического материала, участвующего в осадочных процессах. Кроме механического пирокластического материала, в осадочные толщи вносятся огромное количество жидких и газообразных продуктов извержения, возникают интереснейшие геохимические процессы, рожденные сочетанием минерального вещества, прошедшего осадочную дифференциацию, и минеральных ассоциаций вулканических процессов, насыщенных легкоподвижными компонентами и соединениями, характерными для температур и давлений, не свойственных гипергенным процессам.

Геологическая наука в настоящее время находится на том этапе, когда нет необходимости доказывать важность и значение осадочно-вулканогенного литогенеза. Задача состоит теперь не в том, чтобы накапливать описательный материал о роли вулканизма и влиянии его на осадконакопление и описывать отдельные горные породы, сформированные на стыке вулканизма и гипергенеза. Главная задача состоит теперь в познании закономерностей вулканогенно-осадочного породо- и рудообразования, в разработке крупных проблем образования отдельных типов осадочно-вулканогенных горных пород, их классификации, в изучении полезных ископаемых, создании стройной классификации осадочно-вулканогенных формаций.

В связи с публикацией новой работы Г. Дзоценидзе хотелось бы обратить внимание на некоторые вопросы разработки проблемы осадочно-вулканогенного породо- и рудообразования.

Влияние вулканизма на осадконакопление и состав осадочных пород более широко, чем еще совсем недавно представлялось. Вулканогенно-осадочные образования как наземные, так и под-

водно-морские так же регионально широко распространены, как и многие другие осадочные образования. Настала пора перестраивать геологические концепции в этом направлении.

Прежде всего необходимо разработать историко-геологические представления о месте и роли вулканогенно-осадочных образований в земной коре. Здесь ведущими, по-видимому, будут являться вулканогенно-осадочные формации. Формационный анализ вполне применим и к этому типу геологических комплексов. Совершенно справедливо Г. Дзоценидзе ставит вопрос о дальнейшей разработке классификации осадочно-вулканогенных формаций в земной коре. Создание стройной картины типов вулканогенно-осадочных формаций, их развитие в истории Земли и связь их с геологическими структурами — один из интереснейших вопросов.

Выделение вулканогенно-осадочных формаций может иметь огромное значение также для палеогеографических и тектоно-геологических реконструкций развития Земли.

Г. Дзоценидзе показал всю сложность и многообразие осадочно-вулканогенных геологических процессов, протекающих при подводном вулканизме как механических, так и химических продуктов извержения и при наземном вулканизме. Изучение этих процессов только приоткрыло нам первые страницы познания осадочно-вулканогенного породо- и рудообразования. Особенно интересны геологические процессы, протекающие на дне морских водоемов в условиях, наиболее благоприятных для миграции элементов на стадии седimentогенеза и диагенеза.

В этой еще малоизученной области осадочно-вулканогенных геологических и geoхимических процессов, особенно происходящих при подводном вулканизме, где в огромных количествах фиксируются жидкие и газовые продукты извержения, могут быть открыты новые данные для познания осадочно-вулканогенного рудообразования, не находящего пока объяснения с позиций классической литологии и осадочной дифференциации. Даже имеющийся небольшой фактический материал говорит о том, что некоторые установленные представления о генезисе железных и марганцевых руд, бокситов, фосфоритов, кремнистых накоплений должны быть пересмотрены. В прогнозировании, поисках и разведке месторождений этого типа должна учитываться и возможность формирования их в процессах вулканизма.

Как показали многочисленные работы вулканологов, не менее сложны, интересны и своеобразны процессы наземного вулканизма.

Вулканогенный процесс вносит в геохимию гипергенеза свои особенности и такие сочетания химических элементов, которые не свойственны гипергенному процессу. Поэтому изучение геохимии вулканогенно-осадочного рудообразования и литогенеза представляет значительный как теоретический, так и практический интерес. Нужно вскрыть закономерности миграции рудных элементов

в этом процессе, что позволит познать основные принципы формирования концентраций отдельных элементов и месторождений полезных ископаемых. Известно, что в процессе фумарольно-сольфатарной деятельности и гидротермальной кислотной переработки горных пород происходит значительное перемещение химических компонентов. Широкое развитие в геосинклиналях и вулканических областях вторичных кварцитов и силификации в различных формах цеолитов, алюнитов и алюнитизации, монтмориллонитовых и тому подобных пород показывает, что подобный процесс может дать такое же большое количество таких же компонентов в осадочный процесс, что и процессы латеритного выветривания. К тому же эти процессы имеют широкое региональное распространение. Таким образом выявляется новый крупный поставщик дифференцированного материала в процессы осадко- и рудообразования. Следовательно, поиски и разведка целого ряда полезных ископаемых, особенно в геосинклиналях с развитым вулканализмом, должны строиться с учетом явлений вулканализма и тех новых источников полезных компонентов для образования минерального сырья, которые прежде поисковой практикой не учитывались. Монография Г. Дзоценидзе, где рассматривается влияние вулканализма на образование месторождений бокситов, марганца, железа, меди и других полезных ископаемых, еще раз обращает внимание на необходимость дальнейшей глубокой проработки этих вопросов.

Выводы автора о связи кремниевых, сульфидных, марганцевых, алюминиевых, железистых, известковых и других накоплений с интенсивным развитием подводных вулканических экскаваций, выносивших в бассейн седиментации повышенные концентрации этих элементов, заслуживают внимания не только при поисках и разведке этих месторождений, но и представляют значительный интерес для развития литологических и палеогеографических исследований.

Хотя положения, изложенные Г. Дзоценидзе, не всегда бесспорны и нуждаются в дальнейшей проработке, тем не менее при палеогеографических и фациальных реконструкциях (особенно для толщ, формировавшихся в геосинклиналях, где был широко развит вулканализм) следует учитывать возможность иной трактовки генезиса этих толщ и минеральных концентраций. Вероятно, условия формирования некоторых толщ, обогащенных сульфидами, кремнеземом, марганцем, железом, нужно рассматривать не только как фации, формировавшиеся в сероводородной среде, или как результат развития кремниевых организмов в холодных водоемах, или как результат концентрации железа и марганца при осадочной дифференциации, но и как показатель развития вулканических процессов, может быть даже отдаленных. Некоторые палеогеографические реконструкции могут быть рассмотрены по-новому, с позиций возможного подводного вулканализма. Распространенные в докембрии осадочно-метаморфические толщи,

обогащенные пиритом и другими сульфидами, вероятно, образованы не только в условиях избытка сероводорода органического происхождения, но прежде всего и в результате подводного вулканизма, создавшего благоприятную среду для развития этих процессов.

Литологи в своих построениях должны также исходить из того, что в осадочном процессе участвует не только материал, подготовленный процессами выветривания, но и вулканогенный. В дальнейшем будет создана более четкая схема типов литогенеза, учитывающая сложные взаимосвязи между количеством и ролью гипергенного и вулканогенного материала в осадочном процессе.

В литературе давно уже подчеркивается значение вулканогенных компонентов в составе осадочных пород, однако до сих пор количественная оценка вулканогенного материала в осадках еще не дана. Г. Дзоценидзе совершенно справедливо отмечает слабую разработанность количественных методов учета вулканогенного материала в осадочном процессе. Некоторые данные о роли вулканогенного материала в осадочно-метаморфических толщах докембрия были выяснены ранее рядом исследователей. Теперь нужен специальный количественный учет вулканогенного материала в осадочном процессе. Если роль пирокластического материала в осадочно-вулканогенных формациях оценить, вероятно, легко доступными нам методами, то роль газовых и флюидных экскальаций, особенно при подводном вулканизме, оценить, конечно, значительно сложнее. На первых порах количественная оценка содержания пирокластического материала в отдельных осадочных и вулканогенных породах в составе осадочно-вулканогенных формаций представила бы значительный интерес. Задача будущих исследований — определить количественное распространение и удельное значение вулканогенно-осадочных толщ среди осадочных отложений отдельных периодов, а также количество вулканогенного материала в отдельных осадочных толщах. Эти определения могли бы помочь оценить развитие вулканизма в истории земной коры.

Учет распространения вулканогенного материала и его количественная оценка очень важны также для поисковых работ и для решения палеогеографических задач.

Г. Дзоценидзе рассматривает главным образом вулканогенно-осадочные процессы в геосинклинальном развитии земной коры. Менее изучено влияние вулканогенного материала на осадконакопление на платформах, куда также в значительных количествах поступает пепловый материал, подвергающийся затем гипергенной обработке и влияющий на осадочный процесс. Нужна количественная оценка масштабов этого явления.

В работах по осадочно-вулканогенному литогенезу все больше внимания уделяется изучению роли вулканического материала в осадочном процессе, расширяются представления об участии

вулканогенных компонентов в гипергенезе. В то же время настало пора более четко определить границы вулканогенно-осадочного процесса в общем процессе осадконакопления, особенно если рассматривать и отдаленные вулканогенно-осадочные формации. Необходимо разрабатывать или хотя бы наметить основные критерии, которые позволяли бы определять преобладающую роль того или иного процесса в литогенезе, удельное влияние вулканогенного или типично осадочного материала, вулканогенного или гипергенного развития породы. Конечно, между ними есть и различные переходы. Сложность разработки классификации вулканогенно-осадочных пород или сопоставление формаций фумарольно-сольфатарных преобразований с типичными корами выветривания является достаточным доказательством необходимости и сложности изучения взаимодействия вулканического и осадочного исходных материалов, геологических процессов и явлений.

Следует тщательно изучить влияние вулканогенного материала на процессы диагенеза, а также миграцию элементов в осадочно-вулканогенных образованиях. Эти вопросы почти не затронуты исследованием, а ведь здесь, вероятно, находится ключ к познанию процессов осадочно-вулканогенного рудообразования.

По-прежнему отстает изучение древнейших осадочно-вулканогенных пород, подвергшихся метаморфизму. Как показал Г. Дзоценидзе, в докембрийских щитах были широко распространены процессы вулканизма, многие метаморфические толщи сложены вулканогенным и осадочно-вулканогенным материалом. Работы последних лет показывают, что в них часто хорошо сохраняются первичные реликтовые текстуры и структуры (шаровые лавы, туфобрекции и туфоконгломераты, переслаивание существенно пирокластических пород с нормальными осадочными породами и т. п.). В последние годы в Карелии среди метаморфизованных вулканогенных отложений установлены кальдеры, кратеры и другие эруптивные аппараты вулканизма. Все это наряду со знанием исходного химического состава пород дает достаточный первоначальный материал для реставрации древних осадочно-вулканогенных процессов, проходивших в периоды, предшествовавшие метаморфизму, а также для познания процессов метаморфогенного рудообразования.

Развивая новое научное направление, мы входим в новый мир понятий, процессов, номенклатуры явлений и пород. В связи с этим одной из важнейших задач современной вулканогенно-осадочной литологии является разработка классификации вулканогенно-осадочных пород и процессов, их порождающих. В этом направлении сделаны только первые шаги. Первый опыт разработки классификации осадочно-вулканогенных пород, обсужденный на специальном семинаре в г. Тбилиси в 1968 г., показал всю важность и сложность разработки научной терминологии, без которой невозможна консолидация сил исследователей осадочно-вулканогенного литогенеза.

Изучению геохимических процессов, протекающих при сочетании эфузивной деятельности и гипергенеза, способствовали бы экспериментальные исследования. Нужно поставить изучение всего многообразия явлений, происходящих при разных температурах, давлениях, химизме среды в осадочно-вулканогенном процессе. К сожалению, экспериментальные исследования в этом направлении даже на общем фоне отставания экспериментальной геологии остаются наиболее слабо поставленными.

Для более глубокого познания процессов вулканизма и практического использования явлений, связанных с вулканизмом, настало время, очевидно, провести глубокое опорное бурение в областях современного активного вулканизма. Следует провести геолого-геофизические работы для обоснования наиболее оптимального места заложения скважины, ее глубины.

В заключение хотелось бы обратить внимание еще на одну сторону исследований в затронутой области. Вулканологи внесли существенный вклад в изучение процессов вулканизма, как современного, так и ископаемого, много поработали над систематическим изучением состава продуктов извержения и поствулканической деятельности. Хуже разработаны вопросы практического использования явлений, связанных с вулканизмом, хотя здесь есть много вопросов, интересующих геологическую службу. Если изучение месторождений полезных ископаемых вулканогенного и осадочно-вулканогенного происхождения начинает все более учитываться в работе разведчиков недр, то другие вопросы еще не привлекли их внимания. Использование подземного тепла Земли в вулканических областях только начинается, причем используются пока термальные воды и паро-гидротермальные смеси. Над возможностью создания искусственных паро-гидротерм для отбора тепла Земли мы еще не работали. Мало изучается комплексное использование подземных вод вулканических областей в качестве тепла, а также возможность извлечения из них химических элементов, выносимых из недр Земли источниками и через буровые скважины, для теплофикации.

Возникают сложнейшие вопросы проводки скважин в вулканических областях, методики разведки паро-гидротерм, гидротерм и вообще подземного тепла. Прикладная вулканология ждет своих исследователей.

Рождающееся в наше время новое научное направление, которое, вероятно, можно назвать учением об осадочно-вулканогенном литогенезе и рудообразовании, или осадочно-вулканогенным литогенезом и рудогенезом, имеет большое научное и практическое значение, ему предстоит большое развитие. Новая работа Г. Дзоценидзе так же, как и предыдущая, способствует формированию этого развивающегося научного направления в геологии.

Академик А. В. Сидоренко

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа является результатом коренной переработки книги автора «Влияние вулканизма на образование осадков», выпущенной издательством «Недра» в 1965 г. Книга быстро разошлась, что объясняется новизной и актуальностью проблемы, а также почти полным отсутствием к тому времени литературы по этой проблеме. По книге были опубликованы рецензии как в советской¹, так и в зарубежной² печати. Кроме того, автор получил много писем от читателей. Как в рецензиях, так и в письмах, наряду с положительной оценкой книги в целом, содержались некоторые замечания и предложения, которые автор принял с благодарностью и постарался учесть при подготовке настоящей работы.

За четыре года, прошедшие со времени представления книги в издательство (1964 г.), в нашей стране и за рубежом появилось очень много работ как отдельных статей и сборников, так и монографий, посвященных вулканогенно-осадочному рудогенезу и, в меньшей степени, литогенезу. У автора было естественное желание максимально использовать эти работы при подготовке рукописи. Но это оказалось практически неосуществимым не только из-за большого объема литературы, но главным образом из-за почти непрерывного появления новых работ. Этот факт ясно указывает, насколько актуальна данная проблема и какое большое количество специалистов включилось в ее разработку. Исходя из сказанного, автор не может претендовать на полное использование всех работ, но надеется, что основные исследования в этой области не были пропущены.

В отличие от первой работы автора, посвященной влиянию вулканизма на образование осадков, в данной книге гораздо шире рассматривается роль вулканических явлений в литогенезе. Особо

¹ Коптев-Дворников В. С. «Геология рудных месторождений», 1966, № 5.

² Davidson C. F. Economic Geology. 1966, vol. 61, № 2.

бое внимание обращено на условия формирования месторождений полезных ископаемых вулканогенно-осадочного генезиса.

Вулканогенно-осадочное рудообразование настолько тесно связано с другими формами вулканогенного рудогенеза и, в первую очередь, с субвулканическо-гидротермальным процессом, что их часто невозможно отделить друг от друга. Это также нашло отражение в книге, в которой при характеристике типов месторождений вулканогенный рудогенез рассматривается комплексно.

В третьей части книги излагаются общие вопросы вулканогенно-осадочного литогенеза, такие, как особенности подводных извержений, относительная роль разных процессов вулканизма в породо- и рудообразовании, значение литологического состава вулканических толщ в рудогенезе и др.

Автор рассматривает настоящую работу лишь как попытку в какой-то мере подытожить накопившийся к данному моменту фактический материал по вулканогенно-осадочному литогенезу и рудогенезу. Он хорошо сознает, что книга далека от совершенства. Это, безусловно, объясняется главным образом сложностью и многосторонностью проблемы. Для ее более или менее полного освещения необходимо каждому вопросу, рассмотренному в данной книге в сравнительно небольшой главе, посвятить монографии. Тот факт, что над проблемой вулканогенно-осадочного литогенеза и рудогенеза работают многочисленные коллективы в разных частях Советского Союза, дает основание надеяться, что такие монографии появятся в ближайшее время.

Многие главы данной книги в рукописи прочел Г. А. Твалчредзе. В. И. Смирнов был так любезен, что ознакомился с монографией еще в рукописи, и дал ряд полезных советов. Автор считает своей приятной обязанностью сердечно поблагодарить их за оказанное содействие. Автор искренне признателен всем, кто в рецензиях или письмах дал какой-либо полезный совет.

Автор глубоко благодарен А. В. Сидоренко, который еще раз продемонстрировал свою большую заинтересованность в разработке проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза, согласившись быть научным редактором данной книги.

ВВЕДЕНИЕ

Значительная роль вулканических явлений в развитии земной коры признается всеми исследователями. К примеру, можно назвать работу Е. Мархинина (1967), в которой этот вопрос освещен достаточно детально на примере Курильских островов. Но влияние вулканизма на формирование осадочных пород и руд до последнего времени было освещено весьма слабо. Даже в наиболее полной сводке по осадочным породам и условиям их образования У. Твенхофела, написанной в 1925 г. и переведенной на русский язык в 1936 г., лишь вскользь затронут вопрос о роли вулканизма в происхождении кремнеземистых, железистых, марганцевых отложений, бентонитов и осадочных цеолитов.

За последнее время положение резко изменилось, так как появились монографии и сборники, посвященные осадочно-вулканогенным формациям и связанным с ними полезным ископаемым.

Начало изучению этой проблемы положил Н. Страхов, в работах которого рассмотрены основные вопросы роли вулканизма в осадконакоплении как современных водоемов, так и прошлых геологических эпох. Н. Страхов указывает на отсутствие необходимых данных о специфике химико-биологического осадкообразования в районах активного вулканизма и для примера рассматривает моря Малайского архипелага (1954). В этих морях, во-первых, наблюдается пониженное по сравнению с Мировым океаном содержание карбоната кальция, и, во-вторых, с глубины 3000 м начинается резкое уменьшение содержания CO_2 , в то время как в океане эта граница находится на глубине 4500 м. Малую карбонатность Н. Страхов объясняет более интенсивным приносом обломочного материала, а возможную причину подъема вверх границы малой карбонатности — интенсивным вносом в море CO_2 в результате подводных извержений, что способствовало растворению части уже осажденного CaCO_3 в илах и обедняло их карбонатом.

В этих же морях отмечается большое количество конкреций CaCO_3 , доломита, сидерита (или анкерита), пирита, барита. Но каких-либо накоплений аутигенного кремнезема обнаружено не было.

Н. Страхов справедливо указывает, что кратковременность научных наблюдений за влиянием вулканизма на современные осадки дает возможность уловить лишь незначительную часть тех процессов, какие в действительности здесь имеют место. Поэтому полная оценка процессов, происходящих при формировании эфузивно-осадочных комплексов, как целого, и оценка общего значения вулканизма для осадочного осадконакопления возможны лишь путем вовлечения в анализ древних эфузивно-осадочных комплексов и формаций.

Рассматривая эти явления, Н. Страхов вкратце разбирает принос в море пирокластического материала и образование слоистых туфов, отмечает появление бентонитов как продуктов гальмировального разложения тонкого пеплового материала, указывает на значение подводных вулканов для образования коралловых рифов в теплых морях.

Более детально Н. Страхов касается роли вулканизма в накоплении кремнистых образований, а также железа и марганца. При этом отмечается, что часто SiO_2 уносится далеко от очагов, что создает видимость независимости их от подводного вулканизма. Указывается, что эфузивно-осадочные комплексы приурочены, как правило, к геосинклинальным областям и что на платформах, даже если имеет место вулканизм, не образуются эфузивно-осадочные толщи того типа, какие характерны для геосинклинальных зон.

Еще более обстоятельно вопрос о роли вулканизма в литогенезе рассмотрен в последних работах Н. Страхова (1962_{1, 2}).

Основные положения, выдвигаемые автором в этих работах, вкратце можно сформулировать следующим образом:

1. Хотя климатические типы осадочного породообразования (гумидный, аридный, ледовый) покрывают в совокупности всю поверхность Земли, исключая возможность существования еще какого-либо иного типа литогенеза, тем не менее существует интразональный эфузивно-осадочный тип в виде вкраплений в площади климатических типов.

2. Эфузивно-осадочным называется породообразование на площадях вулканических извержений и в их окрестностях, находящихся под исключительным или определяющим влиянием эфузивного процесса. Этот тип литогенеза по ряду присущих ему черт радикально отличается от осадкообразований климатических типов.

3. Если для климатических типов литогенеза источником осадочного материала является выветривание суши, то в случае эфузивно-осадочного литогенеза материал поступает из глубоких горизонтов земной коры частью в виде рыхлых продуктов

извержения, частью же в виде гидротермальных растворов и газовых эманаций. При этом характерной чертой поступления материала является эпизодичность и огромная быстрота его выноса, в тысячи и миллионы раз превосходящая быстроту поступления в других типах осадочного процесса; в результате этого на участках развития вулканической деятельности и в их окрестностях полностью или почти полностью подавляется осадочный процесс других типов на весь период вулканических извержений.

4. Особенности вулканогенно-осадочных образований обусловлены следующими характерными чертами вулканического материала: а) механические продукты здесь совершенно свежие, без каких-либо следов поверхностного континентального выветривания; б) гидротермальные растворы также отличаются от поверхностных вод тем, что часто обогащены SiO_2 , Mn, Fe, Al, а также малыми элементами — Cu, Pb, Zn, As и др. Весьма характерны газовые эманации: CO, CO_2 , NH_3 , H_2S , HCl, SO_3 , меньше H и CH_4 ; главные члены этих эманаций полностью отсутствуют в материале, поступающем с континентов; в) резко выраженная восстановительная среда образования вулканического материала обуславливает нахождение элементов на низких ступенях окисления.

5. Процессы отложения вулканического материала резко различны в зависимости от характера извержения: наземного или подводного. В первом случае вблизи очагов извержения накапливаются лишь твердые продукты извержения — пирокластический материал, которые не несут признаков типично осадочных пород; эманации и гидротермы рассеиваются по поверхности и поэтому не дают ощутимого седиментационного эффекта.

При подводных извержениях или извержениях на вулканических островах пирокластический материал попадает в водную среду, в которой сортируется; с удалением от очага извержений к пирокластическому материалу подмешивается терригенный материал, и туфы переходят в туффиты, а еще дальше — в нормальные осадочные породы. Газовые эманации и гидротермы смешиваются с морской водой, принося с собой и осаждая кремнезем, разнообразные соединения Fe, Mn, Al, а также малых элементов — As, P, Ba и др.

Газовые эманации, в первую очередь CO_2 , должны были локально понижать щелочной резерв и pH воды и тормозить садку CaCO_3 . Вместе с тем в моменты, когда гидротермы выбрасывали в море большие количества лишенной кислорода воды, вблизи очагов извержений кислород исчезал, Eh воды понижался, что способствовало садке силикатов и карбонатов железа и марганца прямо из воды. В случае выделения большого количества H_2S создавались условия для непосредственной садки из воды сульфидов Fe, Pb, Zn. Иначе говоря, подводный вулканизм вызывал садку таких материалов, которые в обычных условиях возникали лишь в диагенезе, при решающем влиянии разлагающегося органического вещества. За пределами локальной восст-

новительной зоны железо и марганец осаждались, очевидно, в форме гидроокислов. Таким образом, в ближайшем соседстве отлагались и переходили одни в другие осадки весьма разного минерального состава и разных требований к физико-химической среде (гематит-силикатные руды мульд Ланн и Дилль в ФРГ и др.).

Но не весь материал, внесенный эфузивным процессом, осаждается сразу. Многие компоненты остаются в растворе (HCl , SO_3 , B , F , Vg и др.) и увеличивают соленость гидросферы.

6. Приводя примеры месторождений железа и марганца и на-
коплений кремнезема эфузивно-осадочного генезиса, Н. Страхов выделяет три типа эфузивно-осадочных формаций: а) собственно эфузивную, представленную лавами и туфами, без сколько-нибудь заметной примеси в последних терригенного материала; б) эфузивно-терригенную, в которой, помимо лав и туфов, заметную роль играют песчаники и глины терригенного происхождения, обогащенные туфовым материалом; в) эфузивно-кремнистую формацию, в которой наряду с лавами и туфами большое участие принимают кремнистые породы — яшмы, кремнистые сланцы; они возникли в море при интенсивном развитии гидротермальных явлений; обычно этому типу формаций подчинены месторождения марганцевых и железных руд или породы джеспилитового облика.

7. Современное эфузивно-осадочное породообразование про-
текает в разных условиях: а) в областях молодых складчатых хребтов, еще продолжающих активную тектоническую жизнь, и в периферических частях Тихого океана. Отдельные очаги в ана-
логичных условиях существуют и в центре Тихого океана (Гавай-
ские острова). Вулканизм в этих областях отличается огромной напряженностью, т. е. обилием очагов извержений и их линей-
ным расположением; б) в областях Атлантического и Тихого океанов и площадях платформенного типа, т. е. территориях континентального блока за пределами зоны альпийской складчатости и современных геосинклиналей. Здесь вулканические очаги рас-
полагаются либо единично, либо небольшими группами.

8. Эфузивно-осадочный литогенез в прежние геологические периоды был характерен главным образом для центральных частей геосинклинальных зон; формации отличаются линейной вытянутостью по простианию.

Наряду с этим в отдельные моменты напряженная вулканическая деятельность была характерна и для платформенных мас-
сивов, например: в девоне — для Русской платформы, в триасе —
для Африканской и Сибирской, в верхнем мелу — для Индийской.

Наиболее полно вулканогенно-осадочный тип литогенеза был охарактеризован Н. Страховым в вышедшем в 1963 г. труде, который безусловно имеет большое значение для изучения про-
цессов вулканогенно-осадочного породо- и рудообразования. Н. Страхов фактически впервые в мировой геологической лите-
ратуре влияние вулканизма на литогенез излагает в виде строй-

ной научной теории, которая оказала большое влияние на изучение этого весьма важного и далеко не полностью познанного процесса. Ниже приводится лишь краткий обзор данного труда, многие положения которого были изложены в прежних работах Н. Страхова и уже рассмотрены выше. Взгляды Н. Страхова на отдельные стороны процесса вулканогенно-осадочного литогенеза будут приведены по мере надобности в соответствующих главах.

Н. Страхов раздельно рассматривает литогенез, связанный с наземным и подводным вулканизмом.

В главе о наземном вулканизме и связанном с ним породообразовании характерные особенности вулканических извержений и все разнообразие веществ, выносимых из вулканических очагов, разобраны так детально, что она может удовлетворить не только литолога, но и вулканолога. Далее дается классификация вулканогенно-осадочных формаций, образующихся при наземном вулканизме, и рассмотрены особенности аутигенного минералообразования в условиях гумидной и аридной областей. С такой же тщательностью рассмотрены специфические особенности подводного вулканизма и связанного с ним породообразования.

В отдельной главе излагаются условия возникновения вулканогенно-осадочного типа литогенеза, разбираются типы вулканизма геосинклинальных областей, платформ и океанического дна. В заключении рассмотрено общее значение вулканизма для литогенеза.

Таким образом, в работе Н. Страхова освещен весьма широкий круг вопросов о роли вулканизма в образовании осадочных пород и полезных ископаемых и специфики вулканогенно-осадочного типа литогенеза. Можно без преувеличения сказать, что данная работа Н. Страхова знаменует новый этап в изучении этой большой и важной проблемы.

Н. Страхов затронул почти все основные аспекты проблемы влияния вулканизма на осадкообразование, которые должны определить направление дальнейших исследований в данной области.

Ниже мы попытаемся осветить некоторые из этих вопросов на основании литературных данных и имеющегося в распоряжении автора фактического материала. При этом раздельно будут рассмотрены два пути влияния вулканизма на литогенез: 1) участие рыхлых продуктов вулканизма в формировании осадочных пород и 2) роль химических веществ, выносимых из глубин Земли в связи с вулканическими и поствулканическими процессами в образовании некоторых химических осадков и вулканогенно-осадочных месторождений полезных ископаемых.

ВЛИЯНИЕ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА НА ЛИТОГЕНЕЗ

1.

РОЛЬ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА В ФОРМИРОВАНИИ КЛАСТИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

О роли вулканического материала в формировании механических осадков трудно найти какую-нибудь более или менее фундаментальную работу. Справедливо замечает Д. Наливкин (1956), что количество работ по петрографии эфузивных пород очень велико, по геологии эфузивов их значительно меньше, а по осадконакоплению, связанному с вулканической деятельностью,— совсем мало. Д. Наливкин, по-видимому, имеет в виду закономерности накопления и распределения на земной поверхности или под водой собственно вулканического материала. По этому вопросу за последнее время появилось немало интересных работ. Из них в первую очередь следует назвать работу Е. Малеева (1963), представляющую собой пока наиболее полную сводку по вулканокластическим образованиям, их фациям, условиям происхождения, а также по номенклатуре и классификации вулканических горных пород. Но вопрос об условиях образования смешанных вулканогенно-осадочных пород в геологической литературе освещен совершенно недостаточно.

В настоящей книге не дается детального освещения данной темы, а лишь указываются некоторые особенности влияния вулканического рыхлого материала на образование осадочных кластических пород.

Выбрасываемый вулканами рыхлый пирокластический материал является источником образования тех слоистых туфов и туффитов, которые составляют важный компонент всех вулканических и вулканогенно-осадочных формаций. При этом надо учесть, что кроме подводных извержений, материал для образования подводных туфов и туффитов поставляют и наземные вулканы, особенно расположенные на островах или недалеко от берегов морей и океанов, значительная часть продуктов извержения которых попадает в море. Количество выбрасываемого наземными вулканами пирокластического материала огромно; к тому же следует

принять во внимание, что обычно учитывается лишь пирокластический материал, упавший на сушу, между тем, попадающий в море, видимо, составляет также немалую долю общей массы пирокластического материала. В. Влодавец (1949), описывая извержение вулкана Авача 25 февраля 1945 г., отмечает, что лишь за 8 ч извержения в 25 км от вулкана в центральной части пеплопада, где вел наблюдения Б. Пийп, толщина слоя пепла достигла 45 см. Всего на сушу было выброшено около 0,25 км³ пирокластического материала. «А сколько выпало еще в океан?», — спрашивает В. Влодавец. Ведь не может быть никакого сомнения, что большинство вулканов Курильско-Камчатской дуги поставляет пирокластический материал в соседние моря. А разве вулканы Исландии не выбрасывают в Норвежское море и Атлантический океан пепловый материал? Известно, что во время извержения исландского вулкана Аскин (1875 г.) пемзовый пепел через 11 час 40 мин был отнесен на западный берег Норвегии, а позже достиг и Стокгольма, удаленного примерно на 900—1000 км от центра извержения (Тиррель, 1934).

Однако на такие большие расстояния переносится лишь незначительное количество материала, и то только тончайшего пепла. Главная масса пирокластического материала осаждается вокруг центра извержений в радиусе 20—50 км. Но господствующее направление ветров обуславливает несимметричный разнос песчаного и пеплового материалов, поэтому пирокластические осадки вокруг центра извержения бывают распределены неравномерно.

Кроме ветра, который переносит почти исключительно обломки пепловой размерности, несимметричное распределение пирокластического материала вокруг центра извержения обуславливается так называемыми направленными взрывами. Последние все обломки, крупные и мелкие, выбрасывают преимущественно только в одном определенном направлении, на расстоянии нескольких километров или даже, при сильных взрывных извержениях, десятков километров. Так, например, при мощных извержениях вулкана Безымянного на Камчатке в 1956 г. (Горшков и Богоявлensкая, 1965) на большой площади к юго-востоку от вулкана отложился слой раскаленного песка и пепла. Область воздействия направленного взрыва имеет ширину до 25 км, а длину до 30—32 км (рис. 1). Немало аналогичных примеров описывают японские геологи. На рис. 2 показано распространение пепла при направленных взрывах нескольких плейстоценовых и голоценовых вулканов из области Хоккайдо. Из рисунка видно, что пеплопад даже у сравнительно слабых вулканов распространяется не менее, чем на 25 км от центра извержения. А при мощных извержениях граница пеплопада достигает даже 170 км. При этом почти все вулканы направляют материал на восток, с редкими отклонениями к северо-востоку и юго-востоку, а еще реже к югу. Отложения же пирокластических потоков распространяются на гораздо меньшие расстояния — на 5—25 км.

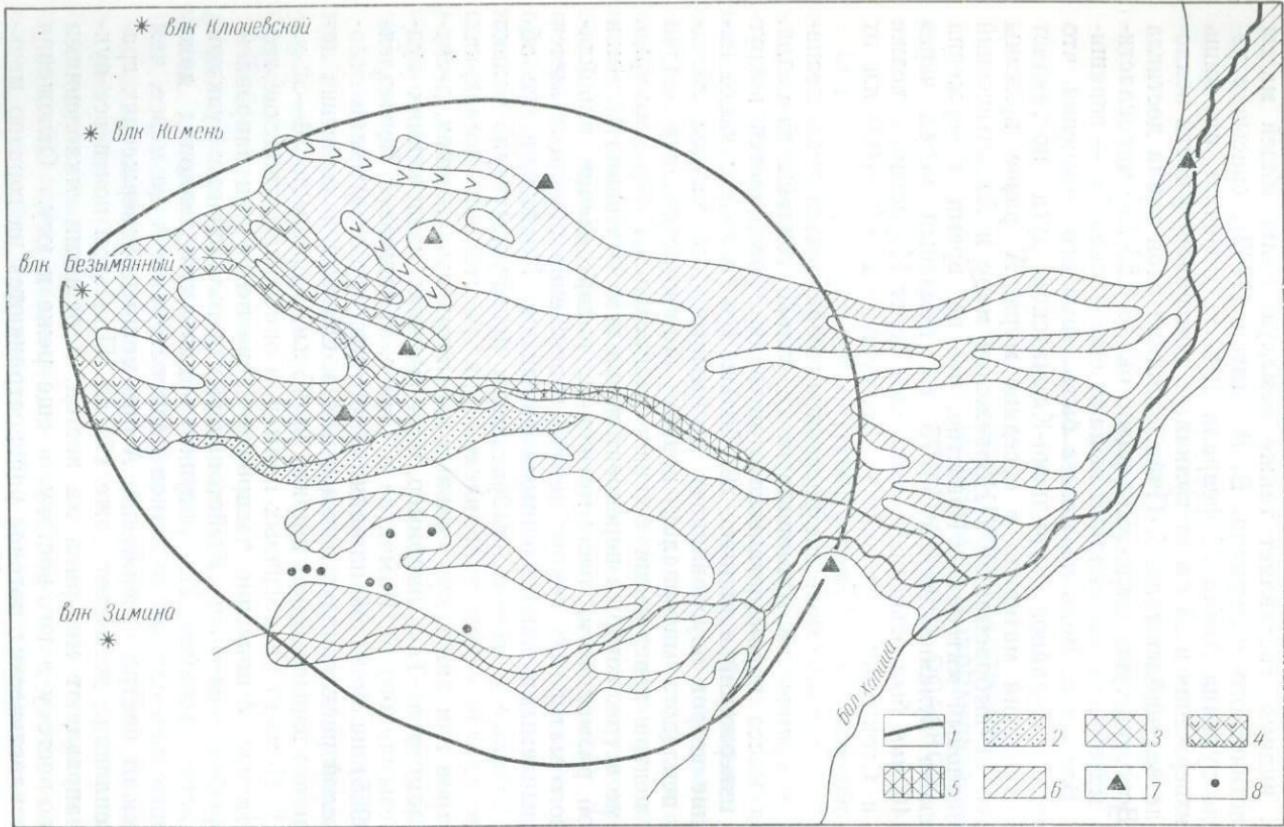
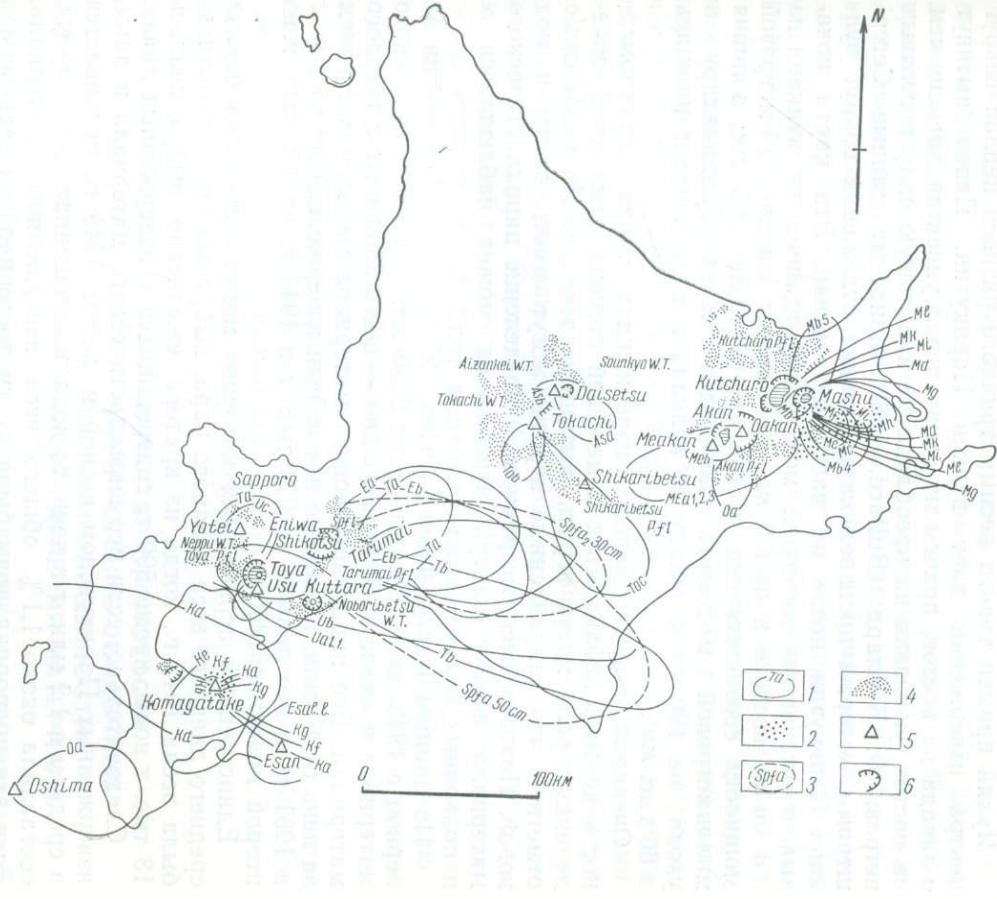


Рис. 1. Схема области, охваченной направленным взрывом 30 марта 1956 г. По Г. Горшкову

1 — граница области направленного взрыва; 2 — отложения взорванной постройки; 3 — пути пирокластических потоков; 4 — мощные отложения пирокластических потоков; 5 — мощные отложения грязевого потока; 6 — пути грязевых потоков; 7 — экспедиционные лагеря; 8 — точки замера мощностей песчаных отложений направленного взрыва

Рис. 2. Отложения пеплопада и пирокластического потока в Хоккайдо (из книги «Геологическое развитие Японских островов»)

1 — отложения голоценового пеплопада, представленные контурной линией 10 см мощности (буквы на линии означают: прописная — начальная буква названия вулкана, строчная — а, в, с . . . разные пеплопады); 2 — отложения голоценового пирокластического потока; 3 — отложения плейстоценового пеплопада, представленные контурной линией от 30 до 50 см мощности; 4 — отложения пирокластического потока (*P.fl*) и сваренного туфа (*W.T.*) плейстоцена; 5 — вулкан; 6 — кальдеры



Яркий пример такого несимметричного разноса пеплов вокруг центра извержения дает вулкан Парикутин. Пепел вытянут с запада на восток, причем на запад пепел уносится дальше, чем на восток, указывая на преобладание и большую силу восточных ветров. Ф. Баллард (Ballard, 1962) приводит данные Сегерштрома, который произвел картирование отложений вокруг вулкана Парикутин после их частичной эрозии. Эта карта показывает, что линия метровой мощности удалена от вулкана на 3,8 км на востоке и на 6,6 км на западе; линия 0,25-метровой мощности соответственно отстоит на 7 и на 11,5 км; а линия миллиметровой мощности переходит через Гвадалахару и уходит на 190 км к западу от вулкана и ограничивает площадь в 60 тыс. км².

Очевидно, при подводных извержениях такая неравномерность должна наблюдаться в меньшей степени, хотя здесь определенную роль могут играть подводные течения. Но необходимо отметить, что направленные взрывы могут иметь место и под водой. Поэтому несимметричное распределение пирокластического материала вокруг центра извержения может наблюдаться и в подводных вулканогенно-осадочных толщах.

По данным Карла Фриса (Fries, 1953), вулкан Парикутин за период с 1943 по 1952 г. выбросил 2230 млн. т пирокластического материала и около 1330 млн. т лавы — всего 3560 млн. т твердого материала. Вес пирокластического материала менялся в среднем за день от 10 млн. т (первые две недели извержения) до 65 тыс. т в 1951 г., а вес лавы — от 650 тыс. т в 1943 г. до 170 тыс. т во второй половине 1950 г.

Единственный период, для которого могла быть дана оценка среднего дневного веса водяного пара, выбрасываемого вулканом, была весна 1945 г., когда из кратера ежедневно выбрасывалось 13 тыс. т воды, кроме 500 т, содержащихся в изверженных лавах.

Следовательно, если вес пирокластического материала и лавы, изверженных Парикутином весной и летом 1945 г., оценивается в среднем в 1,2 млн. т в день, то вода, выброшенная за это время, составляла около 1,1% общего веса изверженного материала. Если эта пропорция воды была почти постоянной за весь период активной жизни вулкана, то общий вес воды определяется цифрой около 39 млн. т.

Прекрасным примером мощности извержения и дальности разноса выброшенного рыхлого материала является известное извержение вулкана Катмай 6 июня 1912 г. По Г. Тиррелю (1934), «огромное количество изверженного материала, составлявшего около 20 км³, было выброшено на окружающую местность и легло прекрасно напластованными отложениями, достигающими мощности от 0,25 до 3 м... 11 июня, т. е. на пятый день после извержения, вулканическая пыль из Катмая выпала в Ванкувере и Виктории (Британская Колумбия) на расстоянии 2100 км от вулкана».

Не менее интенсивным является извержение вулкана Безымянного на Камчатке, описанное Г. Горшковым (1957). Не касаясь деталей извержения, укажем лишь, что в сел. Ключи в 45 км от вулкана, за три часа выпал слой пепла мощностью в 2 см. А к северо-востоку от вулкана на расстоянии 400 км пепел покрыл поверхность земли слоем толщиной в 1 мм; мелкий пепел достиг Северного полюса, а на четвертый день после извержения над Великобританией заметили облако вулканической пыли. По Г. Горшкову, объем выпавшего пепла составил около 500 млн. м³.

Зная среднюю интенсивность извержения отдельных вулканов, можно для каждого цикла извержения примерно рассчитать слой пирокластического материала, достигающий значительной мощности на сравнительно большой площади. Так, например, один только побочный конус Ключевского вулкана, Билюкай, во время извержения с марта 1937 г. по февраль 1938 г. выбросил в воздух около 160 млн. м³ пирокластического материала, которого достаточно, чтобы образовать слой мощностью в 1 м на площади 160 км². А вулкан Ксудач на Камчатке во время извержения 28—29 мая 1907 г. выбросил около 3 км³ пирокластического материала, которого достаточно для образования осадка мощностью 3 м на площади 1000 км². Однако эти извержения являются исключительными, а не типичными, поэтому приведенные цифры указывают на интенсивность осадкообразования в вулканогенных геосинклиналях лишь в отдельные моменты.

На основании этих примеров можно сделать вывод, что и извержения средней мощности, т. е. извержения, довольно обычные для геосинклинального вулканизма, доставляют из глубин Земли огромное количество ювенильного материала.

2.

ХАРАКТЕР СЛОИСТОСТИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАТЕРИАЛА

Пирокластический материал, выпадающий в субаэральных условиях, на сущее большей частью имеет довольно хорошо выраженную слоистость даже в окологорловой зоне, а в промежуточной и тем более в удаленной зоне (термины в понимании Е. Малеева, 1963) слоистость делается все совершеннее. Для отложенных в удалении от вулкана туфов характерна так называемая сортированная слоистость (graded bedding), когда в тонких слоях хорошо видна сортировка материала по крупности пирокластических частиц снизу вверх, причем это повторяется в каждом вновь отложенном слое. Таких примеров из областей современного и недавнего вулканизма можно привести немало, но здесь ограничимся примером наиболее молодого и хорошо известного вулкана Парикутин в Юго-Западной Мексике, где на некотором удалении

от вулкана Р. Шрок (1950) наблюдал ясную слоистость с постепенными переходами между слоями (рис. 3). Отдельные прослойки, представляющие собой результат последовательного выпадения пепла, состоят из нижней, более грубозернистой, грубослоистой и более темной части и верхней, более тонкой, светлой и лучше отсортированной части, причем переход между ними совершенно постепенный.

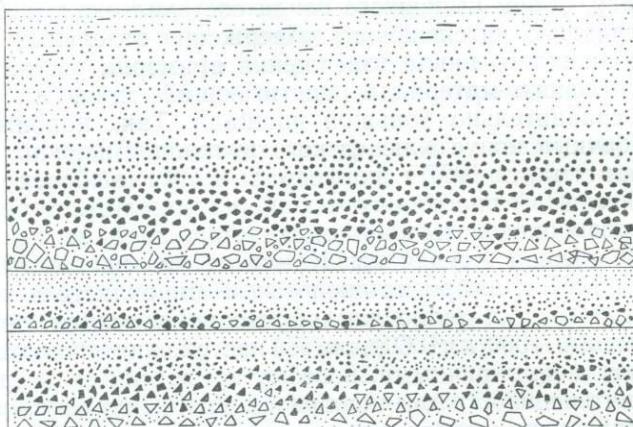


Рис. 3. Схема перехода структуры от грубого туфового материала в базальной части к тонкозернистому пеплу в верхней части в трех послойных выбросах разной мощности вулкана Парикутин. По Р. Шроку. Более тонкозернистый пепел обладает ясной слоистостью, а в нижней части, более грубозернистой, слоистость выражена гораздо слабее

Исходя из сказанного, не совсем ясно, что имел в виду Ф. Петиджон (Pettijohn, 1949), который без всяких комментариев приводит таблицу зависимости между текстурой и структурой пирокластических аренитов и способом их переноса и местом отложения (по Корренсу и Лензу), в которой в обобщенном виде указано, что для отложенных в субаэральных условиях туфов характерно отсутствие слоистости.

При попадании пирокластического материала наземных извержений в водную среду (озера или море) или при подводных извержениях сортировка происходит гораздо совереннее и образываются часто наблюдаемые в вулканогенно-осадочных толщах пачки и целые горизонты тонкослоистых пелитовых и алевритовых пирокластолитов с хорошо выраженным микроритмами, состоящими из тонких слоев от псамmitовых до пелитовых туфов, большей частью витрокластических с небольшой примесью кристаллических обломков. Ритмичность таких туфов напоминает ритмичность флишевых отложений, где она гораздо лучше изучена, чем в вулканогенных отложениях. Это сходство ритмичности отложе-

ний и вызвало появление термина «вулканогенный флиш». Но этот термин используется и в другом смысле — для обозначения настоящих флишевых отложений, в которых имеется примесь пирокластического материала. Вероятно целесообразнее последнюю группу отложений, т. е. часть настоящей флишевой фор-

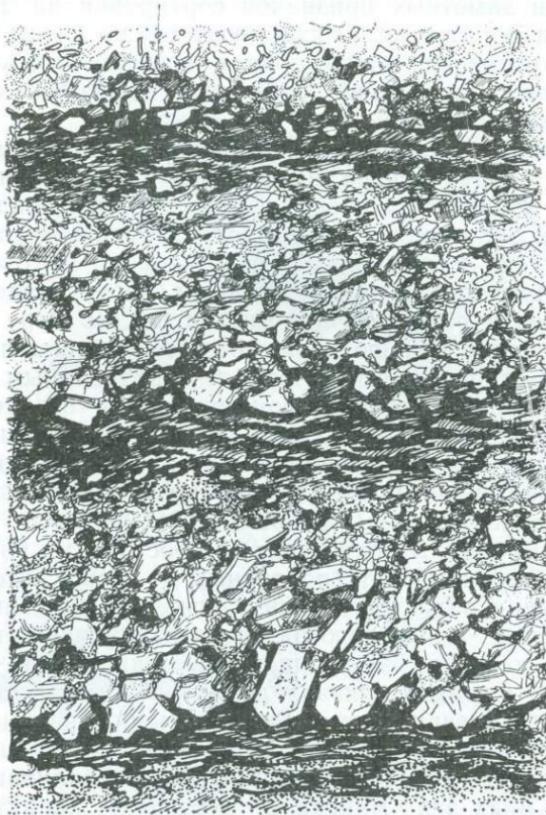


Рис. 4. Чередование слоев кристаллического туфа с сортированной слоистостью и прослойев пелитоморфных мергелей. Зарисовка шлифа. Эоцен окрестностей г. Тбилиси

мации, если в ней участвует заметное количество пирокластического материала в виде разных туфов и туффитов, называть вулканогенно-осадочным флишем. А для вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений, сходство которых с флишем исчерпывается лишь наличием флишеподобной ритмичности, использовать термин «флишидные вулканогенные» или «флишидные вулканогенно-осадочные» отложения.

Примером флишидной ритмичности пирокластических пород могут служить эоценовые аргиллитоподобные отложения окрестностей Тбилиси (рис. 4), но такая идеальная сортировка происхо-

дит далеко не всегда. В неспокойных гидродинамических условиях даже мощные слои не показывают признаков сортировки. Примером может служить трехметровой мощности слой литокристалло-кластического туфа в эоцене окрестностей курорта Боржоми, в котором даже при внимательном микроскопическом изучении не смогли найти заметных признаков сортировки ни по крупности обломков, ни по составу. Отсутствуют также следы тонкой слоистости. На отложение этого туфа в неспокойных условиях указывает наличие проявлений подводных оползней, о чем будет подробнее сказано ниже.

При подводных извержениях пирокластический материал распределяется вокруг центра извержения более равномерно, если не мешают подводные течения. Естественно ожидать наличие определенной закономерности в распределении пирокластического материала среди морских отложений: вокруг центра извержения чистые пирокластолиты с постепенным уменьшением мощности туфовых слоев и размеров обломков в них по мере удаления от места извержения; дальше появляются смешанные породы (пирокластический + терригенный материал) с постепенным уменьшением количества пирокластического компонента и возрастанием роли терригенного составляющего, пока не появятся терригенные осадки практически без примеси пирокластического материала.

Совершенно аналогичная картина наблюдается и в других вулканических районах; Н. Страхов (1963) приводит примеры по Исландии (материалы Беггильда) и островам Индонезийского архипелага. Он указывает (по данным Г. Ниба), что распространение в осадках ряда минералов (авгит, оливин, гиперстен) полностью совпадает с областью развития вулканического материала, за пределы которого эти минералы практически не выходят. Вместе с тем Страхов показал различие в минеральном составе между песчано-алевритовыми и пелитовыми фракциями вулканических илов: в первых типично терригенные компоненты — кварц и мусковит — отсутствуют, а во вторых они накапливаются. В чисто терригенных илах эти минералы являются характерными для обеих частей гранулометрического спектра. Монтмориллонит присутствует в глинистой фракции как вулканического, так и терригенного илов, и вряд ли правильно мнение Г. Ниба о терригенной природе монтмориллонита. Дело в том, что, как видно из приводимой Г. Нибом таблицы состава тонкой фракции осадков Малайского архипелагового моря (Страхов, 1963), монтмориллонит в наибольшем количестве присутствует именно в вулканическом иле, где о его содержании чаще говорят «господствует», «обильно», «достаточно», в то время как в терригенных илах его только «умеренно» и «достаточно». Несомненно, что именно тончайшие частицы пепла легче всего превращаются в монтмориллонит под действием гальмирования. А наличие рядом с монтмориллонитом свежих частиц пепла можно объяснить присутствием более кислых и поэтому более стойких частичек вулканического

пепла, которые сохранились, в то время как более основные пеплы были монтмориллонитизированы. Наличие свежих остатков имённо кислых пеплов даже в залежах монтмориллонитовых глин — явление довольно обычное, как показал Г. Мачабели

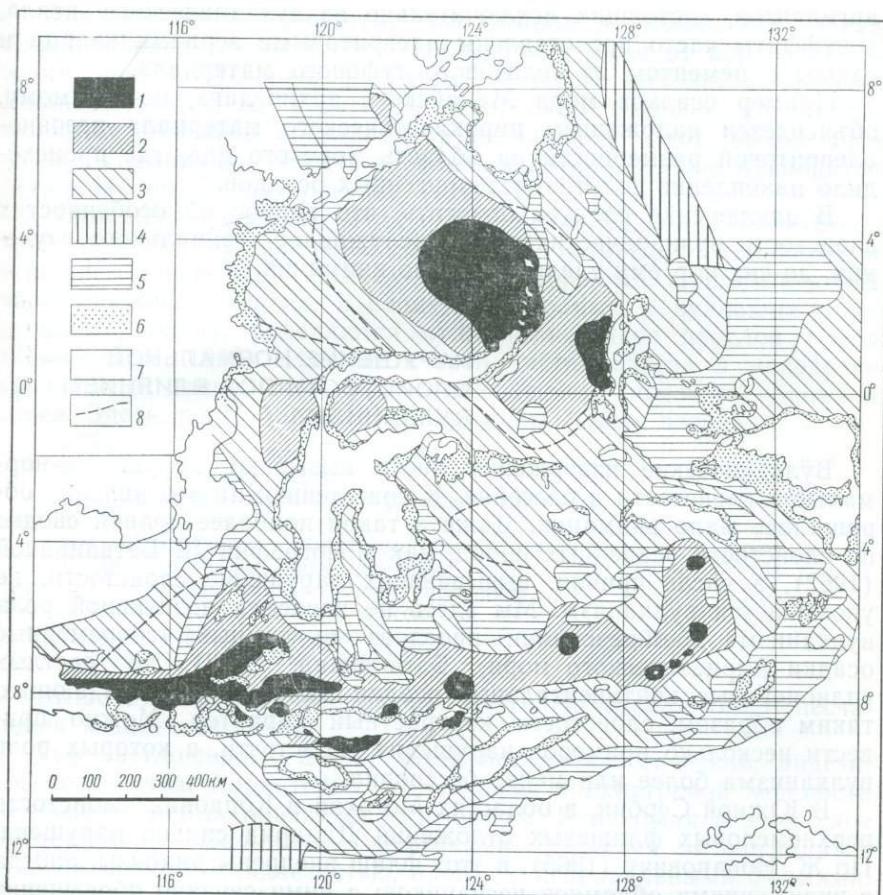


Рис. 5. Распространение вулканогенных отложений в Индонезийском архипелаге.
По П. Г. Кюнену (Наливкин, 1956)

1 — вулканический ил; 2 — вулканическо-терригенный ил; 3 — терригенный ил; 4 — красная глубоководная глина; 5 — известковый ил, преимущественно глобигериновый; 6 — отложения шельфа; 7 — острова; 8 — граница распространения вулканического пепла

(1965) на примере месторождений бентонитовых глин Советского Союза.

Вряд ли указанная выше закономерность гетерогенности минерального состава осадков в областях влияния вулканизма является универсальной. Ведь вполне естественно ожидать, что пирокластический материал может накладываться на терригенный

песчано-алевритовый разного минерального состава. И если последний имел кварц-мусковитовый характер то вряд ли примесь пирокластического компонента могла повлиять на первичный состав терригенного осадка.

Из древних осадочно-вулканогенных формаций описано немало аргиллитов, состоящих исключительно из вулканического пепла, а туффиты часто представлены алевритовыми зернами кварца и слюды с цементом из пелитового туфового материала.

Пример осадков моря Малайского архипелага, по-видимому, объясняется наложением пирокластического материала песчано-алевритовой размерности на область морского дна, где происходило накопление пелитовых терригенных осадков.

В заключение следует отметить, что вопрос об особенностях слоистости вулканических толщ заслуживает специального изучения, до сих пор ему уделялось мало внимания.

3.

НАРУШЕНИЕ НОРМАЛЬНОЙ СЛОИСТОСТИ ПОД ВЛИЯНИЕМ ВУЛКАНИЗМА

Вулканические извержения часто вызывают нарушение нормальной слоистости в бассейне. К сожалению, на это явление обращалось мало внимания. Даже в такой наиболее полной сводке по слоистости осадочных пород, как монография Л. Ботвинкиной (1962), в числе причин, вызывающих нарушение слоистости, не упоминается вулканализм. Мы здесь не касаемся позитивной роли вулканализма в образовании прослоев то темных (современные осадки Адриатического моря, Ботвинкина, 1962), то светлых (плиоценовые континентальные осадки Закавказья), придающих, таким образом, слоистости контрастный характер. Можно привести несколько примеров нарушения слоистости, в которых роль вулканализма более или менее бесспорна.

В Южной Сербии, в областях Метохия и Копаоник, слоистость верхнемеловых флишевых отложений Динарид сильно нарушена. По Ж. Ивановичу (1965), в этот флиш внедрены диабазы, иногда с включениями обломков песчаников; с ними связано обогащение осадков кремнеземом с образованием всех переходов от чистых аргиллитов до яшм. В местах наиболее интенсивного вулканализма текстурные нарушения выражены лучше. Иванович считает, что вследствие вулканализма на дне бассейна образовались положительные формы рельефа и это вызвало сползание слоев полуза-твёрдевших отложений. Наиболее пластичные глинистые слои при этом были интенсивно собраны в складки, а песчанистые слои подверглись раздроблению и скатывались вниз. Оползневые шары, блоки, обломки песчаников, диабазов, иногда яшм, разбросаны беспорядочно в глинисто-песчанистой массе включающей их слоя. С ослаблением вулканализма усиливается выделение крем-

незема, отлагаются яшмо-аргиллитовые слои, заканчивающиеся конгломератами, за которыми следуют песчаники с типичной шаровой отдельностью и обогащенные эпидотом (свыше 80% тяжелой фракции). После песчаников восстанавливается нормальный флишевый ритм.

Аналогичное явление отмечено автором в отложениях эоценена Аджаро-Триалетского хребта. Примерно в 5 км от курорта Боржоми, вниз по течению р. Куры, на шоссе выходит слой туфа мощностью до 3 м, в котором разбросано большое количество слоистых обломков аргиллитов и песчаников. Этот выход был изучен Г. Микадзе (1967), по данным которого ниже приводится детальная его характеристика (рис. 6).

Отложения верхнего мела и палеоценена Аджаро-Триалетского хребта имеют флишоидный характер, который сохраняется и в нижнем эоцене окрестностей курорта Боржоми. Лишь в верхней части нижнего эоценена, в слоях, переходных к вулканогенному среднему эоцену, появляются отдельные тонкие прослои туфов (Дзоценидзе, 1948). Именно в этой части разреза и находится упомянутый выше слой туфа с включением сползших обломков слоев. Здесь, по Г. Микадзе, обнаружены (снизу вверх):

1. Тонкослоистые мягкие мергели	0,6	м
2. Слой плотного мергеля	0,15	"
3. Слой серого, плотного туфогенного песчаника	0,25	"
4. Тонкослоистые мергели	0,20	"
5. Слой кристалло-литокластического плотного туфа	0,05	"
6. Мелкозернистые серые песчаники	0,05	"
7. Слой очень плотного серого песчаника	0,25	"
8. Мягкие тонкослоистые мергели	0,60	"
9. Слой туфа с включениями обломков мелкоскладчатых, перемятых слоистых пород	3,0	"

Выше идет пачка чередования мергелей, аргиллитов и песчаников мощностью 6 м.

Туф светло-серого цвета, литокристаллокластический, андезитового состава. Характерно, что по всей трехметровой мощности не заметно ясных признаков сортировки. Включения в этом слое представлены слоистыми обломками мергелей и аргиллитов с ясной мелкой складчатостью, иногда с неправильными формами. Длина отдельных обломков 2—3 м, ширина 0,05—0,1 м; гораздо реже встречаются обломки песчаников и туфов. Один обломок длиной 2,5 м образует небольшую антиклиналь и состоит из переслаивающихся аргиллитов и песчаников. В 2 км севернее обнаружается слой того же туфа, но мощность его сокращается до 2,5 м, а включенные в нем обломки имеют гораздо меньшие размеры.

Подстилающие туф слои залегают нормально и не носят никаких следов нарушения слоистости. Это указывает, что сползание слоев произошло где-то южнее, размеры обломков к северу постепенно уменьшаются. Что же послужило причиной сползания осадков? Если учесть, что данный мощный слой туфа фиксирует первое интенсивное проявление эоценового вулканизма в Аджаро-



Рис. 6. Слой туфа с включениями мелкокладильных, перемятых обломков слонистых мергелей и аргиллитов. Эоцен. Окрестности г. Боржоми

Триалетской геосинклинали, то вполне логично прийти к выводу, что сильные толчки этого извержения и вызвали сползание еще не затвердевших глинисто-песчанистых отложений, разорванные слои которых были погребены в слое туфа, образованного за счет пирокластолитов, выброшенных вулканом именно при этом извержении.

Но наиболее интересным примером нарушения слоистости под влиянием вулканических извержений являются глыбовые брекции окрестностей г. Тбилиси, впервые отмеченные Г. Абихом (1870) и названные им конгломератами запутанного напластования. Лучшее обнажение этих пород, представляющих собой не конгломераты, а глыбовую брекцию, находится в самом городе Тбилиси, на левом берегу р. Куры, в обрыве высотой 35—40 м, на котором стоит интересный исторический памятник XIII в., известный под названием Метехской церкви. По данным А. Джанелидзе, Н. Схиртладзе и М. Рубинштейна (1955), детально описавших эти глыбовые брекции, в самой нижней части обрыва при низком уровне воды в р. Куре обнажается подстилающая глыбовую брекцию пачка с ненарушенной слоистостью, представленная переслаиванием аргиллитов, мергелей, туффитовых песчаников и туфов. Последние обычно состоят из материала авгиевых порfirитов в виде пепловых, литокластических и кристаллолитокластических образований. Кроме того, туфовый материал примешан к аргиллитам, мергелям, грауваковым песчаникам.

Мощность отдельных слоев в этой пачке колеблется от нескольких до десятков сантиметров. Мощный слой глыбовой брекции лежит

на неровной поверхности этой пачки, на которой видны многочисленные выемки глубиной от нескольких сантиметров до 2 м — очевидно, отдельные мощные куски вырваны из верхней поверхности пачки. Видимая мощность слоя глыбовой брекчии до 40 м, но верхняя часть здесь размыта. Слой этот практически состоит из обломков разных размеров, оторванных от нижележащей пачки. Отдельные глыбы достигают в длину 10—20 м и более, но встре-

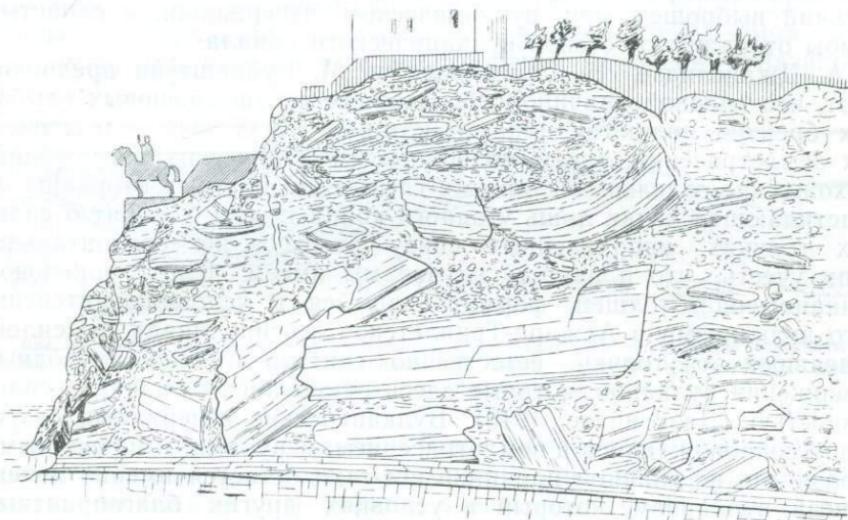


Рис. 7. Глыбовая брекчия в вулканогенном эоцене окрестностей г. Тбилиси

чаются глыбы и меньших размеров, мощность же глыб (вкрест простирания слоев) составляет примерно 1—2 м. Глыбы расположены по-разному: то вертикальны, то наклонены под разными углами, иногда почти параллельны слоистости подлежащей пачки, а отдельные глыбы одним концом даже оторваны от подстилающей пачки, в то время как другой конец занимает нормальное положение в верхней части пачки (рис. 7).

Все глыбы имеют нормальную слоистость и какого-либо проявления мелкой складчатости в них не заметно. Они состоят из пород нижележащих слоев, других глыб не встречено. Как отмечают авторы, между глыбами присутствуют лишь мелкие обломки тех же пород, какого-либо цементирующего вещества другого состава не замечено. С этим выводом трудно согласиться. Во многих участках пространство между глыбами выполнено материалом туфогенного характера алевритовой размерности.

К западу и востоку размер глыб уменьшается. На правом берегу р. Куры, в районе Тбилисского ботанического сада, в этой брекчии, кроме вышеотмеченных глыб, появляются отдельные глыбы альбитофиров, причем некоторые глыбы носят следы ока-

таннысти. Количество цементирующего вещества между глыбами здесь заметно увеличивается и местами оно носит ясно выраженный полосчатый характер. В направлении с запада на восток мощный слой глыбовой брекции разделяется прослоями аргиллитов на три слоя. Попадаются отдельные слоистые глыбы, изогнутые в мелкие складки, что дало И. Качараве (1936) основание считать глыбовые брекции образовавшимися в результате подводных оползней. П. Гамкрелидзе считал, что материал глыбовых брекций выброшен при вулканическом извержении, и слоистые глыбы оторваны от стенок вулканического канала.

А. Джанелидзе, Н. Схиртладзе и М. Рубинштейн предполагают, что главной причиной образования среднезоценовых глыбовых брекций являются цунами, которые могут быть следствием как землетрясений, так и подводных вулканических извержений. Нахождение отдельных слоистых глыб, слои которых оторваны от подстилающей пачки лишь у одного конца глыбы, говорит о сильных толчках, направленных снизу вверх, а не горизонтально. Если учесть, что в данном случае мы имеем дело с эоценовой вулканогенной толщой, формировавшейся в условиях интенсивного вулканизма в Аджаро-Триалетской геосинклинали, то силой, вызвавшей эти толчки, естественно считать именно подводные извержения вулканов, которые здесь отмечались большой эксплозивностью (Дзоценидзе, 1948). Вулканические извержения безусловно сопровождались и землетрясением, и цунами, и подводными оползнями, но главной причиной все-таки остается именно интенсивный вулканизм, который в условиях других благоприятных обстоятельств (рельеф дна, тонкозернистые осадки) на отдельных участках способствовал формированию этих весьма своеобразных осадочных фаций, классически представленных в окрестностях г. Тбилиси.

Нет сомнения, что дальнейшее изучение вулканогенно-осадочных формаций выявит еще много случаев, когда нарушение нормальной слоистости вызвано вулканизмом. Поэтому необходимо выяснить целесообразность выделения таких брекчиивидных образований в самостоятельную «фацию вулканогенно-осадочных брекций», указывающих на роль вулканических явлений в их формировании.

4.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ОСАДОЧНЫМ И ВУЛКАНИЧЕСКИМ МАТЕРИАЛОМ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОМ ПОРОДООБРАЗОВАНИИ

Соотношение между осадочными и вулканическими породами в бассейнах осадконакопления зависит от скорости погружения дна бассейна, темпа накопления в нем осадочного материала и

интенсивности вулканических процессов. Если погружение бассейна полностью компенсируется накоплением осадочного материала и глубина бассейна не меняется, материал, выброшенный вулканом в виде пирокластики или излившейся в воде лавы, быстро выходит над уровнем моря, и сами извержения становятся субаэральными. В таких случаях вулканические накопления могут подвергнуться эрозии с разносом вулкано-терригенного материала вокруг вулканического острова. В благоприятных климатических условиях и при не очень частых извержениях могут даже появиться поверхности выветривания в виде красноземов. Так, например, при интенсивном выветривании оливиновых базальтов

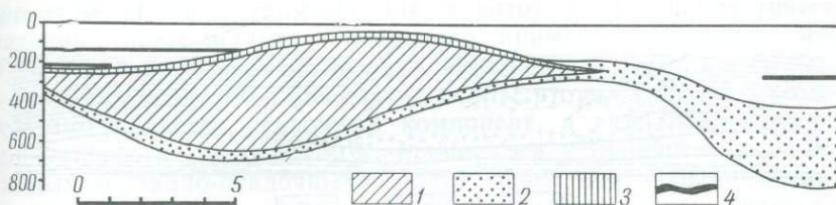


Рис. 8. Разрез, показывающий выветрелую поверхность лав, перекрытую угленосными отложениями; Еоршанир, Шотландия (Из книги «Геология Шотландии», 1965)
 1 — лавы; 2 — песчаники; 3 — бокситовая глина; 4 — угли

в туронском море Западной Грузии иногда образовывались довольно мощные железистые красные глины, перекрытые новыми покровами базальтов и туфами, а еще выше опять известняками турона (Дзоценидзе, 1963₁). Аналогичный случай, но из верхне-палеозойских отложений Шотландии приводит Френсис («Геология Шотландии», 1965), только осадочный компонент там представлен песчаниками, а не известняками (рис. 8).

В случае достаточно интенсивных извержений, опережающих седиментацию, эрозия не успевает разрушить вулканические накопления, поэтому нет и следов выветривания. Однако после прекращения вулканической деятельности вулканические накопления эродируются, выравниваются и покрываются осадочными породами, нижний слой которых имеет вулкано-терригенный характер, так как образовался путем размыва вулканической постройки. Френсис приводит схематический разрез верхнепалеозойских отложений из области Салин (Шотландия), где показан именно такой случай взаимоотношений (рис. 9).

В центральных частях большинства вулканогенных геосинклиналей, где вулканические извержения являются весьма интенсивными, а приноса терригенного материала практически нет, накапливаются вулканогенные толщи с чередованием лав и пирокластики, как правило, с резким преобладанием последних. Осадочные прослои обычно появляются к концу вулканической активности и представлены вулкано-терригенным материалом. Терригенные прослои формируются лишь на периферии геосинклинали,

на участках, близких к источнику сноса. Таковы, например, юрская вулканогенная геосинклиналь Закавказья, начинающаяся в северо-западной части южного склона Большого Кавказа и продолжающаяся на юго-восток, вдоль северной периферии Малого Кавказа; палеогеновые геосинклинали Малого Кавказа — Аджаро-Триалетская и Севано-Акеринская и многие другие.

Смешанные породы — туффиты. В вулканогенных геосинклиналях или в тех их частях, где вулканические центры были расположены друг от друга на более значительном расстоянии, в промежуточных участках, куда вулканогенный материал поступал с трудом или не поступал совсем, в зависимости от

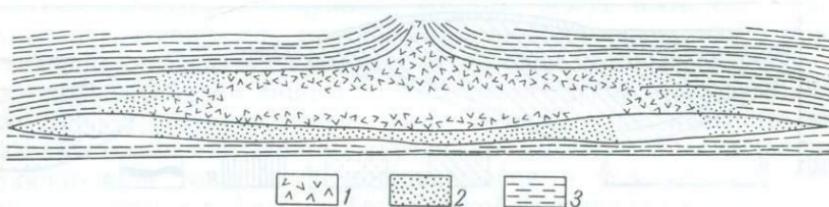


Рис. 9. Схематический разрез погребенного туфового конуса; Салин, Шотландия (из книги «Геология Шотландии»)

1 — вулканические туфы; 2 — песчаники, продукты размыва туфов; 3 — вмещающие отложения

условий бассейна образовывались разные осадки: 1) терригенные — в случае приноса материала с суши, 2) вулкано-терригенные — при размыве вулканических островов и разносе этого материала по дну моря или, если эти источники отсутствовали, могли образовываться даже химические осадки — известняки, кремнистые, глауконитовые, фосфоритовые и другие породы.

На площадях, промежуточных между центрами извержений и участками, не получающими пирокластического материала, образовывались смешанные породы, называемые в настоящее время туффитами. Они возникали в результате смешения пирокластического и нормальноосадочного материала и в зависимости от характера последнего имеют разный облик.

Следует отметить, что классификация и номенклатура этой группы смешанных пород до сих пор представляет собой предмет дискуссий. Правда, классификация и номенклатура собственно вулканогенных пород также не разработаны окончательно, хотя в этом направлении как в Советском Союзе, так и в других странах проделана большая работа.

Вопросами классификации и номенклатуры вулканогенных обломочных горных пород занималась комиссия, избранная в 1959 г. Первым Всесоюзным вулканологическим совещанием (в дальнейшем для краткости будем называть просто «Комиссия»). Комиссия, в работе которой принимал участие и автор, опубликовала проект классификации. Детальный обзор истории

вопроса приведен в труде Е. Малеева (1963), где приводится наиболее полная классификация и в основном приемлемая номенклатура как вулканогенных, так и вулканогенно-осадочных пород. Конечно, спорных вопросов и здесь немало, но основа безусловно благоприятная. В данной книге не рассматриваются вопросы вулканизма. Вулканизм нас интересует лишь как фактор, оказывающий то или иное влияние на процесс осадкообразования. Поэтому здесь не описываются вулканогенные породы, а вкратце разбираются лишь смешанные, вулканогенно-осадочные образования, как продукты прямого влияния вулканизма на литогенез.

В проект классификации вулканогенных обломочных пород Комиссия (1962) включила и смешанные породы, разделив их при этом на две группы: первая, в которой вулканокластический материал преобладает, а осадочная примесь составляет менее 50%, отнесена к семейству вулканокластических горных пород и названа «осадочно-пирокластической»; вторая группа, в которой ведущим является осадочный компонент, а вулканокластическая примесь всегда меньше 50%, причислена к семейству так называемых «вулкано-осадочных» горных пород под названием «пирокласто-осадочных». Почти в таком же виде даны смешанные породы в классификации Е. Малеева (1963), с той лишь разницей, что термины «осадочно-пирокластические» и «пирокласто-осадочные» им заменены соответственно на «осадочно-вулканокластические» и «вулканокласто-осадочные».

В обеих классификациях не указан нижний предел примеси, который ограничивал бы смешанные породы, с одной стороны, от чисто вулканокластических и, с другой, от чисто осадочных. Но важнее всего то, что обе классификации делят смешанные породы на две группы, относя одну половину к семейству вулканокластических, а вторую — к семейству осадочных (предложив для последних неудачный термин «вулкано-осадочные»).

Таким образом, определенное большое семейство смешанных пород, образующих промежуточное звено между вулканокластическими и осадочными породами, исчезло. Оно поделено между вулканическими и осадочными породами. С этим вряд ли смогут примириться литологи, для которых это семейство, известное под названием «туффитов», олицетворяет определенную геологическую обстановку отложений и играет важную роль в большинстве геосинклинальных формаций, а также формаций переходных зон, а иногда и платформ.

Семейство смешанных пород должно быть выделено самостоятельно, но необходимо установить минимальное количество примеси для отнесения пород к семейству «смешанных», т. е. туффитов. Ведь никто не назовет туффитом породу, в которой присутствует лишь 2% осадочного материала. Таким нижним пределом можно было бы считать 10%, когда количество осадочной примеси в вулканокластической породе и наоборот, настолько заметно, что не учесть ее уже нельзя. Конечно, могут быть возра-

жения: почему именно 10%, а не больше или меньше? Дело в том, что всякие границы между классами при классификации в той или иной мере условны и зависят от соглашения между учеными. Вместе с тем, каждая граница в какой-то степени основана на количественной оценке признаков, которая дает основание для разделения двух классов.

Если принять, что от 10 до 90% осадочного материала и, соответственно, от 90 до 10% туфового материала образуют семейство смешанных пород, то возникает необходимость его как-то назвать. Предлагаемые до сих пор термины «туффит» и «туфогенные» отложения не очень удачны. Ведь «туффит», аналогично «пироксениту», «лабрадориту», «кварциту» и другим, должен означать породу, состоящую из туфа, а не смешанную. «Туфогенный» также означает образованный из туфа (аналогично «вулканогенному» и другим). Несмотря на это, оба эти термина нашли широкое применение. Термин «туфогенный» был введен Е. Рейером в 1881 г., т. е. раньше, чем «туффит» Мюлгге (1893 г.). Нельзя сказать, что последний чем-нибудь лучше, чем первый, однако термин «туффит» за последнее время довольноочно укоренился в советской геолого-петрографической литературе — вероятно сыграла роль его краткость. Тем более не оправдано использование этих двух терминов при делении смешанных вулканогенно-осадочных пород на две группы, как это делают некоторые авторы, на «туффиты» — при преобладании туфового материала и «туфогенные» породы — при преобладании осадочного компонента.

Семейство смешанных пород, образующееся при совместном осаждении туфового и осадочного материала, лучше называть одним термином. Наиболее подходящим по краткости и употреблению в геологической литературе нужно считать термин «туффиты». Семейство туффитов разбивается на две группы: 1) с преобладанием туфового материала, 2) с преобладанием осадочного компонента. Как же эти группы называть?

Ф. Петиджон (Pettijohn, 1949) предлагает породы первой группы именовать песчаный туф, глинистый туф и т. д., а породы второй группы — туфогенный песок, туфогенный песчаник (*tuffaceous sandstone*) и т. д. Он не дает общего названия ни для всего семейства, ни для групп.

Трудно, безусловно, найти удачные названия для этих групп. Можно предложить следующие термины: 1) ортотуффиты — для группы, в которой преобладает туфовый компонент, и которые, поэтому, ближе к семейству вулканических пород; 2) паратуффиты — для группы, в которой ведущим является осадочный материал, и породы, естественно, близки к семейству нормально-осадочных.

Конечно, автор хорошо сознает, что надо избегать вводить новые термины: но, если термины для этих двух групп вулканогенно-осадочных пород нужны, то предлагаемые нами тоже могут

быть проверены практикой. Если эти термины привыкнутся, значит, введение их будет оправдано.

Дальнейшее деление пород этого семейства и их наименования должны основываться на наличии в их составе двух ведущих компонентов: вулканического и осадочного. Теоретически возможно смешение туфового материала с различными осадками, и действительно, в природе наблюдаются туффиты, в которых осадочный компонент представлен любым возможным осадочным материалом. В названии смешанной породы должен быть отображен характер как осадочного компонента, так и вулканического. Так, например, если ортотуффит образовался путем смешения кварцевого песка и андезитового туфа, то породу следует называть «кварцевый андезитовый туффит». Но в классификации не очень удобно перечислять состав вулканического компонента и поэтому такую породу кратко следует называть: «кварцевый туффит», аналогично этому будет «аркозовый туффит» и т. д. А о характере вулканического компонента сказать при описании породы.

Для подгруппы парагруппы туффитов ведущим является осадочный материал (более 50%), поэтому он определяет название породы; прилагательное же «туффит» указывает на то, что эта порода не нормальная осадочная, а принадлежит к классу туффитов. Таким образом, в этой подгруппе будут такие породы, как туфовый аркозовый песчаник, туфовый известняк, туфовый аргиллит и т. д. (табл. 1).

Следует сказать несколько слов о туффитах, названных здесь впервые и в которых осадочный компонент представлен химическими или органическими осадками. Такие породы, как аргиллито-туффиты или туффито-аргиллиты, очень широко распространены во многих вулканогенных геосинклиналях, особенно в тех их частях, которые граничат со сланцевой геосинклиналью. За последнее время эти породы описаны также в отложениях флишевых геосинклиналей, в которых имел место вулканизм той или иной интенсивности (Карпаты, южный склон Большого Кавказа, Азербайджан, Грузия, в том числе Военно-Грузинская дорога, и др.).

Хорошим примером образования разных типов туффитов является среднеюрская вулканогенно-осадочная формация Закавказья. В пределах Грузии эта формация распространена вдоль южного склона Большого Кавказа; с севера она граничит с формацией глинистых сланцев, а с юга — с Грузинской глыбой. Соответственно, на севере имеются переходы от туфов к сланцам, обогащенным туфовым материалом (туффитовые глинистые сланцы или глинисто-сланцевые туффиты), а на юге туфовый материал смешивается с аркозовым, образуя соответствующие смешанные песчаники. В центральных частях геосинклинали разvиты или чистые пирокластические породы, или происходит смешение пирокластического материала с продуктами размыва

Таблица 1

Классификация смешанных (вулканогенно-осадочных) пород

Вулканокластические горные породы		Смешанные (осадочный + вулканокластический материал) породы — туффиты		Осадочные породы, сформировавшиеся за счет размыва вулканических толщ	
Первичные	Переотложенные	Ортотуффиты (вулканического материала >50%)	Паратуффиты (осадочного материала >50%)		
Тефра, туфы	Тефроиды (переотложенная тефра)	Вулкано-терригенные породы (продукты размыва синхронных вулканических аппаратов и островов)	Кварцевый туффит Аркозовый туффит Граувакковый туффит Аргиллито-туффит Карбонато-туффит Гипсо-туффит Соляной туффит (галито-туффит и др.) Силико-туффит Углистый туффит Фосфорито-туффит Битуминозный туффит и т. д.	Туфовый кварцевый песчаник (или кварцевый туфопесчаник) Туфовый аркозовый песчаник Туфовый граувакковый песчаник Туфовый кварцевый алевролит Туфовый аркозовый алевролит Туфовый граувакковый алевролит Туфовый известняк (туфо-известняк) Туфовый доломит (туфо-доломит) Туфовый гипс (туфо-гипс) Туфовый силиколит (туфо-силиколит) Туфовые угли (туфо-угли) Туфовые битумы (туфо-битумы) Туфовые фосфориты (туфо-фосфориты) и т. д.	Вулканограувакки

вулканических островов (вулкано-терригенный материал) и образуются (в зависимости от преобладания того или иного компонента) туффитовые граувакковые песчаники или граувакковые туффиты (рис. 10).

Интересные примеры туфосланцев приводят А. Кобилев, А. Нырков и Е. Каданер (1965) из нижнеюрских отложений Чечено-Ингушетии (северный склон Большого Кавказа). В так называемых аспидных сланцах авторы отмечают наличие хлорита, как породообразующего минерала, наряду с гидрослюдой. В песчаниках и алевролитах, переслаивающихся с аргиллитами, существо-

ственную роль играют полуразложенные продукты эфузивов, доходящие иногда до 30%; хлорит аргиллитов играет роль цемента в песчаных и алевритовых породах; кроме того, заметны следы окремнения. Все это, по мнению авторов, является результатом подводного вулканизма. Следует заметить, что эти данные не убеждают нас в первичности вулканической примеси в аргиллитах. Точно такая же картина могла бы получиться, если в бассейн осадконакопления приносился пелитовый, песчаный и алевритовый материал с областей размыва суши, сложенной вулканогенными формациями. Однако на основании других данных этих



Рис. 10. Схема распределения разных типов туффитовых пород в юрской вулканогенной геосинклинали Грузии

1 — вулканогенный байос; 2 — глинистые сланцы; 3 — туффитовые глинистые сланцы; 4 — аркоз-туффиты; 5 — гранитоиды

авторов можно признать первичность этих обломков вулканических пород. Дело в том, что в этой толще аспидных сланцев авторы обнаружили отдельные горизонты, особенно обогащенные туфовым материалом. Один из таких горизонтов мощностью 200 м (нижний тоар) сложен песчаниками, состоящими из кварца (35%), плагиоклаза № 40 (25%), обломков порfirитов (30%) и прочих обломков (9%). Цемент их представлен хлоритом, бейделитизированной гидрослюдой и цеолитами типа шабазит — ломонитта. Наличие туфогенного материала, по авторам, способствует более легкому выветриванию этих песчаников, вследствие чего они делаются рыхлыми и ясно выделяются в разрезе. Методом окрашивания они установили наличие бейделитизированных горизонтов в разрезе аспидных сланцев. Исходя из приведенных фактов, авторы считают возможным значительное участие вулканогенного материала в составе аспидных сланцев вообще.

С таким выводом авторов никак нельзя согласиться. Наличие или отсутствие туфового материала в сланцах, как и в любых других осадочных породах, зависит от конкретной обстановки, в частности от близости бассейна осадконакопления к зонам активного вулканизма, подводного или наземного. Ведь известно большое количество миogeосинклиналей, где развиты формации

глинистых сланцев, в том числе и аспидных, но никаких следов вулканического материала в них нет и не должно быть, так как в зоне геосинклиналии вулканизм не проявился.

Наличие туфового материала в сланцах Северного Кавказа указывает лишь на проявление первых фаз мощного байосского вулканизма, хорошо известного на Кавказе еще в нижней юре. Интересно сообщение М. Ломизе (1958) о наличии мощной вулканогенно-осадочной толщи ааленского возраста в районе Сочи и Туапсе; наряду с порфиритами и туфами М. Ломизе указывает на наличие «глинистых туффитов» и «кремнистых туффитов», содержащих пирокластический материал основного состава.

Данные А. Кобилева, А. Ныркова и Е. Каданера (1965) показывают, что ааленский вулканизм начался не внезапно, а имел слабых предшественников еще в тоаре.

Углистые туффины и туфо-угли не должны представлять большую редкость, так как переслаивание нормальноосадочных и вулканических пород в угленосных толщах встречается сравнительно часто. Естественно допустить, что иногда тонкая часть пирокластического материала примешивается и к торфянику, образуя таким образом туфовый компонент будущего угля.

Характерные примеры угленосных толщ, содержащих вулканогенный материал, приводит В. Мокринский (1965). Им установлено следующее: 1) вулканогенный материал появляется в завершающий этап геосинклинального развития складчатых зон; 2) по условиям своего образования вулканогенно-осадочные и угленосные формации накапливаются в принципиально различных условиях, и их совместное накопление наблюдается довольно редко.

В первое положение, по-видимому, необходимо внести уточнение. Как хорошо известно, главный, самый интенсивный этап вулканической активности эвгеосинклиналей приурочен не «к завершающему», а к начальному этапу развития, т. е. этапу максимального прогибания, который мы называем доорогенным (Дзоценидзе, 1948, 1966₂). В период фазы складчатости, после чего геосинклиналь полностью или частично замыкается, основной эфузивный вулканизм доорогенного типа фактически совсем или почти совсем прекращается. В это время происходит внедрение интрузий гранитоидов и появляются кислые вулканические породы, как эфузивная фация интрузивного процесса (Дзоценидзе, 1966₂). С фазой складчатости в геосинклиналии связано образование на ее периферии зоны лагун, которая в зависимости от климатических условий становится местом формирования угленосных или соленоносных отложений.

Сказанное подтверждает правильность второго положения В. В. Мокринского о разобщенности вулканогенных и угленосных формаций. Если в угленосных формациях встречаются прослой вулканического материала, то это результат того ослабленного вулканизма, который проявляется именно в конце существования

эвгеосинклинали, т. е. в период накопления угленосных толщ. В условиях интенсивного вулканизма угли не могли бы образоваться, так как обильное осаждение пирокластического материала в зоне болот полностью подавило бы торфонакопление. Сказанное прекрасно иллюстрируется приведенными в статье Мокринского двумя разрезами нижнеюрских угленосных отложений Северного Кавказа, один из которых помещен на рис. 11.

Из этого рисунка видно, что с накоплением вулканического материала совпадает исчезновение угольного пласта, который снова появляется по простирации после выклинивания туфового горизонта; при этом уголь представлен чаще в виде углистых аргиллитов, в которых, по-видимому, туфовый материал играет немалую роль. По прекращению приноса вулканического материала вновь возобновляется угленакопление, но новая вспышка вулканизма опять подавляет этот процесс. Поэтому углистые туффиты и туфовые угли могут образоваться только в зонах, куда поступает лишь тончайший пирокластический материал, и то в незначительном количестве.

Но угленосные толщи, образовавшиеся на периферии эвгеосинклиналей, как правило, подстилаются мощной вулканогенной и вулканогенно-осадочной толщей, как, например, грузинские батского возраста месторождения углей в Ткибули и Ткварчели, расположенные на байосской спилито-порfirитовой формации, на периферии юрской вулканогенной геосинклинали. Что касается кислых эфузивных пород в Ткварчельском месторождении, изучавшихся В. Мокринским, то они, по-видимому, являются проявлением эфузивной фации интрузивного процесса (Дзоценидзе, Схиртладзе, 1961).

Аналогичная картина наблюдается и во взаимоотношениях вулканических и соленосных формаций. Последние так же, как и угленосные, представляют собой отложения зоны лагун, в которых в условиях аридного или приближающегося к аридному климата происходит накопление гипса, а при далеко зашедшем процессе и солей. Естественно, что интенсивный привнос в зону лагун терригенного материала или обильное выпадение пирокластического материала подавляет процесс образования химических осадков, и вместо доломитов и гипсов будут формироваться терригенные осадки или вулканогенные толщи. Лишь в условиях, когда в зону лагун попадает незначительное количество пирокластического материала, последний примешивается к гипсу или соли и дает соответствующие типы туффитовых пород. Если в зону лагун обильно поступает пирокластический материал, то гипс и соль могут осаждаться лишь в периоды затишья или резкого ослабления вулканической деятельности, образуя разной мощности линзовидные залежи среди вулканогенно-осадочных толщ.

Таким образом, вулканизм, как и в случае угленосных толщ, мешает формированию гипсовых и соляных залежей.

Вопреки этому совершенно очевидному и хорошо известному любому геологу факту, Р. Абдуллаев (1965) считает, что верхненюрские гипсовые залежи Малого Кавказа необоснованно относят «к типичным осадочным образованиям лагунных бассейнов». По его мнению, «образование карбонатов и сульфатов среди киме-

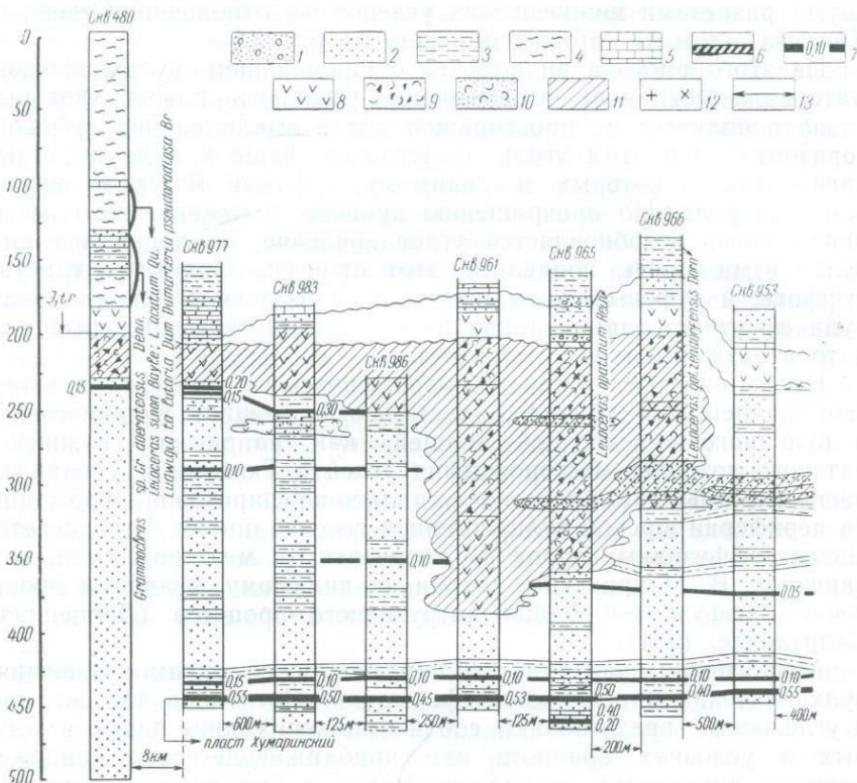


Рис. 11. Сопоставление разрезов скважин, вскрыв

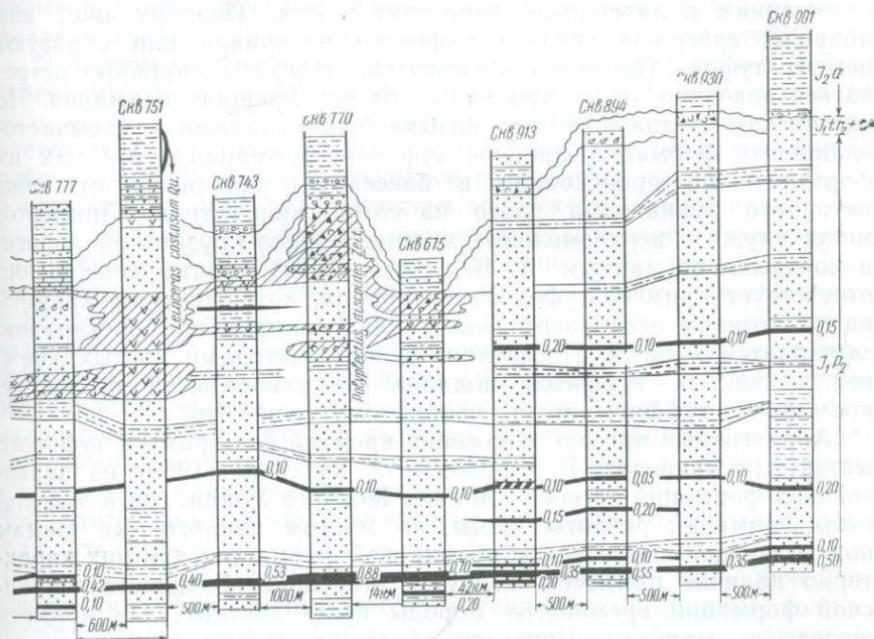
1 — конгломерат; 2 — песчаник; 3 — алевролит; 4 — аргиллит; 5 — известняк; 6 — арные эфузивные породы; 9 — туфобрекчи, лавобрекчи, лавоконгломераты; 10 — стояние между

риджских вулканогенных образований связано с концентрацией жидких и газообразных продуктов наземных вулканических извержений в условиях сноса продуктов вулканических извержений в небольшие по объему замкнутые бассейны и их накопления там.

В таких замкнутых бассейнах повышенная концентрация углекислоты и серной кислоты в воде при благоприятных условиях привела к накоплению карбоната и сульфата <...> Наши исследования кимериджского наземного вулканизма Малого Кавказа показали, что с деятельностью кимериджского вулканизма генетически связаны не только образования карбонатных отложе-

ний, но также и формирование крупных залежей гипса» (1965, стр. 155—156)¹.

В Грузии, вдоль южного склона Большого Кавказа, в том же стратиграфическом горизонте имеются многочисленные крупные залежи гипса и при этом никаких признаков вулканизма там нет. Невозможно перечислить огромное количество гипсонасных отложений земного шара, где нет никаких следов вулканизма, поэтому назовем лишь пермские отложения России, где на огромной площади развиты типично лагунные формации с



ших вулканогенные горизонты в угленосной толще

тиллит углистый; 7 — пласты угля и их мощность; 8 — порфириты и другие массивы туфопесчаников; 11 — породы эффузивной фации; 12 — отпечатки флоры; 13 — раскважинами

большими залежами гипса и солей (Д. Наливкин, 1956, В. Наливкин, 1949).

В заключение можно сказать, что гипсовые и соляные туф-фиты описаны недостаточно потому, что на них не обращали внимания. Они, без сомнения, встречаются довольно часто. Взять хотя бы Закавказье, где в олигоцене Грузии и Армении среди вулканогенных образований известны мощные залежи гипса; среди них безусловно существуют гипсовые туф-фиты, но они еще не изучены. А миоцен Армении, где гипсоносные и соленосные

¹ Свое мнение по поводу «теории» Абдуллаева автор высказал в виде примечания редактора к его статье (Абдуллаев, 1965).

отложения приурочены к вулканогенной формации, разве не представляет прекрасную возможность изучения гипсовых и соляных туффитов? Один из примеров соляных туффитов описывает В. Лобанова (1959) из юго-западной части Прикаспийской низменности, где каменная соль пермского возраста содержит прослои пирокластического материала мощностью до 1 м, и в самой соли также имеется примесь пирокластического материала (галито-туффит).

Кремневые отложения часто приурочены к вулканогенным отложениям и латерально переходят в них. Поэтому они, как правило, содержат примесь туфового материала или образуют цемент туфов. Очевидно кремнистые туффиты должны встречаться довольно часто, просто на них не обращали внимания. Но кремнистые отложения так называемых отдаленных кремнисто-сланцевых формаций лишены туфового материала, так как их формирование происходило в бассейнах, удаленных от зоны активного вулканизма часто на сотни километров. Примером могут служить верхнемеловые кремни Военно-Грузинской дороги, в которых, по данным В. Батурина (1930), почти совершенно отсутствует примесь туфового материала, хотя горизонт кремней на расстоянии нескольких десятков километров по простианию замещается туфами. Посередине между выходами чистых кремней и чистых туффитов должны существовать, по-видимому, кремнистые туффиты, но это необходимо проверить.

Аналогичный пример отложения кремней без примеси туфового материала приводят В. Фролов и Т. Фролова (1965) из палеозойских формаций эвгеосинклинали Южного Урала, где в эйфельской формации развиты яшмы, во многом аналогичные яшмам подстилающей диабазо-альбитофировой формации; для них характерно наличие примесей железа и марганца. В живетско-франской формации кремнистые породы более светлые, без примеси железа и марганца; кремни образуют тонкое переслаивание с глинистыми сланцами. Нижняя часть кремнистого горизонта представлена песчано-глинистыми породами с линзами известняков; они по простианию полностью замещают кремни. Для кремней обоих возрастов характерно полное отсутствие примеси туфового материала. Это, видимо, объясняется тем, что оба горизонта венчают собой вулканические формации, т. е. образовались после прекращения вулканической активности, с которой совпало усиление фумарольно-сольфатарной и гидротермальной деятельности. По данным тех же авторов, кремнистые горизонты присутствуют и в других вулканогенных осадочных формациях Урала, начиная с силура и кончая нижним карбоном. Но ведущую роль они играют лишь в вышеназванных формациях. Во всех случаях накопление кремнистого горизонта совпадает с окончанием соответствующего цикла вулканизма.

К кремнистым туффитам должны быть отнесены и те псамmitовые и более мелкозернистые туфовые породы, которые сце-

ментированы аутигенным кремнеземом вулканического происхождения. Такие породы часто описывались из вулканогенно-осадочных отложений юры и мела Большого и Малого Кавказа; в том или ином количестве они должны встречаться почти во всех вулканогенно-осадочных формациях любого возраста и в других регионах.

Известняковые туффиты или туфо-известняки могут образовываться лишь в тех бассейнах, в которых шло осаждение карбоната кальция и этот процесс был нарушен проявлением вулканизма в данном бассейне или приносом пирокластического материала с сравнительно удаленных вулканических областей.

В первом случае, т. е. при вулканических извержениях в бассейне карбонатонакопления или в непосредственной близости от него, процесс карбонатного осадкообразования полностью подавляется и вместо известняков будут формироваться слои туфов, туфобрекций, иногда чередующиеся с лавовыми покровами. Лишь в периоды затишья вулканических извержений снова начнет выпадать кальцит; он образует цемент туфовых слоев (известняковые туффиты) и играет резко подчиненную роль — изредка составляет 30—40% всей массы породы. Такие известняковые туффиты легко спутать с туфами, в которых известковый цемент является не сингенетичным, а занесенным позже, в процессе диагенеза или эпигенеза. Хорошим критерием для установления первичности известкового цемента, кроме пелитоморфной или микрзернистой структуры, является наличие известковых микроорганизмов, которые, как правило, обязательно присутствуют в первичном кальцитовом цементе в том или ином количестве. При длительном затишье вулканической деятельности начинают осаждаться слои чистых известняков, со временем этот процесс снова может быть нарушен новой вспышкой вулканических извержений. Так формируются вулканогенно-осадочные толщи, представленные чередованием вулканических пород с известняками. Примером подобного образования может служить туронская толща Западной Грузии, где нормальный процесс карбонатонакопления несколько раз был нарушен извержением вулканов на Грузинской глыбе, давшем лавы и пирокласти пикритбазальт-трахит-фонолитового состава. При этом в тех частях бассейна, куда вулканический материал не попадал, отложились известняки мощностью 35—50 м, а на участках проявления вулканизма мощность туронской вулканогенно-карбонатной толщи достигает 430—830 м. В разрезах большой мощности на долю чистых известняков приходится опять не более 30—50 м. Кроме того, значительная часть карбоната отложена в виде известняковых туффитов. Таким образом, за туронский век количество известняков, осажденных на разных участках, было почти одинаковым — примерно 60—80 м. Очевидно на отложение вулканического материала такой большой мощности потребовалась совсем незначительная доля туронского времени. Это хорошо подтверж-

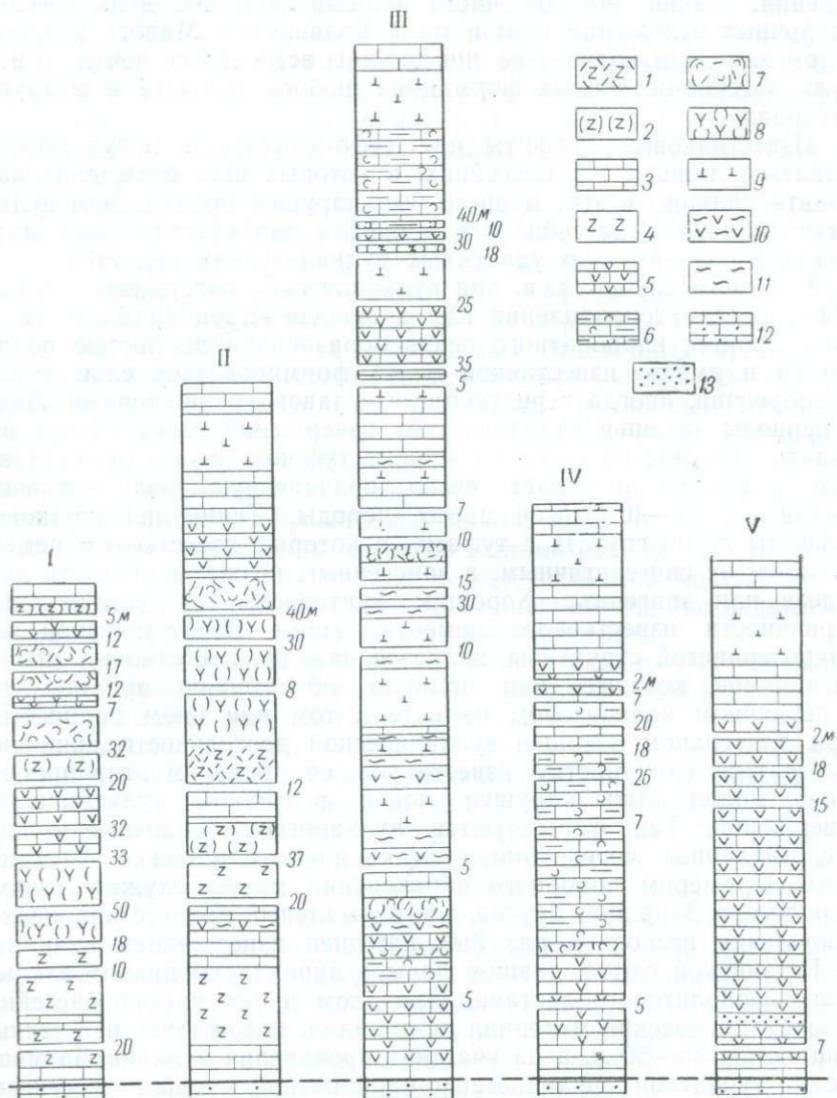


Рис. 12. Разрезы верхнемеловых отложений Западной Грузии. По В. Гугушвили
 I — ущелье р. Сабанела; II — ущелье Чешура; III — окрестности селений Ахали —
 Бедисули — Уздзоури; IV — ущелье р. Сухчела; V — окрестности с. Горди
 1 — анальцимовый диабаз; 2 — бентонитизированный туф; 3 — известняк; 4 — аналь-
 цимовый оливиновый базальт; 5 — трахитовый карбонатный туфлит; 6 — пропили-
 тизированный туфлит; 7 — интенсивно пропилитизированный туфлит; 8 — трахиан-
 дезитовый карбонатный туфлит; 9 — пикрит-базальт; 10 — интенсивно бентонити-
 зированный туф; 11 — бентонит; 12 — глауконитовый карбонатный песчаник; 13 —
 песчаник

ждается известным фактом огромной быстроты и почти внезапной поставки большого количества вулканогенного материала в бассейн осадконакопления вследствие вулканических извержений (рис. 12).

В туронской вулканической толще Западной Грузии автор наблюдал случаи заполнения мелких трещин остыивания в верхней части покрова оливинового базальта известняковым материалом, содержащим микрофауну, следовательно, заполнение трещин происходило путем осаждения в них кальцита прямо из морской воды.

При привносе вулканического материала в бассейн карбонатного осадконакопления из сравнительно удаленных зон вулканической активности образуются туфо-известняки, т. е. известняки с тем или иным (в большинстве случаев подчиненным) количеством пирокластического материала. Конечно, пеплопад в бассейне может быть и сравнительно обильным. Но в этом случае должны формироваться или известняковые туффиты, или пепловые прослои. Однако последние, ввиду благоприятных условий бассейна (отсутствие приноса терригенного материала), чаще подвергаются гальмированию и дают монтмориллонитовые глины. Подробнее соотношение монтмориллонитовых глин и туфо-известняков в сеноманских отложениях Западной Грузии рассматривается в следующей главе. Здесь укажем лишь, что в верхней части сеноманских отложений окрестностей г. Кутаиси имеются слои глауконитовых известняков (в геологических работах неправильно называемых глауконитовыми песчаниками), в которых туфовый материал присутствует в виде свежих зональных плагиоклазов ряда андезина и зерен роговой обманки, принесенных с сеноманских вулканических центров, расположенных севернее, в зоне флишевой геосинклинали южного склона Большого Кавказа или на северной периферии Грузинской глыбы.

Еще шире распространены туффитовые известняки в полосе к северу от г. Кутаиси, в так называемой Сухумско-Джавской тектонической зоне, где также развиты сеноманские отложения в туфовой фации. Количество пирокластического материала в сеноманских отложениях к северо-западу уменьшается, и через туфовые известняки имеется переход к чистым известнякам (см. рис. 16). И, наоборот, к юго-востоку количество пирокластического материала в сеноманских слоях возрастает. Поэтому через известковые туффиты порода переходит в чистые туфы, в которых карбонатный материал практически совершенно отсутствует. Роль цемента в этих туфах играет анальцим, или чаще аморфный кремнезем, образуется порода, названная автором кремнистыми туффитами (опоко-туффиты).

Туффиты как будто легко отделить, с одной стороны, от чистых туфов, а с другой — от «чистых» осадочных пород. Но на самом деле есть две группы пород, которые усложняют это разделение. Одна из них в классификационной таблице (см. табл. 1)

граничit с туффитами слева и отделяет их от настоящих пирокластических пород. Это группа пород, которая хоть и состоит почти исключительно из туфового материала, но залегает не на месте своего первоначального падения или отложения, а переотложена на какое-то расстояние позднейшими процессами (волны, течения). Такие породы широко распространены во всех вулканогенно-осадочных толщах, формирующихся в условиях вулканогенных геосинклиналей. Они отличаются от туффитов тем, что не содержат осадочной, терригенной или хемогенной примеси, а от туфов — некоторым перемещением после осаждения, в какой-то степени переработанностью, следами (иногда очень слабыми) окатанности, хорошей слоистостью и сортировкой по крупности. Эти породы необходимо выделить в отдельную группу между туффитами и настоящими туфами, так как хотя они и состоят из чисто туфового материала, но не указывают на фазу извержения. Это лишь материал, выброшенный из вулкана, но чуть позже осаждения (однако геологически почти синхронно) переотложенный на некоторое расстояние. Изменен он слабо или почти не изменен, ввиду того что не подвергался длительному выветриванию или совсем не подвергался процессам выветривания.

Как эти породы называть? Одни их именуют «намывными туфами», другие — переотложенными туфами, некоторые даже смешивают их с граувакками. Р. Фишер (Fisher, 1961) правильно включает их в группу пирокластических пород, которые разделяет на первичные туфы и переработанные туфы (*revorked tuff*). Но термин «переработанный» не очень удобен, поскольку следы переработки часто очень незначительны, почти неуловимы. В таких случаях их практически трудно отличить от «первичных» туфов. Их природе, по-видимому, более соответствует название «переотложенные туфы». В этом названии «туф» отмечает, что материал не смешанный, а туфовый, а «переотложенный» указывает на некоторое перемещение их с места первичного падения.

Эти породы обычно далеко не уходят с места первичного залегания, вследствие чего они распространены в пределах вулканогенной толщи в виде прослоев среди «первичных» туфов, как бы указывая на периоды покоя между извержениями. Большой частью они встречаются в конце геосинклинального вулканизма, когда вулканическая активность заметно ослабевает. И. Хворова предложила называть эти породы «тефроидами», исходя из того, что первичный рыхлый пирокластический материал — тефра — переотлагается без изменения состава, но с некоторой переработкой. Вероятно, этот термин удобен для обозначения этой группы пород¹.

¹ В январе 1968 г. в Тбилиси проходил семинар по вопросу классификации и номенклатуры вулканогенно-осадочных пород. Предложения, выработанные на семинаре, будут опубликованы в журнале «Литология» для всеобщего обсуждения.

Другая группа пород в классификационной таблице туффитов занимает положение справа, отделяя их от «чисто» осадочных образований. Они образуются путем размыва вулканогенных отложений и многие авторы их правильно относят к грауваккам. На их характеристике здесь можно не останавливаться, так как они не являются смешанными породами, а представляют собой осадочные породы из группы полимиктовых песчаников. Но по характеру слагающего материала они тесно примыкают к туфам, с которыми их часто смешивают. Отсюда происходят некоторые ошибки геологов, отмечающих наличие прослоев «туфов» в формациях тех периодов, в которых не известны вулканические проявления в областях, ближайших к бассейну накопления данной «туфосодержащей» формации. Подобные ошибки вполне естественны, и их вряд ли удастся избежать, так как эти граувакки состоят из обломков эфузивных пород и туфов, часто мало или совсем неизмененных, иногда почти не окатанных. Их очень легко можно спутать с так называемыми переотложенными туфами, или тефроидами, от которых очень часто их просто невозможно отличить. Эти породы по природе и составу являются переходными от чисто пирокластических через смешанные к чисто осадочным породам, терригенный материал которых не имеет источников вулканогенных формаций.

Такого типа породы больше всего распространены в зоне эвгеосинклиналей, где имел место интенсивный вулканизм. Размыв геосинклинальных поднятий, сложенных вулканогенными толщами, и является основным источником снабжения обломочным материалом депрессий, смешанных с поднятиями. Поэтому вполне закономерно, что массовое накопление этих граувакк совпадает с концом вулканического цикла в эвгеосинклиналии, обычно ограниченном фазой интенсивной складчатости (Дзоценидзе, 1948, 1963₂; Фролов и Фролова, 1965; Ронов, Михайловская и Солодкова, 1963).

При разработке проекта классификации вулканогенных обломочных пород автор как член Комиссии возражал против включения вышеназванных граувакковых пород в классификационную таблицу («Классификация...», 1962), так как они не являются вулканогенными породами, так же, как и арковые песчаники нельзя поместить в классификацию интрузивных гранитоидных пород. Однако они все же были включены в таблицу, так как их часто смешивают с туфами, а схема классификации якобы помогла бы во многих случаях избежать этого, заостряя внимание геологов на данной группе пород. Вместе с тем возник вопрос, как назвать эту группу пород. Предлагаемое некоторыми авторами название «граувакковые породы» соответствует большому семейству полимиктовых пород, которые не всегда состоят из обломков эфузивных пород; иногда они сложены продуктами размыва формаций глинистых сланцев или других аналогичных осадочных формаций. При поисках для них другого названия

был предложен термин «вулканомиктовые» породы, который, по-видимому, тоже неудачен, так как по смыслу он означает «смешанный вулканом», т. е. вулканическим извержением, а это и есть настоящие пирокластолиты.

Автор предложил для этой группы термин «вулкано-терригенные» породы, исходя из того, что это породы чисто терригенные, принесенные с суши или с островов, и что источником их являются исключительно вулканические формации. Этот термин является более или менее удачным, что подтверждается его очень быстрым распространением — сейчас им пользуются многие геологи Советского Союза. Но в литературе последних лет, посвященной вулканогенно-осадочным формациям, термин «вулкано-терригенные породы» используется и в другом смысле. Многие авторы им обозначают породы, возникшие за счет размыва вулканических построек и островов. Размыв этот, как правило, начинается сразу после образования вулканических построек и поэтому материал не отличается от пирокластов и тефроидов той же фазы извержения. Такие продукты размыва вулканических построек практически невозможно отличить от переотложенных туфов той же фазы извержения, которые мы условились называть тефроидами. Дело в том, что они состоят из одного и того же материала, в обоих случаях испытавшего небольшое перемещение и поэтому носящего лишь слабые следы переработки. Да и место их отложения в большинстве случаев одно и то же.

Несмотря на это, совещание в Тбилиси все-таки решило именно эту группу выделить под названием «вулкано-терригенных» пород. Для описанных выше осадочных пород, состоящих исключительно из продуктов размыва суши, сложенной вулканогенными формациями, придется искать другое название. Вероятно для них можно было бы применить термин «вулкано-граувакки». Что термин «граувакка» обозначает осадочную терригенную породу, это общеизвестно, а прилагательное «вулкано-» будет указывать на происхождение терригенного материала за счет размыва вулканических толщ. В противоположность «вулкано-грауваккам», другая большая группа граувакк, состоящая из продуктов размыва сланцевых, песчаниковых, флишевых и других осадочных формаций, может быть названа «седиментограувакками».

Микроскопическое определение смешанных пород не представляет трудности, так как пирокластический и терригенный компоненты легко отличаются друг от друга. Иначе обстоит дело с граувакковыми туффитовыми песчаниками в том случае, когда граувакковый компонент представлен вулкано-граувакковым материалом, т. е. продуктами размыва вулканических толщ. В этих случаях терригенный компонент часто имеет тот же состав, что и пирокластический, и отличить их можно лишь по более или менее заметной измененности и окатанности терригенного материала по сравнению с пирокластическим.

В заключение следует отметить, что роль пирокластического материала в формировании кластических, в том числе и глинистых, осадков безусловно значительна. Пока, к сожалению, для многих областей отсутствуют подсчеты количества вулканического материала в осадочных толщах. Особенно плохо учитывается вулканический компонент, присутствующий в туффитах и туфогенных породах. На это следует обратить особое внимание при литологических исследованиях.

5.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПЕПЛЫ ЗА ПРЕДЕЛАМИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ

Нередко тонкий материал вулканических извержений уносится далеко и отлагается в морских или континентальных условиях, создавая в соответствующих толщах хорошо различимые пепловые прослои, используемые как маркирующие слои при корреляции разрезов. Лишь тщательное изучение этих пеплов и сравнение их с продуктами одновозрастных вулканических образований соседних областей позволяют установить вероятные источники пирокластического материала. В случае залегания на определенном стратиграфическом уровне эти пеплы помогают уточнить и возраст вулканических извержений, который обычно трудно поддается определению.

Хорошим примером оторванности пепловых слоев в осадочных толщах от их источников служат пеплы Восточной Грузии, где прослои вулканических пеплов разной мощности установлены в средне- и верхнесарматских морских отложениях, в мэотис-понтских (ширакская толща), акчагыльских, апшеронских и бакинских континентальных отложениях. Вулканические очаги, давшие эти пеплы, до последнего времени оставались неизвестными.

Проведенное Н. Схиртладзе (1958) детальное химико-минералогическое изучение этих пеплов и установление увеличения их мощностей и размера обломков в определенном направлении позволили ему прийти к выводу, что пеплы, залегающие в отложениях сармата и мэотиса—понта, имеют дацитовый или андезитовый состав и принесены с юго-запада, из Ахалцихского района, где широко развита континентальная вулканогенная так называемая годердзская свита, состоящая из дацитов, андезитов и их пирокластолитов. Тем самым был решен спорный вопрос о нижнем возрастном пределе годердзской свиты, ранее относившейся к плиоцену. Теперь можно считать доказанным, что первые извержения, давшие годердзскую свиту, происходили не позднее среднего сармата. Однако это не означает, что первые извержения не древнее среднего сармата. Дело в том, что перенос и отложение пепла в соседние бассейны осадконакопления зависят от

наличия ветров. Не исключено, что извержения в районе Годердзского перевала начались и раньше среднего сармата, но ввиду возможного отсутствия соответствующих ветров отголоски этих извержений отсутствуют в синхронных (древнее среднего сармата) отложениях. Таким образом, пеплы, обнаруженные в осадочных отложениях, могут указывать лишь верхний возрастной предел первых извержений или нижний возрастной предел последних извержений в соответствующей вулканической области.



Рис. 13. Распространение вулканических пеплов в осадочных отложениях Грузии.
По Н. Схиртладзе

1 — сарматские и мэотические вулканические пеплы; 2 — верхнеплиоценовые и четвертичные пеплы; 3 — вулканогенная толща андезито-дацитового состава; 4 — вулканогенная толща андезито-базальтового состава. Цифрами показана мощность пепла

Таким же образом Н. Схиртладзе доказал, что пеплы, залегающие в апшеронских отложениях, происходят из вулканических очагов, расположенных на территории Армении. На схеме (рис. 13), заимствованной из работы Н. Схиртладзе, показаны районы нахождения пепловых прослоев в Восточной Грузии и соответствующие вулканические области — источники этих пеплов.

Проведенное Н. Схиртладзе изучение гранулометрического состава этих пеплов показало, что они кроме пелитовых частиц ($<0,01$ мм) содержат значительное количество алевритовых и даже псаммитовых компонентов (табл. 2).

Как видно из этой таблицы, ветры могут переносить на расстояние до 100 км не только тонкий пепел, но и значительное количество крупнозернистого вулканического песка.

Аналогичный случай переноса пепла на значительное расстояние описали Н. Топор и Г. Костюк (1958) для Молдавской ССР, где на правом берегу р. Днестра, между селениями Бурсук и Кот, в слоях, переходных от среднего миоцена к сармату, обнаружен прослой вулканического пепла мощностью 0,1—0,15 м. Порода

Таблица 2

**Гранулометрический состав некоторых вулканических пеплов
Восточной Грузии. По Н. Схиртладзе**

Возраст	Место взятия образца	Предполагаемое расстояние от центра извержения, км	Фракция, %			
			> 0,25 мм	0,25—0,1 мм	0,1—0,01 мм	< 0,01 мм
Сармат — мэотис	Гареджисхеви	300—350	—	14,0	20,0	66,0
	Хребет Катар	300—350	21,0	71,0	7,0	1,0
	Гареджисхеви — Додо	300—350	33,2	14,6	36,3	15,9
	Олестави	300—350	—	5,4	24,6	70,0
	Ташбаш	100	7,1	29,1	47,5	16,3
	Мусисцихе	100	46,4	17,5	35,0	1,5
Акчагыл — ашшерон	Коджориси	300—350	1,0	12,5	63,0	23,5
	Вазиани	200	29,0	43,0	27,0	1,0
	Чалаубани	250	0,9	3,3	34,3	61,5
	Триалети	100	2,3	18,2	56,6	22,9
	"	100	2,3	27,0	49,0	21,7
	Чочиани	100	64,5	18,6	14,7	2,3
	Аса	100	13,7	48,1	37,1	1,0

очень слабо сцементирована и состоит из мелкопсаммитовых, алевритовых и пелитовых обломков, причем фракция $>0,25$ мм не обнаружена, а остальные фракции содержатся в следующих количествах (в %):

фракция 0,25—0,1	13,03
" 0,1—0,01	39,17
" 0,01—0,001	24,15
" 0,001	23,10

Установлено, что 95% пепла состоит из обломков вулканического стекла кислого состава (71,8% SiO_2). Авторы считают, что вулканические очаги, откуда приносился этот пепел, были расположены в Карпатских горах, на расстоянии приблизительно 100—120 км.

Пелитовая фракция этого пепла состоит из глинистого минерала группы монтмориллонита. Очевидно, в условиях сравнительно быстрого захоронения в морской воде успевали превратиться в монтмориллонит лишь частицы меньше 0,001 мм.

6. ПРОДУКТЫ ПОДВОДНОГО ИЗМЕНЕНИЯ ПИРОКЛАСТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

До сих пор рассматривались условия отложения пирокластического материала в условиях эвгеосинклиналей, т. е. сравнительно быстрого осадконакопления. Но нередко пирокластический

материал из геосинклинальных вулканических очагов выносится в соседние моря, покрывающие платформы или срединные массивы, где в зависимости от количества принесенного пирокластического материала и характера морских условий образуются туффитовые песчаники или туффитовые известняки, или же в результате гальмировитического разложения пепла формируются залежи бентонитовых глин или осадочных цеолитов. Аналогичные процессы изменения испытывает вулканический пепел и в случае осаждения на дне океана, или на тех участках геосинклиналии, где поступление пирокластического и терригенного материалов незначительно.

Образование бентонитовых глин

Некоторые исследователи и сейчас придерживаются того мнения, что бентонитовые глины чаще образуются путем гальмировитического разложения вулканического материала на дне морей. В настоящее время значительное большинство авторов ведущим процессом в образовании залежей бентонитов считает выветривание на суше. Безусловно неправильно придавать универсальное значение одному из этих процессов, так как фактический материал определенно показывает, что существуют месторождения бентонитовых глин и того, и другого генезиса.

В подтверждение этого можно привести месторождения бентонитовых глин Словакии, которые, по данным Е. Славика (1966), всегда приурочены к осадочно-вулканогенным формациям и тесно связаны с fazами вулканизма, происходившими в период от бурдигала до сармата. Вместе с тем в более молодых вулканических образованиях сармат-плиоценового возраста бентониты не встречаются. Среди описанных Е. Славиком бентонитовых месторождений Словакии есть все три генетических типа: 1) подводноморские, образованные за счет гальмировитического разложения пеплов в условиях повышенной рН морской воды; 2) отложенные в пресноводных бассейнах (вероятно, за счет переотложения бентонитовых продуктов выветривания вулканических пород. — Г. Д.); 3) залегающие *in situ* продукты выветривания в континентальных условиях.

Месторождения первых двух типов описывают из миоцена Закарпатской Украины Е. Лазаренко и Ю. Пекун (1966). Хороший пример субаэральной бентонизации рио-дацитовых пемзоморфных туфов приводят из Восточной Словакии В. Радзо (1966). Во всех этих случаях наиболее интенсивно и в первую очередь переходит в монтмориллонит именно вулканическое стекло.

Разные стороны влияния миоценового вулканизма на осадкообразование Южной Словакии описывает Магда Маркова (Magková, 1967), по мнению которой монтмориллонитизация пеплов происходит в сравнительно более глубоководных морских осад-

ках; в то же время в литоральной зоне, где активность могли проявить низкотемпературные поствулканические растворы и другие агенты континентального происхождения, можно встретить также каолинизацию, иногда вместе с монтмориллонитизацией.

На тесную генетическую связь бентонитов с вулканическими толщами указывает также приводимый Ч. Уйвером (1962) факт почти исключительной приуроченности месторождений бентонитовых глин США к меловым и третичным вулканическим образованиям.

В Советском Союзе большое количество (если не большинство) залежей бентонитовых глин (Закавказье, Средняя Азия, Сибирь, Дальний Восток, Сахалин, Украина и др.) также образованы путем изменения вулканического материала на дне моря.

Наглядным доказательством образования бентонитовых глин как путем выветривания вулканогенных толщ, так и в результате гальмировитического изменения вулканического пепла на дне моря могут служить месторождения бентонитов в Грузии. Детально генезис бентонитов рассматривался на Шестом литологическом совещании (1963 г.), где этому вопросу был посвящен специальный доклад Г. Мачабели (1965). Здесь отметим лишь, что месторождение бентонитовой глины около г. Кутаиси — первенец промышленности отбеливающих глин Советского Союза, открытый и изученный А. Твалчрелидзе (1933), — безусловно образовалось путем изменения андезитового состава вулканического пепла на дне сеноманского моря. Это подтверждается как наличием реликтовых пепловых структур, так и обилием глауконита во вмещающих глину слоях песчаника и в самой глине, указывающего на интенсивность гальмировитических процессов в осадках сеноманского моря на данном участке.

Интересно, что подстилающие и перекрывающие глину глауконитовые опоковидные песчаники заметно обогащены кремнеземом, что, вероятно, частично следует объяснить выносом SiO_2 , освобождающегося в результате разложения вулканического пепла при его монтмориллонитизации. Некоторые слои представляют собой настоящие опоки. Характерно, что к востоку, в окрестностях сел. Годогани, эти слои переходят в богатые глауконитом известняки с небольшой примесью пирокластического материала.

К северу, в районе Рачи (окрестности сел. Шкмери), в том же горизонте залегает более грубый пирокластический материал, который испытывает интенсивное замещение анальцимом (Шатиришвили, 1959). Этот факт указывает на то, что пирокластический материал, из которого образовался гумбрин, был принесен не с юга, из Аджаро-Триалетской геосинклинали, как думали ранее (Дзоценидзе, 1948), а с севера, из зоны меловой геосинклинали южного склона Большого Кавказа, где, по последним

данным, вулканизм заметной интенсивности проявился в отдельных пунктах вдоль Кавказского хребта, начиная от Азербайджана и кончая районом Туапсе.

Другим ярким примером образования бентонитов путем гальмировитического разложения вулканического пепла является туронская вулканогенная свита мтавари, в которой автором ранее (Дзоценидзе, 1948) был найден метровый слой бентонита, а в настоящее время геологами-поисковиками в верхних горизонтах свиты обнаружены мощные залежи бентонитовых глин. В отличие от зеленоватых глин гумбрин, они здесь слегка окрашены в красноватый цвет, что, вероятно, вызвано небольшой примесью пелитового материала, принесенного с расположенных в туронском море вулканических островов. Последние испытывали кратковременное, но интенсивное выветривание в условиях теплого и влажного климата с образованием красных глин бентонитового состава, богатых гидроокислами железа (Дзоценидзе, 1963₁). Туронский бентонит содержит гораздо больше MgO , чем гумбрин, что обусловлено характером материнских пород (богатые магнием оливиновые базальты).

В эоценовой вулканогенной толще Аджаро-Триалетского хребта также обнаружены слои бентонитовых глин, образовавшиеся за счет гальмирования вулканического пепла. Характерно, что эти слои встречаются в разрезах, где отсутствуют грубые пирокластиты и лавы и преобладают сравнительно тонкослоистые трахи-

Результаты химического анализа бентонитов

Месторождения бентонита и возраст	Материнская порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3
Гумбрин, сеноман Цхалтубская глина, турон Асканское, эоцен	Анdezитовый пепел . . Туф оливинового ба- зальта Трахитовый пемзовый туф	50,79 42,98 59,58	0,26 2,86 0,35	14,35 13,77 20,37	5,77 11,31 3,11

товые аргиллиты и туфы. Это указывает на то, что гальмировитическое разложение пепла с образованием бентонитов могло происходить лишь на тех участках моря, куда не поступал грубый пирокластический материал и осадкообразование шло в сравнительно замедленном темпе (Твалчрелидзе и др., 1959).

Еще более интересным является месторождение бентонитовой глины, приуроченное к эоценовой щелочной вулканогенной серии и образовавшееся под воздействием фумарольно-солфатарных агентов на пемзовые туфы трахитового состава (Дзоценидзе, 1960). Глина этого месторождения, называемая аскангелем, часто

сохраняет реликты структуры материнской породы, в которую она постепенно переходит по простиранию. В глине имеются включения пирита, халькопирита, галенита и сфалерита, часто в виде прекрасно образованных кристаллов; их присутствие, а также зеленый цвет глины указывают на восстановительную обстановку образования глины. Факт образования глины именно вслед за извержением материнских трахитовых туфов подтверждается нахождением в слое вышележащих туфобрекчий обломков как свежих пемзовидных туфов, так и полностью перешедших в аскангель.

В табл. 3 даны результаты химических анализов бентонитовых глин из вышеназванных месторождений. Несмотря на резко отличный характер исходных пород, в бентонитах существенных различий, особенно по содержанию щелочей, не видно. Бросается в глаза более «основной» характер туронского бентонита, что, безусловно, вызвано в первую очередь составом исходной породы, но определенную роль, может быть, играет также примесь продуктов субаэрального выветривания.

Образование анальцима и цеолитов

Цеолиты и анальцим — второй по распространению (после бентонитов) продукт подводного разложения пирокластического материала. Если раньше осадочные цеолиты считались редким явлением, то за последнее время количество их месторождений

Таблица 3
тальных глин (в вес. %). По Г. Мачабели

FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	H ₂ O ^{105°}	H ₂ O ^{350°}	П. п. п. 100°
0,28	—	3,51	1,96	0,54	0,65	—	10,36	—	6,52
0,07	0,03	5,12	2,55	0,15	0,17	0,05	13,36	3,88	5,20
0,28	0,03	5,54	1,58	1,95	0,58	Следы	13,56	—	6,82

с каждым днем растет. Появляются все новые и новые описания месторождений анальцима и разных цеолитов, приуроченных к разновозрастным и литологически разным формациям. Однако до сих пор нет полной сводки по осадочным цеолитам. Правда, после весьма краткой главы об осадочных цеолитах в известной монографии У. Твенхофела (1936) появились статьи, посвященные этому вопросу, но главная работа по систематизации уже накопившегося большого материала еще впереди.

Из последних работ по осадочным цеолитам следует отметить (в хронологическом порядке): 1) книгу Л. Пустовалова (1956),

в которой после краткой характеристики месторождений Советского Союза высказывается мысль о широком распространении процессов цеолитизации осадочных пород; 2) Г. Теодоровича (1958), который дает лишь краткую характеристику осадочных цеолитов; 3) работу Н. Ренгартен (1958), где дается первая, хотя далеко не полная сводка по осадочным цеолитам и их генезису как по месторождениям Советского Союза, так и по главным зарубежным месторождениям.

Из зарубежных авторов наибольшего внимания заслуживает статья К. Дефейе (Deffeyes, 1959), в которой собраны краткие данные по 44 месторождениям осадочных цеолитов, из которых 10 из Советского Союза, одно из современных осадков Тихого океана, два из Новой Зеландии и Аргентины, остальные из США. Таким образом, эта сводка также не может претендовать не только на полноту, но даже и на частичное описание месторождений всех материков.

При рассмотрении вышеназванных работ видно, что большинство месторождений осадочных цеолитов и анальцима ассоциируют с вулканическим материалом, и их происхождение путем изменения пирокластики не вызывает сомнения.

Из месторождений осадочного анальцима, для которого признается происхождение путем изменения вулканического пепла, самым крупным является описанное У. Бредли месторождение в формации Зеленої реки в штате Юта из эоценовых нефтяных сланцев, содержащих прослои туфового материала.

Н. Ренгартен также объясняет образование анальцима в пермских песчаниках Кировской области. По ее мнению, морская вода, разлагая туфовый материал, выносила в раствор кремнезем и глинозем, а источником натрия служила сама морская вода. Судя по приводимой ею характеристике анальцима в шлифах, надо признать, что главным процессом было метасоматическое замещение обломков порфиритов, в то время как химическое взаимодействие вынесенных компонентов (SiO_2 и Al_2O_3) играло второстепенную роль.

Путем замещения обломков эфузивных пород образовался, по мнению А. Коссовской (1954), анальцим в продуктивной толще Азербайджана.

Е. Ермолова обнаружила в морских отложениях олигоцена и миоцена Грузии анальцим и морденит, которые, по ее мнению, образовались путем метасоматического замещения обломков эфузивов и зерен плагиоклаза, пироксенов, роговых обманок.

Нередко осадочные цеолиты и анальцим ассоциируют с опоками, глауконитом, бентонитами, что, по-видимому, указывает на некоторую общность условий их образования.

Хорошим примером парагенезиса некоторых аутигенных минералов, встречающихся в ассоциации с вулканогенными образованиями, могут служить меловые отложения Западной Грузии,

которые уже упоминались выше при рассмотрении вопроса о генезисе опок и бентонита. Для выяснения условий генезиса осадочного анальцима, встречающегося среди подводных вулканогенно-осадочных образований, их следует охарактеризовать более детально.

Меловые отложения Западной Грузии в полосе от Абхазии до Юго-Осетии приурочены к геотектонической зоне, известной под названием Сухумско-Джавской (Гамкрелидзе, 1957). Она представляет собой зону вулканогенной геосинклинали, которая испытала складчатость в батское время и в результате этого пропала к домезозойской Грузинской глыбе, сохранив в мелу еще некоторую лабильность по сравнению с зоной Дзирульского массива.

В Сухумско-Джавской зоне имеется почти непрерывный разрез мела, который во многих местах начинается базальной формацией, представленной мощным горизонтом аркозовых конгломератов и песчаников, сцементированных глинистой массой преимущественно каолинитового состава (Цагарели, 1954). Выше меловые отложения сложены почти исключительно карбонатными породами, причем отложения валанжина—готерива преимущественно образованы доломитами и доломитовыми известняками. Баррем в нижней части местами также содержит доломиты, но главным образом он представлен массивными плотными известняками ургонской фации, содержащими плохо оформленные редкие конкреции серого и белого кремня, который чаще оставляет впечатление небольших пятен, плохо выделяющихся на фоне белых известняков. Характерно, что валанжин—готерив и баррем не содержат ни одного зерна глауконита.

Выше, с апта, начинаются интересующие нас образования. Меловые отложения названной полосы петрографически были изучены Т. Шатиришвили (1959), данные которой лежат в основе приводимых ниже характеристик.

Апт почти везде сложен слоистыми известняками, иногда в той или иной степени мергелистыми. В апте встречаются первые слабые признаки вулканизма и здесь же появляется глауконит, который иногда играет в составе породы значительную роль (рис. 14).

Как видно из схемы, достоверный вулканический материал в апте пока встречен лишь в трех пунктах: 1) по р. Цхалцитела, около г. Кутаиси, апт представлен в виде глауконитовых мергелистых известняков, в нижней части содержащих разной формы и размеров зерна ярко-зеленого глауконита, в верхней части появляются мергели с пирокластическим материалом и большим количеством глауконита в виде округлых зерен, пятен и неправильных образований; 2) в окрестностях сел. Цхункури Цхалтубского района аптовые отложения сложены известняками, которые выше сменяются мергелями, содержащими до 15% глау-

конита; в средней части апт содержит прослои известково-туфогенных песчаников, состоящих из пелитизированных и кальцитизированных зерен плагиоклаза и обломков эфузивных пород; песчаники цементируются опоковидной кремнеземистой массой с примесью кальцита; в этих песчаниках также встречаются зерна глауконита как зеленые, так и побуревшие; 3) третья точка, где в апте отмечен вулканический материал,— это буровая скважина Колхидской низменности, где апт в общем аналогичен цхункурскому разрезу, но пирокластический материал



Рис. 14. Распространение в апских отложениях Западной Грузии туфового материала и глауконита
1 — туфы; 2 — глауконитовые породы

выражен яснее и представлен в виде зерен свежего плагиоклаза, зеленой роговой обманки, угловатых обломков эфузивных пород и листочеков биотита; в заметном количестве присутствует глауконит.

В других изученных разрезах апта пирокластический материал не установлен, но глауконит присутствует часто, иногда в значительном количестве. Например, в разрезе р. Западной Гумисты в апских псевдоолитовых известняках количество тяжелой фракции колеблется от 10 до 42%, глауконит в ней составляет от 12 до 60%. В верхней части апта в известняках количество глауконита доходит до 30% общей массы породы. Характерно, что вместе с глауконитом главную массу тяжелой фракции образует также барит, количество которого колеблется от 20 до 58% тяжелой фракции. Глауконитовые известняки накеральского, шкмерского и твишского разрезов как бы окружают с севера и северо-востока точки, в которых найден вулканический материал.

Другая картина наблюдается в альбе (рис. 15), где все разрезы, в которых обнажаются альбские слои, содержат в том или

ионом количестве пирокластический материал. Альб обычно представлен глинистыми мергелями с прослойями песчаников. Последние чаще оказываются известковистыми или кристаллическими туфами, пирокластический материал которых представлен мелкими и крупными зернами часто зонального плагиоклаза, зеленой роговой обманки, реже авгита и обломков эфузивных пород. Основная масса последних в большинстве случаев интенсивно пелитизирована и хлоритизирована, а фенокристаллы — зональные пла-гиоклазы, роговая обманка и моноклинный пироксен — свежие.

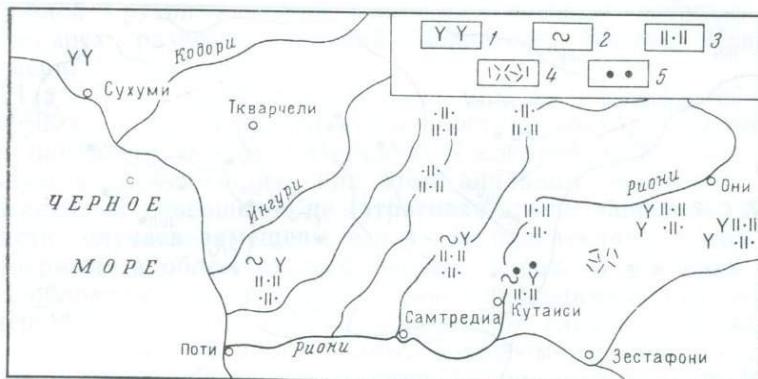


Рис. 15. Разрезы альба Западной Грузии

1 — кристаллические туфы, иногда туфобрекчи; 2 — опоковидные песчаники;
3 — известковистые туфы; 4 — пепловые туфы; 5 — глауконитовые породы

Цементируются эти кристаллические туфы опоковидной массой. Основная масса некоторых обломков эфузивов заметно окремнена, иногда кальцитизирована.

Обращает на себя внимание или почти полное отсутствие глауконита во всех изученных разрезах альба, или его присутствие в малых количествах, в то время как в апте он установлен даже в тех разрезах, в которых в альбе совершенно исчезает. Лишь в редких разрезах (Цхалцитела, Шкмери и др.) встречаются отдельные зерна. Полностью отсутствует также анальцим. Но в некоторых разрезах, так же как и в апте, отмечается повышенное содержание барита в тяжелой фракции альбских пород.

Сеноман в Сухумско-Джавской зоне, по имеющимся до сих пор данным, представлен в фации глауконитовых песчаников. Исследование Т. Шатиришвили показывает, что в сеномане полностью отсутствует терригенный материал, песчанистость мергелей и известняков обусловлена примесью пирокластического материала, а так называемые «песчаники» оказываются известковистыми или кристаллическими туфами, причем последние часто совершенно не содержат кальцита.

Пирокластический материал присутствует во всех без исключения разрезах, при этом в северо-западном направлении заметно

уменьшение количества и размеров обломков пирокластического материала (рис. 16). Так, например, в разрезе Нового Афона известковистые мергели содержат алевритовой размерности свежие зональные зерна лабрадора и андезина, иногда зеленой роговой обманки и редкие обломки эфузивных пород. В разрезе р. Западной Гумисты ясно выраженного пирокластического материала нет; только в одном образце известняка присутствуют обломки эфузивного характера, но, по-видимому, переотложенные. По р. Кодори также не фиксируется пирокластический мате-

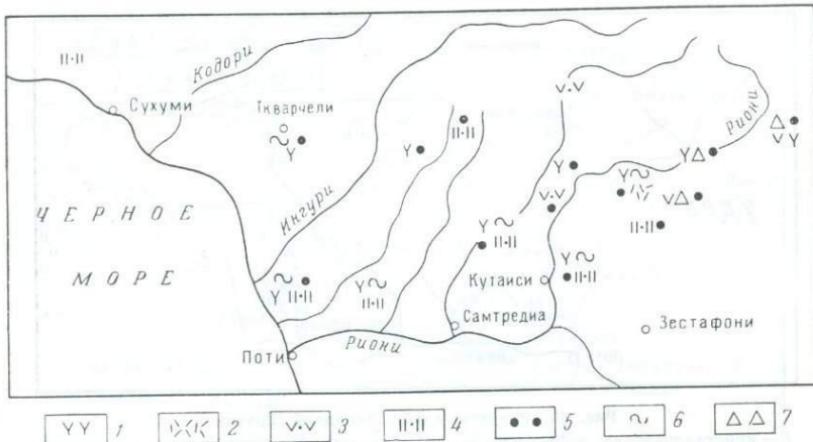


Рис. 16. Разрезы сеномана Западной Грузии

1 — кристаллические и кристаллокластические туфы; 2 — пепловые туфы; 3 — туфитовые песчаники; 4 — известковистые туфы; 5 — глауконитовые породы; 6 — опоки и опоковидные песчаники; 7 — анальцимовые породы

риал, лишь в легкой фракции констатировано вулканическое стекло.

Впервые по р. Гализге вулканический материал появляется в виде зерен зонального плагиоклаза и редких зерен роговой обманки. Глауконитовые песчаники этого разреза состоят из крупных таблитчатых зерен андезин-лабрадора и зеленых, реже бурых призматических зерен роговых обманок; часты угловатые обломки совершенно пелитизированных эфузивных пород. В средней части пачки содержится до 40% глауконита в виде округлых или почковидных ярко-зеленых зерен. Цемент породы представлен изотропным опоковидным веществом. В некоторых образцах карбонат совершенно отсутствует, а вообще его содержание колеблется от 49% в нижней части до 19% — в верхней.

Дальше к востоку и юго-востоку количество пирокластического материала все возрастает и цемент чаще представлен опоковидным изотропным веществом. Состав же материала не меняется: те же зональные плагиоклазы ряда андезин—лабрадор,

зеленая, реже бурая роговая обманка и в некоторых разрезах зерна моноклинного пироксена.

В разрезах Цаиши и Цхалццела в основании сеномана отмечается слой гравелита мощностью до 0,3 м, галька которого состоит исключительно из тех же роговообманко-плагиоклазовых порфиритов, какие встречаются в виде обломков в туфах. Цемент гравелита глинисто-песчанистый.

Карбонатность туфов сеномана, как правило, уменьшается в том же юго-восточном направлении.

Наиболее интересным образованием сеноманских отложений Западной Грузии является анальцим, который встречен лишь в четырех разрезах: селений Челиагеле, Велеви, Схава и Шкмери.

Наибольшая мощность сеномана (220 м) наблюдается в разрезе Велеви, где возрастание мощности происходит целиком за счет пирокластического материала. Последний испытывает интенсивную анальцимизацию, при этом анальцим замещает только плагиоклазы, совершенно не затрагивая другие минералы. В большинстве случаев замещены все зерна плагиоклаза, в том числе фенокристы в обломках эфузивных пород, а основная масса этих обломков совершенно не тронута анальцимизацией, но часто замещается кальцитом, а в некоторых случаях глауконитом. Аналъцим образует иногда кайму вокруг минералов и обломков пород, а местами играет роль цемента, замещая кальцит. В верхней части туфовой пачки анальцимизация постепенно ослабевает.

Возникает естественный вопрос: чем вызвана анальцимизация плагиоклазов именно в этих четырех разрезах, в то время как в других разрезах плагиоклаз того же состава совершенно не показывает даже признаков замещения анальцимом. Что условия моря были в основном везде одинаковыми, это видно из наличия одинаковой морской фауны и из характера осадков, представленных во всех разрезах сеномана карбонатом кальция и глауконитом.

Чем объяснить образование из одного и того же вулканического материала в одних случаях бентонитов, а в других — цеолитов или анальцима — пока не совсем ясно. Трудно также пока сказать, является ли частая ассоциация бентонитов и глауконитовых осадков результатом одинаковых гальмиролитических условий их образования, или глауконит возникает вокруг залежей бентонита в связи с заимствованием некоторых входящих в его состав элементов из продуктов разложения вулканического пепла при бентонитизации.

Очевидно, причиной анальцимизации следует считать действие вулканических эксгалаций, интенсивно проявившихся вокруг фумарольно-солифатарных очагов, с удалением от которых их влияние должно было ослабевать.

Близость районов анальцимизации в сеномане к очагам извержений подтверждается увеличением мощности пирокластических

анальцимсодержащих слоев и размеров обломков пирокластики именно в разрезах, содержащих анальцим.

Анальцимизация является, по-видимому, процессом, аналогичным альбитизации основных пород в морских условиях под совместным действием газовых эманаций, выделяющихся из очагов и лавовых покровов, и морской воды, с той лишь разницей, что процесс анальцимизации плагиоклазов сопровождается выносом части кремнезема, который принимает участие в образовании опок, конечно, вместе с кремнеземом, принесенным вулканическими горячими источниками. Этим нужно объяснить наличие опоковидных песчаников в сеномане вокруг зоны анальцимизированных туфов, в то время как сами анальцимовые породы не содержат опоковых прослоев или цемента.

Интересные опыты Э. Сендерова (1963) и приводимые им данные об экспериментах Эллис подтверждают, что анальцим и морденит охотно образуются из вулканических пород при температурах 100—300° под действием пара и горячих растворов.

На значительном удалении от зоны анальцимизации, на участках сеноманского моря, где отлагались лишь тонкие пеплы, они под действием морской воды превращались в монтмориллонит, как об этом уже было сказано выше.

К выводу о значительной роли в образовании монтмориллонита экскальационно-гидротермальной деятельности пришел и Г. Бровков (1967). Он указывает на наличие между отдельными покровами основных порfirитов прослоев и пластов мощностью до 3,8 м алевролитовидных пород, сложенных главным образом ломонтитом, образовавшихся из шлаковых алевролитов под влиянием гидротермальных растворов, циркулировавших в контактовой зоне покровов. Эти шлаковые алевриты превратились в кристаллическизернистые ломонтитовые породы с характерными псевдопойкилокластическими структурами; для них характерно присутствие в относительно крупнозернистой ломонтитовой массе следов контуров алевритовых полуокатанных и полууглловатых обломков стекловатой лавы. При этом характерно, что и плагиоклаз, и кварц не замещаются ломонтитом.

По мнению Г. Бровкова, не только цеолитизация, но и бентонитизация пеплов в вулканогенных толщах происходит под влиянием гидротермальных растворов.

Какую роль играют подводные вулканические извержения в образовании глауконита? На этот вопрос пока трудно дать определенный ответ. Глауконит в меловых отложениях Грузии появляется в апте, вместе с началом мелового вулканизма, но известны большие районы распространения меловых глауконитовых отложений, где как будто нет признаков наличия синхронного вулканизма. Но окончательно ли установлено последнее обстоятельство? Лишь дальнейшее изучение этого вопроса позволит осветить хотя бы некоторые стороны интересного процесса генезиса глауконита.

В третичных отложениях Сахалина глауконит также появляется лишь после начала вулканических извержений. В эоцене глауконита нет совсем. В олигоцене вместе с формированием вулканогенно-осадочных отложений появляются глауконитовые песчаники; выше, в нижнем миоцене, обогащенные кремнеземом глинистые породы содержат частые прослои глауконитов и по простирианию фациально переходят в вулканогенно-осадочные отложения (Бродская, Захарова, 1960). Вероятно, в действительности таких примеров гораздо больше.

О возможной генетической связи монтмориллонита и анальцима и об их связи с вулканизмом писал Жан Пьер Верне, который описал анальцим из монтмориллонитовых глин Стенливиля в Конго (Киншаса).

Д. Олдридж (Holdridge, 1962) описал из тонкого прожилка в нефелиновом сиените о. Стерней (Северная Норвегия) минерал, состоящий из смеси монтмориллонита и натролита, которые, по его мнению, образовались в результате длительного воздействия воды на нефелин при низких давлениях и температуре, т. е. в условиях, аналогичных тем, которые существуют на дне моря, особенно в районах подводного вулканизма.

К. Тоуе (Towe, 1962) доказывает, что в процессе диагенетического изменения глинистых минералов освобождается достаточное количество кремнезема для того, чтобы образовать кремниевый цемент песчаников. Он пишет, что «вычисления, основанные на средних структурных формулах, как они даются Уивером, показывают, что по крайней мере 3 г кремния на каждые 100 г чистой глины выделяются при превращении монтмориллонита в средний иллит. В случае преобразования смешанно-слоистого иллит-монтмориллонита в иллит выделяется 1 г кремния на 100 г глины. Геологически последнее изменение было бы наиболее обычным. Таким образом, представляется, что имеется достаточное количество кремния, чтобы дать заметное количество кремнеземистого цемента ассоциирующим с глинами песчаным отложением» (стр. 27).

Если превращение монтмориллонита в иллит дает ощутимую массу SiO_2 , то тем более справедливым надо считать вывод, что при монтмориллонитизации вулканического пепла выделяется количество кремнезема, достаточное для образования опалового цемента опоковидных песчаников и даже отдельных слоев опок.

Кроме анальцима, в Грузии известны и другие осадочные цеолиты. Так, в эоценовой вулканогенной толще окрестностей г. Тбилиси обнаружен мощный слой пеплового туфа; слой этот почти полностью замещен пластинчатым ломонитом с сохранением пепловой структуры.

Таким образом, происхождение осадочных цеолитов и анальцима путем изменения вулканического материала вряд ли вызывает сомнения. Но совершенно неоправдана попытка некоторых авторов все случаи находления в осадочных породах цеолитов и

анальцима объяснить таким образом. Если взять упомянутую выше статью об осадочных цеолитах американского ученого К. Дефейе (Deffeyes, 1959), где названо 44 местонахождения цеолитов и анальцима, среди которых 11 месторождений чисто анальцимовых, то по даваемой им же характеристике пород, вмещающих эти цеолиты, ясно видно, что в абсолютном большинстве случаев в цеолитсодержащих осадочных породах нет даже признаков наличия вулканического материала.

Как пример невулканогенного происхождения анальцима можно привести открытое и описанное автором месторождение анальцима в батских отложениях Западной Грузии, где общая мощность слоев, содержащих более 50% анальцима, составляет около 50 м. При этом никаких признаков вулканического материала в анальцимовых горизонтах не обнаружено (Дзоценидзе и др., 1956).

Следовательно, совершенно не обязательно, чтобы все осадочные месторождения цеолитов сопровождались залежами бентонитов, как это думают У. Твенхофел (1936) и др.

Очевидно высказанные здесь соображения заслуживают внимания. Дальнейшие более детальные исследования взаимоотношений осадочных цеолитов (анальцима), бентонитов и глауконита дадут новый фактический материал для выяснения условий их генезиса и связи их с вулканизмом.

В настоящее время нельзя, к сожалению, с уверенностью сказать, какова роль характера исходного полевого материала и окружающей водной среды в образовании вышеперечисленных аутигенных минералов или их пространственные и генетические отношения. Вряд ли все залежи бентонитов Советского Союза, образовавшиеся за счет изменения вулканического материала на дне морей, имели исходным материалом исключительно кислые пеплы. Тот факт, что в бентонитах были найдены остатки лишь кислых стекол (Мачабели, 1965), можно объяснить большей устойчивостью последних, вследствие чего они сохранились, в то время как основные или щелочные стекла — главный материал для образования бентонитовых глин — превращались в монтмориллонит гораздо легче и поэтому не сохранились в виде реликтов.

ВЛИЯНИЕ ВУЛКАНИЗМА НА ОБРАЗОВАНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ОСАДКОВ

Сравнительно нетрудно выяснить роль пирокластического материала в формировании туфов и туффитовых пород среди осадочных формаций, но гораздо сложнее решить вопрос о возможном влиянии вулканизма на образование кремнистых осадков и накопление высоких концентраций железа, марганца, цветных металлов, глинозема, фосфора и др.

Н. Страхов (1962_{1, 2}, 1963), собрав и проанализировав огромный фактический материал древних осадочных формаций по содержанию перечисленных выше компонентов в водах и осадках современных морей и океанов, дал обоснованную теорию образования химических осадков в разных климатических условиях. Он доказал, что формирование химических осадков вышеупомянутых компонентов является характерной особенностью гумидного породообразования и что главным источником питания морских бассейнов для их образования является выветривание на суше.

Однако влияние вулканизма на образование химических осадков указанной выше группы выяснено очень слабо. Правда, как уже отмечалось выше, Н. Страхов в общих чертах обрисовал возможную роль подводного вулканизма на формирование химических осадков, но конкретные пути и примеры этого влияния изучены пока еще совершенно недостаточно.

Мы, конечно, не собираемся, да и не можем дать в этой работе всестороннее освещение этого вопроса. Наша задача гораздо скромнее: показать, что в образовании осадков материал вулканического происхождения, безусловно, играл большую роль, чем это принято думать в настоящее время и что изучение этого вопроса заслуживает самого серьезного внимания. При этом влияние вулканизма на формирование разных типов химических осадков (SiO_2 , Fe, Mp, Р и др.) будет рассмотрено отдельно. Но ввиду того, что их образование под влиянием вулканизма происходит более или менее одновременно и эти процессы тесно переплетаются друг с другом, при характеристике процессов образования каждого из вышеназванных химических осадков поневоле придется коснуться и других; это может создать видимость некоторого повторения, которого трудно избежать.

1. КРЕМНЕЗЕМ

Характерная приуроченность отложений кремнезема к вулканогенным формациям известна давно. Н. Шатский (1954), рассматривая вопрос о вулканогенно-осадочных марганценосных формациях, дал хорошую сводку распространения кремнезема, связанного с вулканогенными образованиями.

Из разных видов Н. Шатский выделяет две большие группы вулканогенных и кремнистых формаций послерифейского возраста: зеленокаменно-кремнистую и порфиро-кремнистую. Первая группа связана с эвгеосинклиналями и в ней различаются следующие формации: 1) вулканогенная (спилито-порfirитовая — «зеленокаменная», диабазо-порfirитовая); 2) яшмовая; 3) кремнисто-сланцевая; 4) отдаленная кремнистая. Под последней Н. Шатский подразумевает такие кремнистые формации, для которых связь с тремя предыдущими не так тесна, как последних между собой. Эти отдаленные кремнистые формации могут быть образованы или путем далекого уноса течениями от вулканических очагов и осаждения кремнезема вулканического происхождения, или путем отложения кремнезема из подводных фумарольных источников, заметно удаленных от основных очагов главной вулканической области.

Вторая группа вулканогенно-кремнистых формаций связана со срединными массивами в геосинклинальных зонах и обусловлена магматизмом не основного, а кислого (липарито-андезитового) характера. В этой группе Н. Шатский выделяет все названные выше формации, кроме яшмовых, которые характерны только для геосинклинальных зон. Кроме того, в этой группе кремнисто-сланцевый тип значительно отличается от аналогичного типа первой группы тем, что здесь в кремнисто-сланцевых формациях существенную роль играют спонголиты.

Н. Шатский приводит многочисленные примеры перечисленных типов формаций палеозойского, мезозойского и кайнозойского возрастов.

Примеров вулканогенно-кремнистых формаций можно было бы привести много, но в этом нет необходимости. Обычно прослои, линзы и горизонты кремнистых пород (яшм, опок или других разновидностей) не занимают определенного стратиграфического положения в разрезе вулканогенной толщи; они встречаются как среди лав, так и среди туфов и туффитов и, как правило, образуют несколько горизонтов. Так, например, И. Хворова и М. Ильинская в палеозойской буглыгырской толще Южного Урала отмечают в разных разрезах разное количество яшмовых прослоев (рис. 17). Следовательно, кремнезем приносился главным образом гидротермами, а не за счет подводного разложения пеплов.

Автор известной монографии о геосинклиналях И. Обуен (Aubouin, 1965) приводит разрезы Геленидов в Парнасской области и Северной Греции как доказательство разрыва во времени и пространстве офиолитов и отложений радиоляритов юрско-нижнемелового возраста (рис. 18). Однако из рис. 18 вряд ли можно сделать такой категорический вывод. В Северной Греции (см. рис. 18, а) офиолиты Субпелагонианской зоны и радиоляриты Пиндусского прогиба образуют по простирианию непрерывную толщу. А в Парнасской области между ними появляется Парнасская зона мелководья, где нет ни зеленокаменных пород, ни радиоляритов. Очевидно там не было условий для офиолитового вулканизма (зоны воздымания) и поэтому не образовались и радиоляриты. Вместе с тем (см. рис. 18, б) в Пиндусском прогибе отмечено проявление офиолитов как в восточной, так и в западной части. Таким образом, вряд ли есть основание говорить о полном «географическом разрыве» между офиолитами и радиоляритами.

Высказывания И. Обуена о том, что радиоляриты вообще часто появляются без видимой связи с офиолитовым вулканом, вполне справедливы, но это еще не говорит о возможности накопления больших толщ кремнистых пород за счет приноса кремнезема с суши в условиях геосинклиналей. Если в пелагических областях современных океанов, куда терригенный материал практически поступает в ничтожных количествах, вполне логично допустить осаждение кремнезема биогенным путем, как считают А. Лисицын и другие (1966), то в геосинклиналях, в условиях интенсивного приноса материала, формирование слоев, пачек и горизонтов кремнеземистых пород было возможно лишь при условии интенсивного и почти внезапного приноса кремнезема. А это могло случиться лишь в связи с вулканическими явлениями.

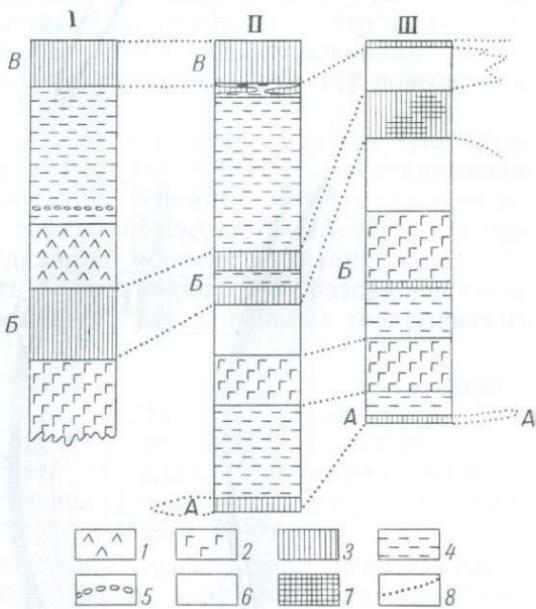


Рис. 17. Разрезы бугыллыгирской толщи к югу от горы Бугыллыгир. По И. Хворовой
 I — северный; II — центральный; III — южный
 1 — кератоспилиты; 2 — кварцевые кератофиты; 3 — яшмы; 4 — туфы и туффиты; 5 — обломочная порода;
 6 — перерывы в обнажениях; 7 — оруденелые участки;
 8 — линии, соединяющие синхронные пласты. Буквами обозначены пачки яшм: А — нижняя, Б — средняя, В — верхняя

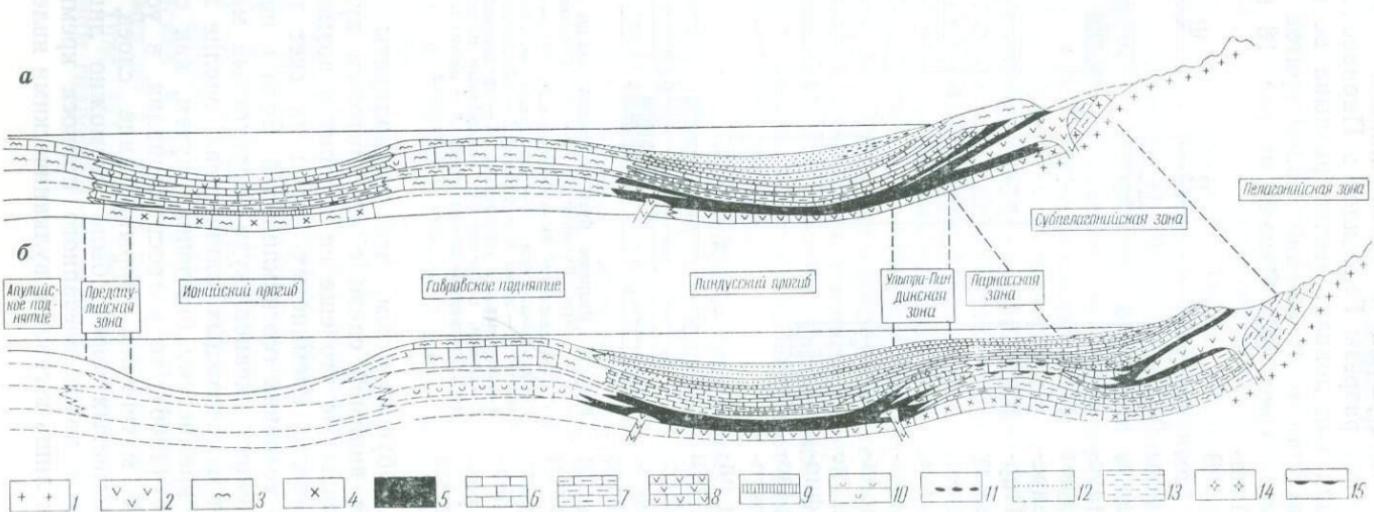


Рис. 18. Палеогеографический профиль через Парнасскую область (по Обуену, с упрощением легенды)

Основание: 1 — кристаллический субстрат; 2 — зеленокаменные породы (офиолиты). Неритовые фации: 3 — рудистовые, перинеевые и другие известняки; 4 — доломиты. Пелагические фации: 5 — радиоляриты; 6 — пелагические известняки; 7 — кремнистые известняки; 8 — известняки и яшмы; 9 — сланцы. Брекчевые фации: 10 — брекчевые известняки. Терригенные фации: 11 — конгломераты; 12 — песчаники; 13 — мергели; 14 — мергелистые известняковые брекчи. Континентальные фации: 15 — бокситы

Достаточно подробно вопросы генезиса кремневых пород рассмотрены в работе Е. Рожковой и Ю. Горецкого (1945). Анализируя богатый фактический материал по современным кремневым отложениям, как морским, так и континентальным, авторы приходят к единственно правильному, на наш взгляд, выводу, что кремневые организмы развиваются интенсивно в участках, где имеются повышенные содержания кремнезема. Это положение подтверждается наблюдаемыми массовыми скоплениями диатомовой флоры вблизи устьев некоторых рек, несущих повышенное количество кремнезема.

Другой важный вывод авторов заключается в том, что «вулканическая деятельность и связанные с нею поступланические явления доставляют, по-видимому, огромные количества кремнезема в отдельные участки земной поверхности». Авторы предполагают, что подводный вулканизм морских и океанических бассейнов тоже должен играть большую роль в образовании кремневых отложений как современной, так и прежних геологических эпох.

Правилен и третий их вывод о том, что «способность диатомовых получать кремнезем для построения своих панцирей путем расщепления алюмоシリкатов не может иметь большого значения, учитывая, что отсутствие свободного кремнезема неблагоприятно для развития кремневой флоры, тогда как достаточное его количество является стимулирующим фактором».

Дальше авторы рассматривают кремнистые органогенные и другие породы прежних геологических периодов, дают их детальную характеристику и предлагают их классификацию. Их высказывания по отдельным месторождениям кремнистых пород мы приведем в соответствующих местах.

Интересную попытку периодизации геологической истории осадочного аутигенного кремнезема дает Г. Каледа (1956). По его мнению, среди кремнистых формаций следует выделить три основных типа: 1) джеспилитовую (железисто-кремнистую), 2) яшмовую (вулканогенно-кремнистую, геосинклинальную) и 3) опоковую (платформенную).

Джеспилиты, по мнению автора, относятся к первому периоду истории кремнезема. Те джеспилитовые формации, которые формировались путем совместного осаждения железа и кремнезема, вынесенных из вулканических источников, образуют особый тип, для которого вулканическое происхождение кремнезема более или менее очевидно (Улудаг в Казахстане, п-ов Эйр в Австралии и др.). Но наряду с ними есть и другие джеспилитовые формации, для которых, по мнению Г. Каледа, нет данных о вулканическом источнике кремнезема; для них необходимо допустить наличие особых условий выветривания. Впрочем, Г. Каледа даже для джеспилитов первой группы считает недостаточным вулка-

нический источник и допускает необходимость дополнительного приноса кремнезема с суши.

Яшмовые формации, по его мнению, существовали на протяжении всей известной истории Земли, но лучше всего изучены для палеозоя. Они всегда приурочены к геосинклинальным вулканогенным отложениям и вулканическое происхождение их кремнезема не вызывает сомнения. По подсчетам Г. Каледа, в девонских отложениях Тянь-Шаня соотношение объема кремнистых пород и синхронных им порфиритов, диабазов и туфов равно 1:6, а для восточного склона Урала 1:10, что указывает на интенсивный вынос кремнезема из вулканических очагов и говорит о десилифации магмы до ее излияния и окончательного застывания в виде лавовых потоков. Тут не совсем ясно, что имеет в виду автор: возможность выделения кремнезема в очаге и до излияния, и после излияния (до затвердевания), или же он допускает только глубинный процесс излияния.

Что касается опоковой формации, то ее образование, по Г. Каледа, связано с изменением условий морской воды, что обусловлено осаждением карбонатов, уходом большой массы CO_2 из воды в осадок и повышением рН. Последнее обстоятельство вызвало повышение растворимости кремнезема в морской воде и увеличение его разноса по площади морских бассейнов, что вместе с повышением предельной абсолютной концентрации кремнезема в воде облегчило его извлечение из воды организмами.

Ценный материал и важные обобщения по распределению и формах нахождения аутигенного кремнезема в водах и осадках океанов и морей даны в трудах семинара по геохимии кремнезема, организованном Комиссией по осадочным породам при ОНЗ АН СССР в 1963 г. (сб. «Геохимия кремнезема», 1966 г.). В этом сборнике приведено много нового фактического материала и ценных выводов. Так, например, установлено, что ввиду присутствия кремнезема в современных поверхностных водах повсеместно в форме резко ненасыщенного раствора, химическая садка его исключается и возможно лишь его биогенное извлечение из раствора. Но Н. Страхов (1966) справедливо делает примечание, что это относится лишь к областям, не прилегающим непосредственно к очагам вулканизма и удаленным от района вноса кремнезема гидротермами или экспансиями. Отмечается иногда также несовпадение областей отложения кремнезема с областями вулканизма: если, например, у Курильских островов в Охотском море наблюдается такая связь, то около Антарктиды области интенсивного накопления кремнезема и активного вулканизма расходятся. Это, по-видимому, объясняется тем, что, как указывают Н. Страхов, А. Лисицын и другие, по мере удаления от очагов вулканизма вынесенный кремнезем попадает в общие гидродинамические условия океана и поэтому разносится вместе с кремнеземом, поступавшим с суши или из других источников,

перемешивался и «обезличивался» в динамическом резервуаре океана (Лисицын, 1966).

Нельзя не отметить, что наблюдается некоторая несогласованность между высказываниями Н. Страхова и А. Лисицына. Последний указывает, что «никакой связи между положением современных вулканических очагов в Охотском море и распределением кремнезема нет: все вулканы приурочены к Курильской гряде и Камчатке, т. е. к восточной части моря, а обогащение осадков кремнеземом происходит также и в западной его части» (Лисицын, 1966, стр. 109). Н. Страхов, наоборот, приводит Охотское море как пример такой связи. Рисунок, приводимый А. Лисицыным в названной работе, по данным А. Безрукова иллюстрирующий распределение аморфного кремнезема в донных осадках Охотского моря, подтверждает мнение Н. Страхова и расходится со взглядом А. Лисицына (рис. 19).

Из рисунка совершенно ясно видно: 1) общее обогащение Охотского моря аутигенным кремнеземом, 2) наличие наиболее богатых участков (от 40 до 50% и больше 50%) вблизи восточного побережья, т. е. около Курило-Камчатской вулканической области. Как указывает А. Лисицын, в приусьевой части р. Амур, питающей материалом западную часть Охотского моря, наблюдается пониженное содержание аутигенного кремнезема. Следовательно, и западная часть Охотского моря получает кремнезем из вулканических источников.

Авторы отмечают, что известная закономерность возрастания процентного содержания ряда хемогенных веществ в сторону пелитовой фации терригенных осадков хорошо проявляется и для аутигенного кремнезема. Таким образом, подтверждается правило, что в местах обильного приноса терригенного материала понижается процент хемогенных осадков. Такое же влияние окажет, естественно, и пирокластический материал. Не этим ли следует объяснить уменьшение процентного содержания аутигенного кремнезема в осадках вблизи вулканических очагов? Вместе с тем возникает законный вопрос: в сторону пелитовых осадков возрастает процентное содержание кремнезема, но увеличивается ли абсолютное количество аутигенного кремнезема, выпавшего на единицу площади? Как показал Н. Страхов, для того, чтобы доказать более быстрый темп накопления хемогенного осадка в зоне распространения пелитовой фракции, необходимо показать количество абсолютных масс данного вещества, осадившегося на единицу площади за определенный отрезок времени. Если это так, то вблизи вулканических очагов может не оказаться более ослабленным темп осаждения аутигенного кремнезема, чем на удаленных от очагов площадях бассейна.

На генетическую связь с наземным и подводным вулканализмом кремнезема и железа железорудных месторождений района Верхнего Озера (США) указывали К. Ван-Хайз и К. Лейс (Van Hise a. Leith, 1911).

Сводку по железисто-кремнистым формациям разного типа дал М. Точилин (1963), который также доказывает вулканогенное происхождение кремнезема и железа, но его работа будет

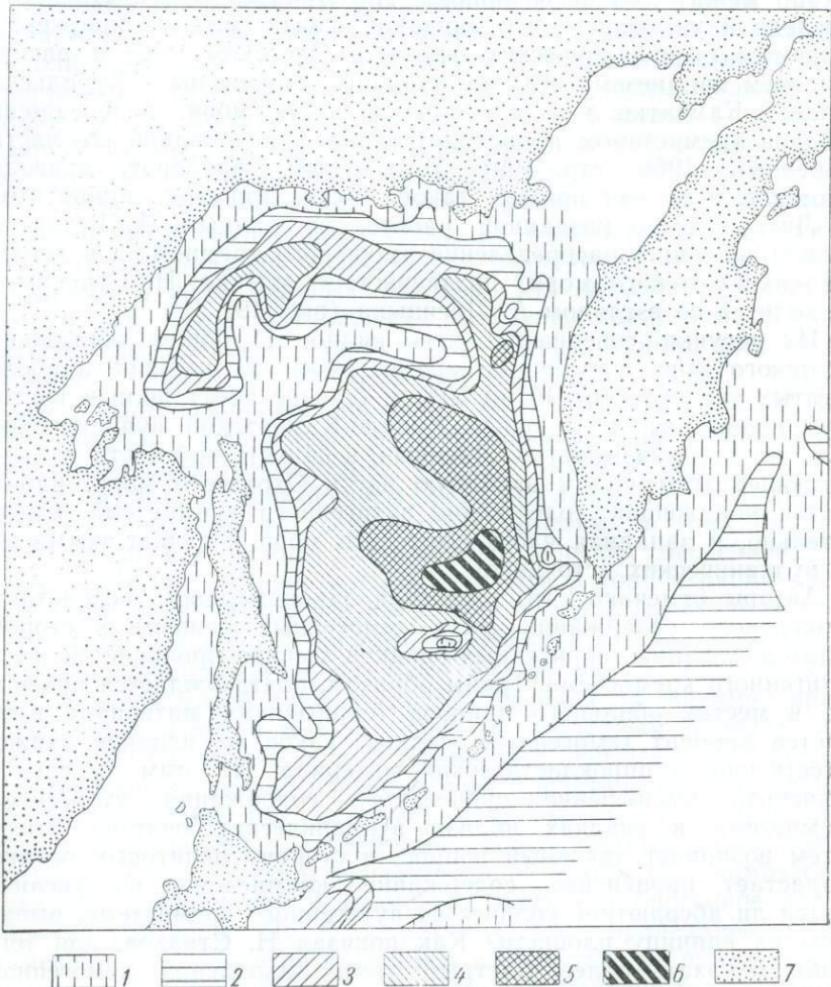


Рис. 19. Распределение аморфного кремнезема в донных осадках Охотского моря (в % на сухое вещество осадка). По А. Лисицыну
1 — меньше 10; 2 — от 10 до 20; 3 — от 20 до 30; 4 — от 30 до 40; 5 — от 40 до 50;
6 — больше 50; 7 — суши

рассмотрена позже при решении вопроса о накоплении железа за счет вулканических источников.

Таким образом, в настоящее время вряд ли кто-нибудь отрицает вулканическое происхождение кремнезема вулканогенно-осадочных и родственных формаций. Эта связь аргументируется

не только приуроченностью кремнеземистых отложений к вулканогенным толщам, но и невозможностью доказать обильный принос SiO_2 с суши в результате химического выветривания, так как эти вулканогенно-кремнистые формации образовались в тектонически неспокойных зонах эвгесинклиналей, куда не только химический, но и кластический терригенный материал мог поступать лишь в ничтожном количестве.

Нередко кремнезем вулканического происхождения уносится далеко от зоны активного вулканизма и осаждается в смежных с геосинклиналью морях, где в это время преобладало отложение карбонатных или иных осадков эпиконтинентальных морей. В этих условиях могут образоваться опоки, спонголиты, трепела, для которых видимая связь с вулканизмом отсутствует.

В сеномане и олигоцене Грузии встречаются залежи кремнезема как неорганического, так и органического типа.

К сеноманским отложениям Западной Грузии приурочены залежи опок мощностью 15 м. Залегают они среди карбонатных отложений, выше которых идет вулканогенная свита мтавари. Микроскопическое изучение показывает, что главная масса опок состоит из аморфного опала, в который погружены отдельные зерна глауконита, плагиоклаза, реже роговой обманки.

Аналогичный разрез имеется в сел. Гумбри, где среди опоковидных песчаников залегает слой гумбринса.

Какие же особые процессы химического выветривания на суше или в море могли обусловить такую интенсивную садку SiO_2 , в результате которой образовалась опоковая залежь мощностью около 15 м, в то время как до этих процессов, так и после них отлагались карбонатные породы? Такие процессы назвать трудно. В это время в меловых геосинклиналях южного склона Большого Кавказа проявился заметный вулканизм, следы которого хорошо видны в альбских и сеноманских отложениях окрестностей г. Кутаиси. В опокосодержащих отложениях и в самих опоках имеются следы туфового материала. Поэтому логично предположить, что источником кремнезема для образования этих опок служили именно эти вулканические извержения. Определенную роль играли, вероятно, гораздо более интенсивные вулканические извержения Аджаро-Триалетской геосинклинали, отстоящей от этих мест всего лишь на 10—12 км по прямой линии. Косвенным доказательством вулканического источника кремнезема является наличие в соседнем районе, почти в том же стратиграфическом горизонте сеномана, залежей бентонитовых глин, а севернее, в районе Рачи, — цеолитизированных туфов, связь которых с вулканизмом не вызывает сомнения.

В настоящее время еще трудно сказать, каким путем поставлялся вулканический кремнезем в морской бассейн для образования опок. Несомненно, определенную роль играли вулканические гидротермы, выносившие в моря заметное количество кремнезема. Значительное участие в формировании опок принимал

кремнезем, освобождавшийся при подводном разложении вулканического материала на дне моря. Это подтверждается наличием в этом горизонте мощных залежей бентонитовых глин Гумбрейского месторождения, которые также подстилаются опоковидными песчаниками, в то время как перекрывающие песчаники менее богаты кремнеземом. Последние кремнезем получали, вероятно, с других участков моря, где имеется горизонт сеноманских туфов, который по стратиграфическому положению эквивалентен опокам, перекрывающим слой гумбрин. Это также может указывать на то, что разложение вулканического пепла при его монтмориллонитизации освобождало значительное количество кремнезема, который уносился как в подстилающие песчанистые осадки, так и разносился на близлежащие участки моря, способствуя формированию опоковидных пород.

Еще более интересный случай связи кремнистых отложений с вулканализмом показывают сеноман-туронские отложения южного склона Большого Кавказа в районе Военно-Грузинской дороги. Здесь разрез сеномана—турона, по А. Цагарели (1954), имеет следующий характер (снизу вверх):

1. Свита полимиктовых песчаников (или свита укугмати) сложена глинистыми сланцами с прослойями полимиктовых и туфогенных песчаников (петрографическая характеристика дана по В. Батурину, 1930). По р. Ксанти встречаются прослои вулканического пепла и кремнистых пород. В Кахетинской зоне, у сел. Коринта, в свите отмечен внутриформационный покров авгитового порфирита. Сеноман.

2. Ананурская свита согласно следует за свитой укугмати; по возрасту она относится к сеноману—нижнему турону. Обычно свита делится на три части: нижнюю — кремнистых и некремнистых аргиллитов и сланцев, среднюю — полосчатых черных силицитов и верхнюю — кремнистых известняков и мергелей с прослойми глин и песчаников, состоящих из кварца, полевых шпатов, обломков эфузивов и глауконита. Южнее г. Тианети в этой свите во всех трех частях появляются прослои туфопесчаников, туфобрекций и туфоконгломератов. Эта свита прослеживается к востоку, в Азербайджане, где содержит значительно больше вулканогенных прослоев (Хайн, 1947).

В районе Военно-Грузинской дороги мощность свиты около 40 м, к востоку она увеличивается до 80 м. По В. Батурину, фтаниты средней части состоят из халцедона и незначительной примеси битумов и насыщены мельчайшими частицами сернистого железа. В шлифах кремней обнаружены многочисленные остатки радиолярий и спикул губок.

Следовательно, образование горизонта кремней сеноман-туронского возраста в зоне развития флишевых осадков может быть объяснено только в связи с вулканализмом, который довольно интенсивно проявился вдоль южного склона Большого Кавказа именно в сеномане.

В этой связи интересна работа Н. Бродской (1966), которая на основании изучения верхнетретичных кремнистых пород Сахалина и таких же верхнемеловых пород Грузии предлагает различать три генетических типа кремневых образований в геосинклинальных формациях:

1. Биогенные опоки в миоцене—плиоцене Сахалина и органогенно-кремнистые породы верхнего мела Кавказа.
2. Вулканогенно-осадочные фтаниты верхнего мела Кавказа.
3. Кремнистые породы, образовавшиеся по пеплам в отложениях миоцена Сахалина и верхнего мела Кавказа.

Эти кремневые образования отличаются друг от друга и по минеральному составу: первый тип состоит из кристобалита и опала, второй — из кварца и халцедона, а третий — из кварца. Первый тип пород формируется путем аккумуляции организмами растворенного в морской воде кремнезема; их опал после седиментации постепенно переходит в кристобалит или другие волокнистые разности кремнезема.

Во втором типе ведущим является выносимый гидротермами кремниевый гель, который, осаждаясь из насыщенных растворов, образует фтаниты; аморфная кремнекислота последних затем раскрystаллизовывается и дает кварц. В третьем типе в результате изменения вулканических пеплов в подводных условиях образуется кварц.

Эти интересные выводы Н. Бродской вызывают, однако, несколько замечаний.

1. Третий тип пород сомнителен, так как в подводных условиях пеплы дают или бентониты, или анальцим и другие цеолиты. Образование почти чистого силицита из пепла в подводных отложениях еще никто не отмечал. Такой процесс превращения пепла в монокварцевую породу известен в формации вторичных кварцитов в связи с фумарольно-сольфатарной деятельностью. Вряд ли это возможно под водой. Это тем более сомнительно, что бентониты сел. Гумбри (Грузия), как уже было отмечено выше, залегают не среди глин, а между опоковых песчаников, которые не содержат пеплового материала. Указанные Н. Бродской «тонкие» прослои (неизвестно какой мощности) образовались, возможно, за счет кремнезема, высвободившегося при бентонитизации пепла, давшего слой гумбрината мощностью 4 м.

2. Второе замечание касается органогенно-кремнистых пород верхнего мела Грузии. Появление кремнистых пород в районе Военно-Грузинской дороги можно объяснить исключительно синхронным вулканализмом. Если в первый период обильного приноса кремнезема, связанного с поствулканическими процессами, отлагались почти исключительно хемогенные фтаниты с редкими остатками радиолярий, то обогащение вод кремнеземом вызвало расцвет кремневых организмов, и вместе с хемогенно-вулканенным процессом осаждения кремнезема начинает играть зна-

чительную роль и биогенный процесс садки. При этом источник кремнезема остается прежний — вулканогенный.

Аналогичные рассуждения применимы, вероятно, и к биогенным опокам Сахалина. Правда, в верхнем миоцене вулканические извержения прекратились, но поствулканические процессы, по-видимому, продолжались и поставляли в море кремнезем, который и послужил причиной появления диатомитов и других биогенно-хемогенных силицитов. Поэтому первый и второй типы, выделяемые Н. Бродской, по источнику кремнезема являются одинаковыми, вулканогенно-осадочными. По способу же отложения первый тип немного отличается от второго, так как последний формировался лишь путем химического выпадения кремнезема из раствора, в то время как в первом типе и кремниевые организмы играли заметную роль.

Не менее интересны мощные залежи спонголитовых пород в олигоцене полосы Чиятура—Аджамети. В Чиятуре спонголиты образуют кровлю известного марганцевого месторождения, а в Аджамети единственный пласт марганца залегает в толще спонголитов. Казалось бы, вопрос генезиса этих пород решается просто — породы органогенные, значит, извлечение кремнезема из ненасыщенной SiO_2 морской воды шло органогенным путем. Но дело обстоит совсем не так. Во-первых, установлено, что в нижней части спонголитового горизонта залегают слои опок, в которых органические остатки встречаются лишь спорадически. Во-вторых, сами спонголиты представляют собой не только скопления спикул губок. Как показало проведенное автором микроскопическое исследование спонголитов, спикулы губок образуют в них лишь войлок, который пропитан бесформенным опалом; в некоторых шлифах видно, что бесформенный опал составляет главную массу породы и в нем погружены отдельные спикулы губок. В этой бесформенной массе встречаются редкие остатки радиолярий. Таким образом, при образовании спонголитового горизонта химическая садка также играла если не главную, то, во всяком случае, немаловажную роль.

Однако сторонники исключительно органогенного происхождения осадочного кремнезема могут заметить, что этот аморфный опаловый базис образовался путем растворения в диагенезе спикул и новой садки в виде бесформенной массы. На это замечание убедительно отвечает В. Васильев, изучавший опоки и трепела мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья (1956). Он указывает на наличие прекрасно выраженной седиментационной структуры опалового базиса в трепелах и опоках; глинистые частицы в этом базисе всегда расположены субпараллельно—флюидально и облекают скелетные остатки. Так же ведут себя прекрасно сохранившиеся в некоторых разностях опок тончайшие остатки простейших известковых водорослей—кокколитофориды и др. Будучи более или менее равномерно рассеянными в опаловом цементе, они отсутствуют внутри камер радиолярий, диатомовых и других,

выполненных тем же опалом или халцедоном. «Указанная картина, — пишет Васильев, — выдерживается независимо от сохранности названных скелетных остатков и служит прямым доказательством самостоятельного выпадения кремнистого коллоида и механического захвата им тончайшей супензии глинистого и карбонатного материала» (1956, стр. 297).

Снова возникает вопрос об особых процессах выветривания, которые обеспечили принос в море огромного количества кремнезема за сравнительно короткое время, почти внезапно. Конечно, никаких подобных процессов назвать нельзя. Предолигоценовая орофаза хотя и вызвала складчатость в Аджаро-Триалетской геосинклинали с воздыманием многих ее участков, но в большинстве случаев олигоценовые отложения согласно продолжают эоценовую вулканогенную толщу. Это значит, что большая часть палеогеновых вулканогенных отложений не подвергалась выветриванию. Тем более нет основания считать источником кремнезема выветривание областей, сложенных байосской вулканогенной толщей. Судя по сохранившейся древней коре выветривания, интенсивное выветривание последней протекало начиная с бата и до мела; продукты этого выветривания представлены красными железистыми глинами, но нигде прослоев кремнеземистых отложений не обнаружено. А что же могло случиться с этой толщей в олигоцене, что она вдруг стала бы интенсивно разрушаться, и притом с выносом почти чистого SiO_2 , без всяких глинистых образований — основных продуктов при всех процессах химического выветривания? На этот вопрос ответить нельзя.

Есть еще третья область — Грузинская глыба, которая при выветривании теоретически также могла служить источником кремнезема. Грузинская глыба сложена кристаллическими сланцами, кислыми эффузивами, гранитоидами, в меньшей степени габбро и серпентинитами; местами эти домезозойские формации перекрыты юрскими и меловыми отложениями. Нами изучены продукты переотложения древней, домезозойской коры выветривания Грузинской глыбы и установлено, что они представлены залежами каолинитовых глин среди лейасских отложений и стратиграфически чуть выше — гидрослюдистыми глинами, без заметного отложения кремнезема в каком-либо виде (Дзоценидзе, 1963). Поэтому нет основания допускать какое-то «особое» выветривание Грузинской глыбы в олигоцене, в результате которого образовались лишь кремнеземистые осадки без всяких заметных следов глинистых минералов.

Следовательно, нет никаких данных, доказывающих обильный принос в олигоценовое море кремнезема с окружающей суши. Усиленную садку в олигоценовом море можно объяснить лишь интенсивным палеогенным вулканализмом — одним из самых мощных в истории альпийской орогенной зоны не только Закавказья, но и многих других мест альпийского орогена. Этот вулканализм постепенно ослабевал к концу эоцена и в начале олигокена наход-

дился, по-видимому, в фумарольно-сольфатарной стадии, когда гидротермы выносили большое количество кремнезема. Появление обильной фауны губок является не только причиной интенсивной садки кремнезема, сколько следствием обильного приноса SiO_2 , что создало благоприятные условия для их пышного расцвета. Это подтверждается и тем фактом, что спонголитовый горизонт начинается с опоковых слоев, почти не содержащих спикул губок, роль которых выше постепенно увеличивается.

Пышный расцвет кремневых организмов при наличии обильного приноса кремнезема подтверждается также на примере диатомитовых отложений Грузии и Армении.

Кисатибское месторождение диатомита находится в Ахалцихском районе Грузинской ССР и приурочено к континентальной вулканогенной толще нижнеплиоценового (возможно, частично верхнемиоценового) возраста. По Н. Схиртладзе (1958), разрез вулканогенной толщи в окрестностях Кисатибского месторождения следующий (снизу вверх):

1. Долериты, залегающие на верхнеэоценовых отложениях.		
2. Розовато-серые туфы андезитового состава, над ними покров базальта	12 м	
3. Розовые туфы (микробрекчии, псаммитовые, алевритовые и пелитовые туфы)	9 "	
4. Псаммитовые и алевритовые туфы белого и желтого цвета	17 "	
5. Вулканический песок роговообманково-гиперстенового андезита	7,5 "	
6. Покров базальта	33 "	
7. Пелитовый туф белого цвета	0,7 "	
8. Пачка серых псаммитовых туфов	9 "	
Перерыв в обнажении		
9. Крупнообломочные брекчии	36 "	
Перерыв в обнажении		
10. Слабосцепментированные конгломераты	1,5—2 "	
11. Чередование слоев диатомита и пелитовых туфов	8,5 "	
12. Пачка косослоистых конгломератов, песчаников и туфов	13—14 ,	

Туфы диатомитовой толщи перекрываются покровом роговообманкового андезито-дацита.

Э. Лебанидзе, изучающая в последнее время литологию диатомитового месторождения, указывает на наличие в диатомитовой свите редких прослоев суббентонитовых глин. Всю продуктивную толщу (все, что залегает над долеритами) мощностью 120—360 м она делит на следующие пять горизонтов¹ (снизу вверх):

1. Горизонт алевритовых и мелкообломочных, ясно-слоистых туфов андезитового состава с редкими прослойками мелкообломочных туфобрекций и конгломератов	25—40 м
2. Горизонт диатомита с пластом лигнита в кровле	2—15 "

¹ Данные любезно предоставлены Э. Лебанидзе.

- | | |
|--|----------|
| 3. Горизонт кристаллокластических и литокристаллокластических туфов с линзовидными прослоями рыхлых косослонистых туфоконгломератов и гравелитов | 30—150 м |
| 4. Горизонт крупнообломочных и глыбовых туфобрекчий авгит-гиперстеновых и роговообманковых андезитов | 15—40 „ |
| 5. Горизонт пелитовых туфов с прослоями мелкообломочных туфов и туфодиатомитовых пород | 30—110 „ |

Микроскопическое изучение туфодиатомитовых пород пятого горизонта позволило Э. Лебанидзе установить наличие типов пород от чистого диатомита до чистого туфа со всеми переходами между ними. Она предлагает эти переходные типы называть следующим образом.

1. Диатомистые пелитовые туфы — легкие, неплотные грязно-белые и сероватые породы — состоят из грязно-серой и зеленоватой изотропной туфовой массы с $n=1,501—1,508$; они часто замещены тонковолокнистым или пластинчатым гидрослюдистым минералом; присутствует небольшое количество обломков плагио-клава, авгита, роговой обманки. В туфовой массе беспорядочно разбросаны мелкие, реже крупные панцири диатомовых в количестве 10—12%. Большая часть их относится к роду *Coscinodiscus*, но встречаются и единичные цепочки *Melosir* и опаловые коробочки *Navicula*, а также редкие спикилы губок.

2. Диатомовые туфы — легкие, марающие руки белые и грязно-белые породы. Состоят из грязно-зеленой туфовой массы, почти целиком замещенной глинисто-гидрослюдистым минералом; отдельные небольшие участки сложены опалом. В цементе тонких панцирей около 25—30%.

3. Туфовые диатомиты — белые, мягкие породы с землистым изломом. Состоят из крупных сфероидальных панцирей *Coscinodiscus* и мелких *Melosir* (есть как целые, так и перебитые). Цемент присутствует в незначительном количестве и представлен туфовым веществом с показателем преломления $n=1,492$, которое, как правило, замещено глинисто-гидрослюдистым минералом. Местами роль цемента играет опал.

Этот тип наименее распространен, другие же образуют частые прослои, и в виде единичных прослоев встречаются даже в нижней части продуктивной толщи.

В аналогичных условиях находится и плиоценовое Нурнусское диатомитовое месторождение в Армянской ССР, приуроченное к толще осадочных отложений, залегающих в районе развития лавовых покровов вулкана Кетан-Даг. Месторождение детально описано Ю. Горецким (1945). Диатомитоносная свита располагается на лаве роговообманкового андезита. В северной части месторождения разрез имеет следующий вид. Вблизи контакта на несколько ожелезненном андезите залегает местами своеобразная уплотненная порода, представляющая собой смесь вулканического пепла и андезитового материала с диатомитом. Выше залегает

диатомит, довольно рыхлый во влажном состоянии, имеющий не- сколько зеленоватый, местами бурый оттенок. Еще выше диатомит становится белым. На 4 м выше основания залегает тонкий (0,15—0,2 м) прослой коричневато-бурого опала. Еще выше расположены более тонкий прослой опала, который по простирации сменяется линзообразными желваками. Над опалом залегает чисто белый и чрезвычайно тонкий на ощупь диатомит. На 3 м выше имеется еще один прослой с опаловыми желваками. Верхняя часть толщи диатомита состоит из белой породы, местами с лимонитовыми пятнами. Ю. Горецкий справедливо указывает, что в Нурнусском озере было большое количество свободной кремнекислоты, которая не была израсходована на образование панцирей диатомей. В нижней части за- лежи диатомиты состоят из крупных панцирей диатомовых из рода *Melosira*, в промежутках между которыми находятся мельчайшие частицы кремнезема, обломки панцирей и более мелкие формы *Epithemia*, *Pinnularia* и др. Попадаются также спикулы пресноводных губок. По мнению Ю. Горецкого, нурнусский диатомит образовался в озере запрудного характера. Озеро в значительной степени питалось, очевидно, богатыми кремнеземом источниками вулканического происхождения. Осадки озера были перекрыты базальтовым потоком из вулкана Кетан-Даг, что и предохранило месторождение от последующего размыва.

Следовательно, Кисатибское и Нурнусское месторождения диатомита являются отложениями озер вулканических областей.

Как отмечает Н. Страхов (1963), это явление — приуроченность молодых озерных диатомитов к областям недавнего вулканизма — имеет мировое распространение. Трудно согласиться с мнением Н. Страхова о ничтожной роли аморфного abiогенного кремнезема и его вторичном происхождении за счет растворения части скорлупок и переотложения их вещества в конкрециях, и отсутствии в диатомитах пепловых частиц. Почти во всех диатомитах присутствует то или иное количество аморфного опала, в который погружены хорошо сохранившиеся панцири диатомей, без каких-либо следов растворения. Трудно понять, какие это «особые» панцири имели диатомеи, если они растворились совершенно, не оставив даже никаких реликтов структуры. Очевидно, как об этом пишут также Е. Рожкова и Ю. Горецкий, пышное развитие диатомовой флоры в озерах вулканических областей есть результат обильного приноса кремнезема в озера, что явилось причиной развития диатомей и отложения излишнего количества кремнезема химическим путем в виде опала. Тот факт, что количество опала сильно колеблется и отсутствует там, где туфовые слои содержат мало диатомовых панцирей, говорит о периодическом усилении приноса кремнезема, когда его хватало и на панцири, и на химическое осаждение.

С другой стороны, нужно согласиться с мнением Н. Страхова о сомнительной роли вулканических гидротерм в приносе крем-

незема. Как показывает приведенная выше характеристика туфо-диатомитовых пород по Э. Лебанидзе, пепловый материал испытывал интенсивное превращение в глинистые минералы, что освобождало значительное количество кремнезема. Видимо, правы Н. Талиафера (Talliaferro, 1933) и Л. Онибен (Ogniben, 1955), связывающие образование диатомитов с бентонитизацией пеплов и выносом освобождающегося кремнезема. Не менее важную роль, по-видимому, играет тот кремнезем, который, по данным И. Гущенко (1963, 1964), находится в адсорбированном виде на поверхности пепловых обломков и легко растворяется в воде, как показали опыты И. Товаровой (1958). Что касается роли гидротерм, то она, по-видимому, лишь временами могла быть существенной.

Л. Онибен (Ogniben, 1955) описал диатомитовую свиту Триполи (Сицилия) миоценового возраста; он указывает на наличие туфовых прослоев с высоким содержанием SiO_2 , в которых отмечается скопление бентонитов. На основании этого он приходит к выводу об образовании диатомитов за счет кислых вулканических туфов. Подобно Н. Талиаферо (Talliaferro, 1933), он считает, что основным источником SiO_2 для развития диатомей является кремнезем, освобождающийся при бентонитизации вулканического стекла. Такое объяснение, как указывалось выше, хорошо подтверждают и фактические данные.

В некоторых местах США, например в штатах Калифорния, Вашингтон, Невада, Орегон и других, среди вулканогенных отложений залегают кремнеземистые слои.

Явную связь с вулканизмом обнаруживает верхнеплиоценовое диатомитовое месторождение Манастыр-Бешитце в Македонии, описанное югославскими геологами К. Иенко и Д. Гузелковским (1957). Диатомиты залегают среди андезитовых туфов, что дает авторам основание считать причиной бурного развития диатомовых водорослей наличие обильного количества свободной кремнекислоты, образовавшейся в результате извержения.

Так объясняются кремнеземистые отложения в геологических формациях, где их генетическая связь с вулканизмом в большинстве случаев не вызывает сомнения. Посмотрим, как подтверждается такой вывод изучением активного и недавно потухшего вулканизма и современных осадков.

Вынос и условия выпадения кремнезема из горячих источников и других вод изучены многими авторами, поэтому здесь нет необходимости на этом останавливаться. Известно, что горячие источники вулканических областей выносят огромное количество SiO_2 , который отлагается главным образом в виде гейзеритов и кремнистых накипей, а частью уносится в моря и океаны. Заметное количество кремния выносится также вместе с парами воды, выделяющимися из вулканов в период извержений и фумарольно-солфатарной деятельности (Набоко, 1959, 1963). Правда, данные последних лет (Зеленов, 1961) говорят о том, что значитель-

ная часть минерализации термальных источников областей активного вулканизма не магматического происхождения, а образована путем выщелачивания пород на путях движения вод, но в данном вопросе это не имеет существенного значения. Важно выяснить относительную роль разных источников в общем балансе вулканического кремнезема; к сожалению, более или менее точных данных для решения вопроса пока нет.

Интересны данные М. Петровой (1958), которая, изучая вопрос об источниках свободного кремнезема в вулканических областях, произвела грубый подсчет относительного количества SiO_2 , выносимого подводным вулканом в современные моря и океаны; она пришла к следующим выводам.

1. Основная масса кремнезема в вулканических областях поступает при подводных извержениях вулканов в результате взаимодействия раскаленной лавы и пирокластического материала с морской водой. Образование кремнезема может происходить как в момент извержения, когда горячие пирокластические обломки находятся в воде во взвешенном состоянии, так и после их отложения на морском дне в виде прослоев.

2. При наземных извержениях кремнезема образуется значительно меньше, и в морские бассейны будет поступать лишь небольшая его часть.

3. Фумарольно-сольфатарную деятельность нельзя рассматривать как главный источник приноса кремнезема, хотя некоторое количество его, безусловно, будет поступать с горячими термами и газами.

Эти соображения М. Петровой заслуживают внимания, но требуют дальнейшего изучения на более богатом фактическом материале.

Можно ли по образованию осадков современных морей и океанов судить о роли вулканализма в накоплении кремнезема?

Благодаря исследованиям многих авторов в настоящее время считается твердо установленным, что большая часть SiO_2 вносится реками в моря и океаны в виде истинного раствора и что морская вода резко недосыщена им; поэтому химическое выпадение SiO_2 из раствора в осадок исключается (Krauskopf, 1956; Siever, 1957). Следовательно, разгрузка морских водоемов от непрерывно поступающего в них с континентов кремнезема происходит главным образом биогенным путем.

Н. Страхов, проанализировав огромный фактический материал по содержанию SiO_2 в морях и океанах и его поведению в морской воде, пришел к тому же выводу.

Вместе с тем Н. Страхов указывает, что при некоторых специфических условиях в море возможно и чисто химическое выпадение кремнезема. «Я имею в виду, — пишет он, — районы подводного вулканализма и их поствулканическую стадию с высасывающимися на дне гидротермами» (1963). К сожалению, это важное мнение Н. Страхова часто не учитывается многими исследо-

вателями, изучающими закономерности распределения современных осадков.

С. Бруевич в статье, посвященной геохимии кремния в море (1953), указывает на возрастание содержания SiO_2 в водах от Атлантики через Индийский к Тихому океану. Так, например, в южной части Атлантического океана содержание Si с 1000-метрового горизонта до дна находится в пределах 550—1600 $\text{мг}/\text{м}^3$, в Индийском океане 1100—1200, а в северо-восточных частях Тихого океана — около 4800 $\text{мг}/\text{м}^3$. По мнению С. Бруевича, это связано с постепенным «старением» вод при движении в соответствии с общим направлением циркуляции внутри Мирового океана от Атлантики, где наблюдается наибольший материковый сток, к Тихому океану, где материковый сток на единицу поверхности океана минимален.

Вероятно естественное увеличение содержания в сторону северо-западных частей Тихого океана объяснить приближением к районам современного вулканизма (Индонезия, Филиппины, Япония, Гавайские острова и т. д.).

Исследователь современных морских осадков П. Безруков, приводя интересные данные о распространении аутигенного SiO_2 в Охотском море (1955), указывает, что «по сравнению с другими изученными в этом отношении водоемами в Охотском море наблюдаются наиболее высокие его содержания».

Не говорит ли это опять-таки о том, что здесь одним из главных источников SiO_2 является вулканализм Курило-Камчатской дуги, как подводный, так и надводный? Тот факт, что содержание SiO_2 резко возрастает у дна, может свидетельствовать об образовании значительной части SiO_2 за счет разложения вулканического пепла на дне моря.

К выводу об исключительно биогенной садке аутигенного кремнезема в Беринговом море пришел и А. Лисицын (1955). Характерно, что в осадках глубоководных впадин северо-западной части Тихого океана — Идзу—Бонинской, Марианской и Рюкю—П. Безруков отмечает большое распространение вулканического материала (1957).

Для подтверждения высказанного выше соображения о роли вулканического материала в садке SiO_2 и развитии диатомовой флоры большое значение имеют наблюдения И. Алексиной, которая изучила минеральный состав крупноалевритовой фракции донных отложений северо-западной части Тихого океана (1963). В колонке длиной 467 см, взятой в двадцатом рейсе экспедиционного судна «Витязь» с глубины 5511 м, в районе северного окончания Гавайского хребта (приблизительно на расстоянии 600—700 км к востоку от о. Кунашир), установлено наличие преимущественно глинистых и алеврито-глинистых илов с отдельными прослоями крупного и мелкого алеврита.

В тяжелой части крупноалевритовой фракции количество обломков вулканических пород и пепловых частиц колеблется от 4,4

до 44,8%. Но зерна пироксена (3—19%), амфибола (1,3—7,6%), основного плагиоклаза (16—35%) также имеют по-видимому, вулканическое происхождение. Кроме того, встречаются железо-марганцевые микроконкремции от 0 до 61%.

В легкой части той же фракции вулканическое стекло уже составляет 10—58%, а зерна среднего и кислого плагиоклаза — от 9 до 44%; створки диатомовых и радиолярий — от 0 до 14%. Отмечаются следы изменения вулканического стекла и наличие единичных зерен палагонита.

И. Алексина отмечает одновременное повышение количества вулканического стекла и содержания раковин диатомей и радиолярий; с ними же совпадает максимальное обогащение осадка железо-марганцевыми микроконкремциями. Она справедливо считает, что это явление заслуживает внимания как возможное указание на поступление кремнезема из вулканических источников, на связь накопления аутигенного кремнезема с подводным вулканизмом.

Интересные данные о составе донных отложений Тихого океана у берегов Перу и Чили приводит И Ен Дзен (E An Zen, 1957), который по заданию Массачусетского океанографического института провел исследование 14 колонок, взятых исследовательским судном «Атлантик» в 1955 г. с глубин от 79 до 6999 м. Мощность колонок от 30 до 183 см. Некоторые станции удалены от берега более чем на 200 км.

Обломочный материал от илов до песков хорошо сортирован и главным образом состоит из вулканического стекла, находящегося в разных стадиях разложения. Микрофауна встречается не всегда, но увеличение кремневой микрофaуны совпадает с прослойями, богатыми вулканическим стеклом. Стекло базальтового состава с $n=1,56$, но есть и кислые с $n=1,51$. Из глинистых минералов чаще встречаются иллит, каолинит, нередко хлорит; монтмориллонит очень редок. Продукты изменения стекла наиболее обычны — ненабухающая слюда, близко стоящая к мусковиту, каолинит¹; хлорит относительно редок, монтмориллонит очень редок, кальцит обычен.

Кальцит и каолинит встречаются в тесной ассоциации в цементе из вулканического стекла, что, по мнению автора, указывает на взаимодействие окружающей среды и стекла; в тех случаях, когда кальцита нет и остается один каолинит, кальцит, возможно, выщелочен.

Железо и магний при изменении стекла выносятся, поэтому наиболее измененное стекло является и наиболее светлым; при этом часть железа образует окисел в виде пленок на зернах; остальная часть железа и магния идет, возможно, на образование хлорита.

¹ Появление каолинита не совсем понятно. Нет ли ошибки в диагностике?

Все эти данные показывают, что кремнезем вулканического происхождения во многих случаях играет ведущую роль в химической садке аутигенного кремнезема на дне морей и океанов не только в непосредственных районах активного вулканизма, но, видимо, и на значительном расстоянии от них. Конечно, этот вывод в дальнейшем необходимо подтвердить более богатым фактическим материалом.

Кроме того, логично допустить, что обилие кремнистых микрорганизмов является не столько причиной садки аутигенного SiO_2 , сколько следствием интенсивного приноса кремнезема вулканическими источниками.

Яркий пример тесной связи кремнистых отложений и появления кремниевых организмов с вулканализмом разных эпох приведен в статье Л. Красного, А. Жамойда и А. Моисеевой (1962), которые пишут, что «в настоящее время можно с уверенностью говорить о продуктах вулканической деятельности как основном источнике свободного кремнезема в морской воде». Они рассматривают историю геологического развития северо-западной части Тихookeанского пояса — области Камчатки и Сахалина, где разновозрастные кремнисто-вулканогенные породы имеют широкое распространение и к ним приурочены месторождения железа, марганца, колчеданных руд и залежи диатомитов.

В нижнем кембрии вулканализм спилито-диабазового типа интенсивно проявился в Саянах, но по направлению к востоку вулканализм ослабевает и встречаются лишь линзы зеленокаменных и кремнистых пород; в последних местами содержатся спикулы губок.

В среднем палеозое, особенно в девоне, возобновляется геосинклинальный режим, в связи с чем усиливается вулканализм и накапливаются мощные кремнисто-вулканогенные толщи; в кремнистых сланцах и яшмах встречаются остатки радиолярий.

В позднепалеозойское время подводный вулканализм проявился в складчатой области Сихотэ-Алиня. Мощные кремнисто-вулканогенные толщи карбона и перми известны в Приморском и Хабаровском краях, в центральной части Восточного Сахалинского хребта; кремнистые породы и алевропелиты этих толщ содержат многочисленные остатки скелетов радиолярий. В триасе и нижней юре кремнисто-вулканогенные толщи распространены лишь в Сихотэ-Алине и в низовьях р. Амур. Яшмовидные породы и кремнисто-глинистые сланцы содержат значительное количество остатков радиолярий.

В позднемеловое время подводный вулканализм активизировался в восточной части Сахалина и в Корякско-Камчатском регионе. В мощных кремнисто-вулканогенных толщах яшмовидные породы содержат радиолярии многих родов.

Диатомиты на Дальнем Востоке встречаются в виде двух формаций: туфо-диатомитовой и кремнисто-диатомитовой. Первая со-

стоит из тонких пепловых туфов с линзами диатомитов и представляет собой маломощные осадки пресных озер. Вторая формация представлена мощными геосинклинальными толщами (1500—1700 м), состоящими из кремнистых опоковидных пород с обильными остатками диатомей. Нередко встречается ритмичное чередование диатомовых алевролитов с туфитовыми песчаниками и туфами кислого состава. В эти геосинклинальные бассейны вулканический материал принесен из удаленных областей активного вулканизма.

Авторы считают, что приведенный обзор указывает на четкую зависимость изобилия и разнообразия организмов с кремневым скелетом от интенсивности и характера вулканических процессов. Что диатомеи быстро усваивают имеющийся в воде кремнезем, подтверждено было известным опытом З. Бинкинга: в насыщенную кремнеземом воду помещали определенное количество диатомей, которые начинали быстро развиваться, и когда их количество достигало 10 000 000 на 1 л, то даже самыми точными анализами не удавалось обнаружить в воде следов кремнезема — он был целиком использован на построение панцирей. Этот опыт убедительно показывает, что кремневые организмы являются потребителями, а не производителями свободного кремнезема.

Даже В. Вернадский, придающий большое значение действию организмов на накопление кремнезема, считает, что «если природные воды становятся богатыми кремнеземом, это дает толчок энергичному развитию кремневых организмов» (1934). Это значит, что обильный принос кремнезема является причиной развития кремневых организмов, а не наоборот.

В этой связи хочется вскользь коснуться вопроса о возможностях разрушения кремневыми организмами алюмосиликатов для получения нужного им SiO_2 . Если даже допустить, как это доказывается экспериментально, что организмы действительно способны разрушать алюмосиликаты, то роль этого процесса в накоплении аутигенного кремнезема должна быть совершенно ничтожной. Иначе трудно объяснить отсутствие в ассоциации с отложениями кремнезема если не бокситов, то хотя бы каолинитов как продуктов разложения алюмосиликатов. К такому выводу приходит и Г. Каледа (1966), указывающий на извлечение подавляющей части кремнезема диатомеями из раствора, а не путем расщепления алюмосиликатов. Очевидно, сначала в бассейн приносится обильное количество SiO_2 , а потом размножаются кремневые организмы, а не наоборот. Это подтверждается и наблюдениями В. Васильева (1956) о наличии прекрасно выраженной сedimentационной структуры опалового базиса в трепелах и опоках, о чем более детально было сказано выше.

Приведенные данные могут говорить лишь о значительной роли вулканического источника SiO_2 в образовании кремнистых осадков. Известная же климатическая зональность распределения

кремнезема в современных осадках подтверждает важную роль климатического типа литогенеза в формировании кремнеземистых отложений.

2. ВУЛКАНИЗМ И ИЗВЕСТНЯКИ

Какова роль вулканизма в накоплении известняков? На этот вопрос не легко ответить.

Существует мнение, что углекислый газ, в большом количестве выделяемый в морскую воду и атмосферу при подводных и наземных извержениях, мешает осаждению известняков, так как согласно известной зависимости $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ при увеличении количества CO_2 реакция пойдет вправо и не только не будет осаждаться карбонат, но даже уже отложенный карбонат кальция начнет растворяться с переходом в бикарбонат. Реакция будет идти до тех пор, пока не будет поглощен весь излишек углекислого газа и снова не наступит равновесное состояние. Это положение безусловно логично и не может вызывать возражений. Но, вероятно, здесь не учитывается одно обстоятельство. При подводных извержениях морская вода должна заметно нагреваться, во всяком случае в определенном радиусе от центра извержения; вследствие этого растворимость углекислого газа резко понизится и он начнет мигрировать из нагретой зоны к областям вод с более низкой температурой. Естественно, что в нагретой зоне в равновесной системе реакция должна пойти влево и будет осаждаться CaCO_3 . Этим следует, по-видимому, объяснить наличие в вулканогенных толщах синхронных с извержением линз и пачек известняков, постепенно переходящих по простиранию в туфы. Хорошим примером таких взаимопереводов является туронская вулканогенно-осадочная толща Западной Грузии, в которой на расстоянии нескольких десятков метров можно видеть как чистые туфы, постепенно обогащаясь кальцитом, замещающие чистыми известняками. На примере этой толщи видно, что вулканические извержения в бассейне, где до этого происходило осаждение карбоната кальция, подавляют этот процесс и вместо известняков формируются пачки и слои вулканогенных пород. Но как только вулканические извержения прекращаются, снова возобновляется садка карбоната. Этим и обусловлены характерные чередования вулканических пород и известняков в названной толще, а также в аналогичных вулканогенно-известняковых толщах других регионов и другого возраста.

В пределах турон-кампана общая мощность известняков в разных разрезах этой толщи одинаковая; если, например, мощность толщи меняется от 400 до 800 м, то мощность известняковых пачек в ней везде одинаковая — около 50—80 м. Это, вероятно, указывает на то, что вулканические извержения происходили

внезапно и были слишком кратковременны, чтобы отразиться на мощности известняков. Осаждение последних шло непрерывно с одной и той же интенсивностью, но это давало эффект лишь в периоды затишья вулканических извержений. В этом смысле взаимоотношение осаждения известняков и вулканизма аналогично влиянию терригенного материала на формирование известковых осадков.

По Н. Страхову, решающим фактором то большего, то меньшего развития известняков было меняющееся со временем разбавление накапливающихся карбонатов обломочным материалом. По его мнению, кальций и магний всегда приносились в значительных количествах в воды морских бассейнов, а не только в эпохи чистого карбонатонакопления (1963). Очевидно это положение точно соответствует именно соотношению карбонатного и вулканического материала; что же касается отношений терригенного и карбонатного материала, то здесь обстановка немного иная. Периоды формирования терригенных осадков, как известно, и как об этом пишет и Н. Страхов, отвечают эпохам тектонических поднятий суши. А это, как точно установлено, не может не вызвать изменения соотношения между химическим и механическим выветриванием в пользу последнего. Поэтому в периоды интенсивного приноса терригенного материала безусловно будет уменьшаться не только относительное, но и абсолютное количество химически растворенных веществ, в том числе и карбонатов кальция и магния.

Отмеченная еще Дарвином сопряженность рифов и подводных вулканов в дальнейшем обоснована и развита в предположении, что вулканические зоны приурочены к тектоническим зонам глубинных разломов, а рифы развиваются вдоль вулканических зон. Таким образом, образование рифов обусловлено тектоникой, а вулканы по существу никакой роли в формировании рифовых зон не играют (Хайн, 1962; Наливкин, 1962). Вряд ли такой вывод полностью правилен. Как хорошо известно, коралловые рифы могут образоваться на небольших глубинах (от 0 до 90 м, наиболее выгодные около 20 м) и обязательно требуют твердого субстрата: на мягком грунте риф жить не может (Moore, 1956).

Как же могли создаваться такие условия в открытом океане, где, как известно, встречаются огромные количества рифовых островов, почти всегда имеющих субстратом вулканические постройки? Безусловно в большинстве случаев именно подводные вулканы создавали такие благоприятные условия: малую глубину и твердый субстрат. Вот почему рифы и связаны с подводными вулканами океанов. Кроме того, вероятно, и вулканическое тепло также играло в росте рифов определенную роль. Установлено, что скорость роста рифов наибольшая там, где среднегодовая температура воды выше. Очевидно в областях, окружающих зоны активного вулканизма в океанах, под влиянием выделяемого из вулканов тепла среднегодовая температура воды будет выше, чем

в соседних областях той же климатической зоны, где вулканическое тепло не влияет.

Интересные соображения о связи карбонатонакопления с вулканализмом высказал А. Ронов (1959). Подсчитав за период от девона до конца юры объем карбонатных пород и вулканических материалов, он пришел к выводу, что количество карбонатных осадков, отлагавшихся в ту или иную эпоху после докембрия, было прямо пропорционально интенсивности вулканической деятельности. Количество карбонатных осадков было пропорционально также площади распространения внутриматериковых морей; интенсивность вулканических процессов зависит не только от количества CO_2 в карбонатах, но и от количества органического вещества, рассеянного в осадочных толщах, и его концентрации в каустобиолитах.

Н. Страхов (1963) рассматривает концепцию А. Ронова как гипотезу, пока не подтвержденную фактами, так как Роновым не были учтены огромные площади дна океанов ни в вулканализме, ни в карбонатонакоплении; не учтено также количество CaCO_3 , присутствующего в виде примеси в других породах. Н. Страхов справедливо указывает, что эпохи максимального формирования карбонатных пород приходятся на средние отрезки палеозойского, герцинского и альпийского тектонических этапов, и что начало и конец каждого этапа, напротив, дают минимум площадей развития карбонатных осадков. Следовательно, распределение карбонатных осадков зависит от приноса с суши терригенного материала.

К этим справедливым замечаниям Н. Страхова следует добавить, что выделение в атмосферу и гидросферу большого количества CO_2 должно не способствовать, а препятствовать осаждению карбонатов, согласно реакции равновесия. Лишь после утилизации лишнего CO_2 растениями может начаться осаждение карбонатов. Большое количество углекислоты, как указывает Н. Страхов, может способствовать усилению химического разложения пород. Оба эти явления требуют значительного периода времени. Поэтому если углекислый газ вулканического происхождения и служил материалом для формирования карбонатных пород, то не непосредственно и не сразу, как думает Ронов, а лишь значительно позже соответствующего вулканализма. Кроме того, наблюдения над отдельными регионами не показывают синхронности вулканализма и карбонатонакопления. Наоборот, усиленное карбонатонакопление совпадает с периодами затишья тектонических движений и сопряженных с ними вулканических извержений.

Ч. Парк (Park, 1946), характеризуя эоценовую марганцевосодержащую спилитовую формацию п-ова Олимпик, описывает так называемые красные породы, образующие прослои и пачки среди спилитовых лав, агломератов и туфов. Представлены эти красные породы кремнистыми известняками, тесно связанными с известковистыми аргиллитами и туфами, с постепенными переходами

в них. Мощность этих прослоев колеблется от 7 до почти 100 м. Иногда они выполняют промежутки между подушками спилитов, но чаще всего приурочены к верхним частям потоков. Местами их обломки встречаются в лавах и тесно спаяны с ними. Они часто содержат остатки глобигерин.

Ч. Парк считает, что красные породы нельзя считать морскими осадками, отложившимися на потоках, так как тогда трудно объяснить наличие известняков во внутренних частях мощных потоков. Он рассматривает красные породы как тонкораздробленный вулканический материал, к которому примешивался химически осажденный кремнезем, вынесенный при извержении и фумарольной деятельности. Известняк мог образоваться из имеющегося в морской воде растворенного бикарбоната кальция путем удаления CO_2 во время волнения и, возможно, некоторого повышения температуры воды; гематит же, присутствующий в осадках, согласно Парку, образовался путем изменения железосодержащих минералов базальтов. Ч. Парк предполагает, что кальций, освобождающийся при альбитизации базальтов, являлся потенциальным источником большого количества известняков.

По мнению Ч. Парка, отложение известняков происходило за счет имеющегося в морской воде бикарбоната кальция, и роль вулканических извержений сводилась лишь к удалению CO_2 при волнениях и некотором прогреве воды. Вряд ли в этом процессе какую-либо заметную роль мог играть кальций, освобождающийся в результате альбитизации. Если бы этот процесс влиял на карбонатонакопление, то спилитовые толщи содержали бы большое количество прослоев и пачек известняков, но этого не наблюдается. Например, байосская спилитовая толща совершенно не содержит даже единичных прослоев известняков. Описанные на п-ове Олимпик явления подтверждают мнение о том, что вулканические извержения определенно подавляют карбонатонакопление и лишь в периоды затишья, когда бассейн осадконакопления возвращается к своему нормальному седиментационному режиму, возобновляется садка CaCO_3 . От длительности перерыва в вулканической активности зависит мощность слоев известняков, формирующихся в это время.

Наглядный пример отсутствия прямой зависимости между вулканализмом и накоплением известняков приводит Г. Бровков (1967) из Саяно-Алтайской области, где известняковые пачки и толщи среди отложений силура, девона и карбона залегают независимо от проявлений вулканализма и даже, наоборот, главная масса известняков сконцентрирована на уровнях или лишенных вулканических отложений, или бедных ими. Так, например, в силуре почти нет вулканических продуктов, а известняки отлагались как в Тувинском прогибе, так и в Кузбассе и Горном Алтае.

По подсчетам Бровкова, из общего количества кальцита, имеющегося в толще осадочных пород девона Минусинского прогиба, более 60% сосредоточено на уровне средний живет — верхний

девон, где нет проявлений вулканизма на обширных пространствах восточнее меридиана осевой части Кузнецкого Алатау. Г. Бровков также отмечает, что главная масса кальцита, имеющегося в девонских отложениях Минусинского прогиба, сосредоточена не в пластах известняков, а в рассеянном состоянии в терригенных породах. Этот факт часто не учитывается при подсчетах карбонатного материала среди формаций, в которых известковистые песчаники и глины, нередко содержащие почти 50% карбоната кальция, совершенно выпадают из подсчета карбонатов и относятся к терригенным породам. Правда, нередки случаи, когда интенсивное накопление вулканогенных продуктов и известняков совпадает, но это объясняется проявлением вулканических явлений в геосинклинальной области независимо от фациальной обстановки, а не накоплением известняков под влиянием вулканизма.

Как правильно отмечает Г. Бровков, доломиты также не показывают какой-либо зависимости от вулканизма, а появляются в лагунах при соответствующих ландшафтных и климатических условиях.

Несмотря на отрицание нами роли вулканизма в формировании известняков и доломитов, в геологической литературе все чаще встречаются мнения отдельных авторов, доказывающих на конкретных примерах якобы явную роль вулканических процессов в отложении доломитов. Так, например, в работе М. Илича (1967) дается характеристика вулканогенно-осадочных фаций в миоценовых бассейнах Сербии. По его мнению, Паннонский и Дакийский бассейны представляют собой неогеновые образования ярко выраженного молассового типа, возникшие в связи с дизъюнктивными тектоническими движениями после окончательных фаз складчатости в альпийских геосинклиналях. В этих бассейнах накапливались типичные молассовые формации — конгломераты, песчаники, глины, мергели. С этими же дизъюнктивными движениями связано проявление с конца олигоцена вулканизма вблизи или в самих бассейнах. Вначале вулканизм имел андезитовый и дацитовый характер; позже, в миоцене, изливались основные лавы базальтового состава. Образовавшиеся в результате этого смешанные вулканогенно-осадочные фации М. Илич делит на две группы: I — эфузивно-осадочные фации: а) интерстратифицированные лавовые излияния, б) пирокласто-осадочные породы (туфы и туффиты), в) бентониты; II — эксплационно- и гидротермально-осадочные фации: а) кремнистые породы, б) магнезиты, в) доломиты.

Эти данные представляют собой интерес для понимания некоторых сторон вулканогенно-осадочного литогенеза. Но, к сожалению, в статье не приводится никаких доказательств того, что доломиты не являются результатом испарения замкнутых озерных бассейнов и повышения вследствие этого солености, когда начи-

нает выпадать доломит, как это наблюдается в некоторых озерах аридной зоны, например, оз. Балхаш (Сапожников, 1954).

Рассматривая аналогичный вопрос, А. Куденко и В. Стеценко (1963) подчеркивают большую роль вулканизма в образовании осадочных пород. Но они увлекаются, стараясь доказать, что и карбонатные отложения, налегающие на вулканогенные образования Карагандинского бассейна, образовались за счет материала, поставляемого вулканическими извержениями, и трансгрессия вод бассейна, в котором отлагались эти известняки, вызвана притоком воды, выброшенной в виде пара из вулканов при извержении.

3. ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

О приуроченности железорудных залежей к вулканогенным и вулканогенно-осадочным формациям и о возможной генетической связи месторождений железа с геосинклинальным вулканизмом писали немало. В первую очередь это относится к джеспилитовым формациям раннего докембра, о вулканическом происхождении кремнезема которых выше уже было сказано достаточно. Многие авторы доказывают, что некоторые докембрйские и палеозойские месторождения железа, залегающие в геосинклинальных вулканогенных отложениях, обязаны своим происхождением вулканизму.

За последнее время количество железорудных месторождений, для которых исследователи доказывают генетическую связь с вулканизмом, непрерывно растет. Л. Формозова (1962), анализируя имеющуюся литературу, предложила ряд ценных оригинальных идей о генезисе многих железорудных вулканогенно-осадочных формаций мира. В результате сравнительного изучения разных типов железистых формаций она пришла к выводу о необходимости выделения кроме джеспилитовых формаций раннего докембра по крайней мере двух типов формаций: 1) кремнисто-сланцевой вулканогенной формации, развитой почти исключительно в позднем докембре и нижнем палеозое; 2) известняково-вулканогенной формации среднего — верхнего палеозоя и триаса, которая в типичном виде представлена железорудными месторождениями мульд Ланн и Дилль в ФРГ. В своих работах Л. Формозова очень детально охарактеризовала представителей названных формаций, поэтому здесь остановимся на этом лишь вкратце и рассмотрим только вопрос о роли вулканизма в образовании железистых джеспилитовых формаций раннего докембра.

Одними из первых мнение о генетической связи железисто-кремнистых образований района Верхнего Озера (США) с вулканализмом высказали К. Ван-Хайз и К. Лейс (Van Hise and Leith, 1911).

В настоящее время Г. Джеймс (James, 1954) критикует этот взгляд и считает, что «соотношение между вулканализмом и отло-

жением железной формации не химическое, а структурное. В некотором смысле эта ассоциация случайная: оба они связаны с развитием геосинклиналии». Этот вывод подтверждает, а не опровергает мнение Ван-Хайза и Лейса, так как в условиях интенсивно прогибающейся эвгеосинклиналии, на многих участках которой происходили мощные подводные и надводные (на островах) вулканические извержения или накапливались терригенные осадки, трудно, если не невозможно, представить усиленный принос продуктов химического выветривания, могущего давать большие залежи железных руд. Н. Страхов ясно показал, что даже в случае интенсивного приноса с суши растворенного и коллоидного материала (Fe , Mn и др.) рудные накопления могут образоваться лишь в исключительно благоприятной палеогеографической и гидродинамической обстановке. Изрезанная береговая линия с многочисленными островами, отмелями и впадинами между ними является идеальным рудообразующим ландшафтом. Режим же бурных волнений не дает возможности осесть в прибрежной зоне ни одному из выпавших в твердую фазу рудных веществ, выбирает их в центральную котловину моря, где они рассеиваются на огромной площади и не дают сколько-нибудь заметных рудных скоплений.

Следовательно, в условиях неспокойного геосинклинального режима невозможно отложение высоких концентраций железа на больших площадях за счет принесенного с суши материала. Поэтому единственным источником железа для месторождений района Верхнего Озера надо считать синхронный вулканализм.

В большой сводке по джеспилитовым формациям мира М. Точилин (1963) охарактеризовал геологические условия, петрографический состав, минералогические особенности главнейших джеспилитовых формаций мира и убедительно обосновал их вулканогенно-осадочное происхождение.

Хорошими примерами генетической связи докембрийских железорудных месторождений с подводным вулканализмом являются украинские месторождения (в том числе известный Криворожский бассейн), изученные группой украинских ученых под руководством Н. Семененко (1959).

Во всех пяти структурно-фацальных зонах: Криворожско-Кременчугской, Бузулукской, Конской, Орехово-Павлоградской и Корсакско-Гуляйпольской авторы отмечают наличие двух серий осадочно-вулканогенных пород: 1) нижней — метабазитовой, представляющей собой метаморфизованную вулканогенную толщу амфиболитов, амфиболовых гнейсов, спилитов и зеленых сланцев; и 2) верхней — саксаганской серии, имеющей в разных зонах различный состав.

Нижняя, железисто-кремнисто-метабазитовая серия во всех структурно-фацальных зонах характеризуется развитием вулканализма основных и отчасти в подчиненных количествах ультраосновных лав. Кислые и средние лавы, представленные кератофи-

рами, наблюдаются в виде подчиненных прослоев и встречены в заметном количестве лишь в Конкском районе. При этом во всех зонах в метабазитовой серии установлено наличие железисто-кремнистых образований.

По Н. Семененко, в изученных районах наблюдаются три типа железисто-кремнистых формаций: 1) железисто-кремнисто-вулканогенный только с вулканогенными породами; 2) железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевый, где наблюдается чередование железисто-кремнистых, глинисто-сланцевых и вулканогенных пород; 3) железисто-кремнисто-сланцевый, для которого характерно чередование лишь железисто-кремнистых и глинисто-сланцевых пачек.

Верхняя железисто-кремнистая серия в Саксаганско-Кременчугской зоне представлена железисто-кремнисто-сланцевой формацией, в Конкской зоне — железисто-кремнисто-вулканогенно-сланцевой, в Верховцевской — железисто-кремнисто-вулканогенной, где вулканогенный компонент представлен породами кератофирового ряда.

Как количество, так и мощность железистых пачек в разных разрезах сильно меняются, составляя от 10 до 80% всей мощности толщи. Эта изменчивость иногда хорошо выражена даже для отдельных участков одного и того же района. Это, безусловно, указывает на образование железистых пачек отдельных участков независимо друг от друга, что трудно представить в случае нормальноосадочных условий осаждения железа в открытом бассейне, когда на сравнительно больших площадях происходит более или менее равномерное осаждение принесенного с суши растворенного материала. Лишь в случае вулканического происхождения железных руд, когда каждый участок моря получает материал с определенных вулканических очагов (в виде гидротерм, экскаваций и т. п.), возможна такая изменчивость мощностей и содержаний железа, какая наблюдается в метаморфических толщах Украинской кристаллической полосы. Поэтому мнение украинских геологов о вулканогенно-осадочном генезисе железисто-кремнистых формаций Украины, на наш взгляд, вполне соответствует действительности.

Детальное изучение разрезов железистых пачек всех зон дает, вероятно, дополнительные аргументы в пользу именно вулканогенного происхождения железа. Работа украинских геологов (Семененко и др., 1959) содержит много таких детальных разрезов, из которых приведем лишь два: Грановского участка Верховцевского района и Юльевского участка Конкского района.

Грановский участок; первая железистая пачка в железисто-кремнисто-метабазитовой свите

- | | |
|---|-------|
| 1. Пласт апоспилитов с редкими прослоями 0,3—0,4 см
роговообманко-магнетит-кварцевых роговиков | 112 м |
| 2. Пласт альбит-кварц-хлоритовых и эпидот-альбит-кварц-
хлоритовых сланцев | 10 " |

3. Пласт кальцита-рогообманко-магнетит-кварцевых роговиков	9,0	м
4. Прослой зеленых карбонато-кварц-хлорит-биотитовых сланцев	0,25	"
5. Прослой актинолит-кальцит-кварцевых роговиков	0,3	"
6. Пласт апоспилитов	6	"
7. Прослой рогообманко-магнетит-кварцевых роговиков	0,4	"
8. Пласт апоспилитов	5,2	"
9. Прослой рогообманко-магнетит-кварцевых роговиков	0,4	"
10. Пласт апоспилитов	18	"
11. Пласт рогообманко-магнетит-карбонат-кварцевых роговиков	2	"
12. Пласт биотит-хлорит-рогообманковых сланцев	0,9	"
13. Пласт эпидотизированных апоспилитов	14	"
14. Пласт хлорит-амфибол-магнетит-кварцевых роговиков	6	"
15. Пласт апоспилитов	4	"
16. Пласт стильномелан-рогообманковых магнетитовых кварцевых роговиков	2,8	"
17. Пласт апоспилитов	18	"
18. Пласт рогообманко-магнетит-кварцевых роговиков	1,2	"
19. Пласт биотит-альбит-рогообманковых апоспилитов	3,8	"
20. Пласт куммингтонит-магнетит-кварцевых роговиков с прослойями магнетит-хлорит-рогообманковых сланцев	2	"
21. Пласт кварц-альбит-рогообманковые апоспилитов	4,5	"
22. Пласт куммингтонит-магнетит-кварцевых роговиков	2,4	"
23. Пласт крупнозернистых порфировидных апоспилитов	11,5	"
24. Пласт кварц-хлорит-биотитовых сланцев	1	"
25. Пласт стильномелан-кальцит-амфибол-магнетит-кварцевых роговиков	1,5	"
26. Пласт альбититов	0,9	"
27. Пласт магнетит-рогообманковых сланцев	1	"

Юльевский участок; первая железистая пачка в железисто-кремнисто-спилитовой свите

1. Амфибол-магнетит-кварцевые роговики	1,5	м
2. Эпидот-альбит-рогообманковые сланцы	2	"
3. Амфибол-магнетит-кварцевые роговики	1	"
4. Биотит-альбит-рогообманковые сланцы	0,8	"
5. Хлорит-магнетит-кварцевые роговики	0,5	"
6. Кварцевые кератофирсы	0,2	"
7. Магнетит-кварцевые роговики	0,8	"
8. Эпидот-альбит-рогообманковые сланцы	6	"
9. Биотит-магнетит-рогообманко-кварцевые роговики с прослойями кварцевых кератофиров	4	"
10. Кварцевые кератофирсы	0,8	"
11. Амфиболиты, местами спилиты с альбитизированными и эпидотизированными прослойями кварцевых кератофиров	5	"
12. Магнетит-биотит-хлорит-кварцевые роговики	2	"
13. Хлорит-биотит-альбитовые сланцы	2	"
14. Альбит-рогообманковые сланцы	1,5	"
15. Кварцевые кератофирсы	0,7	"
16. Кварц-рогообманковые сланцы	5,1	"
17. Магнетит-альбит-эпидот-биотитовые сланцы	6,6	"
18. Магнетит-актинолит-хлорит-кварцевые роговики	2	"

На примере этих двух разрезов видно, насколько тесно переслаиваются железистые прослои с лавами, туфами и продуктами их метаморфизма. Трудно себе представить, какие особые про-

цессы выветривания на суше могли обусловить такой интенсивный принос железа в бассейн осадконакопления, чтобы в небольшие промежутки между извержениями могли отложиться довольно мощные железисто-кремнистые прослои. Единственным источником железа могут быть, конечно, лишь те вулканические явления, которым обязана своим происхождением и сама вмещающая вулканогенная толща.

Второй вывод, который можно сделать из рассмотрения приведенных выше разрезов, заключается в том, что железо встречается в связи не только с продуктами основного вулканизма, как думает Л. Формозова, но и с кислыми.

Ю. Половинкина, детально изучившая эфузивно-осадочные комплексы Украинского кристаллического массива (1954), а также Карсакпая (1952), считает, что именно эфузивный вулканизм является причиной образования связанных с ними месторождений железа; она считает, что повсеместно наблюдающаяся частая ассоциация кремнистых сланцев, фтанитов и радиоляритов с основными подводными спилитовыми излияниями магмы имеет характер закономерности; такая ассоциация установлена на Урале, в Сибири, в областях развития спилитовых формаций Великобритании, в Новом Южном Уэльсе, в Западной Австралии, в Ньюфаундленде и ряде других мест. В свете этих данных надо и ассоциацию железистых кварцитов с основными эфузивами рассматривать как закономерную. Это не только сближает Карсакпайское месторождение с железорудными формациями Кьюстина в районе Верхнего Озера, но и позволяет ставить вопрос о пересмотре метаморфической толщи Кривого Рога с петрографической точки зрения, тем более, что петрографический состав последней весьма близок к петрографическому составу карсакпайской толщи. Исходя из вышесказанного, Ю. Ир. Половинкина (1954) считает наличие основных эфузивов спилитового типа в составе толщ, содержащих железистые кварциты, причиной образования последних.

Исследования украинских ученых полностью подтвердили это мнение Ю. Ир. Половинкиной.

С. Розанов и Л. Филатова дают детальную характеристику железорудной формации докембрия Улутау (Центральный Казахстан). Авторы указывают на наличие двух железорудных толщ в Карсакпайском районе. Одна относится к нижнему рифию — это карсакпайская серия; другая принадлежит верхнему рифию и известна как сатанская свита. Они отмечают ритмичное чередование зеленокаменных и железорудных сланцевых пачек в разрезе карсакпайской серии, которую на этом основании делят на три свиты. Характерно, что в каждой свите нижняя часть образована сильно метаморфизованными порфириоидами как основного, так и кислого состава. Железистые кварциты же во всех трех свитах всегда приурочены к верхам свиты и залегают среди кварц-сериицитовых филлитов и кварц-хлоритовых сланцев. Таким

образом, накопление железа совпадает с периодами ослабления или прекращения вулканизма, когда усиливалась фумарольная деятельность, с которой авторы связывают формирование железистых осадков.

Я. Белевцев и др. (1959), изучавшие железорудные месторождения Криворожского бассейна, справедливо пришли к выводу, что формирование железных руд есть результат трех последовательно развивающихся процессов. В первой, наиболее ранней стадии происходили седиментация и диагенез железисто-кремнистых осадков. Источником исходного материала являлись кристаллические породы; накопление осадков происходило в условиях геосинклинального режима Криворожско-Кременчугской субгеосинклиналии. Седиментация осадков характеризуется общим трансгрессивным циклом, охватывающим образование эфузивных и грубообломочных осадков нижней свиты, хемогенных продуктов средней и кластогенных верхней свит. За седиментацией последовал диагенез, вызвавший минералообразование, перераспределение и перекристаллизацию вещества и его уплотнение — литификацию.

Второй процесс — динамотермальный метаморфизм, вызванный первой, главной фазой тектогенеза Криворожского бассейна, обусловивший концентрацию железа в породах и приведший к образованию руд.

Третий процесс — гипергенез.

В этой схеме генезиса железистых руд Криворожского бассейна не совсем ясен вопрос первоисточника железа для образования железисто-кремнистой формации. Интенсивное химическое выветривание кристаллических пород, кстати, бедных железом, не доказано. В то же время, как следует из приведенного выше фактического материала, тесная ассоциация железных руд с эфузивными породами не оставляет места для интенсивного приноса с суши терригенного и тем более хемогенного материала.

В своей интересной работе об условиях образования оолитовых железистых руд нижнего палеозоя и позднего докембра Л. Формозова (1962) убедительно доказывает, что: 1) оолитовые железистые руды нижнего палеозоя и докембра приурочены к эвгеосинклиналям, а не к миогеосинклиналям; 2) они часто ассоциируются с типичными для эвгеосинклиналей вулканогенными и кремнистыми толщами; 3) к мощным эфузивно-кремнистым толщам, выполняющим прогибы ранних стадий развития эвгеосинклиналей, приурочено подавляющее большинство залежей оолитовых руд, известных в нижнем палеозое и докембре.

Приводя обзор данных по железорудным месторождениям Чехии, Тюрингии, Северного Уэльса, Арморика, Португалии, Ньюфаундленда и Новой Шотландии (США) и показывая в таблице взаимоотношение оолитовых руд палеозоя и основных вулканических пород в разрезах, Л. Формозова приходит к следующим выводам: 1) первые рудные залежи в разрезе встречаются лишь

после появления вулканогенных пород; 2) как только исчезают вулканические породы, исчезают и оолитовые руды; 3) если в редких случаях в самой рудной толще не встречены вулканические породы (Тюрингия, Ньюфаундленд, Марокко) или встречены в небольших количествах, то во всех этих случаях они широко распространены на тех же стратиграфических уровнях в соседних разрезах или подстилают рудные горизонты, залегающие среди темных сланцев и граувакк.

Такая же картина, по ее мнению, наблюдается, согласно данным Харрисона, в группе рудоносных отложений протерозоя на п-ове Уигава (Канада).

Г. Шнейдерхён (1958) придает большое значение процессам вулканизма в образовании некоторых месторождений полезных ископаемых, в том числе и железа. Он выделил особую группу экскалиационно-осадочных месторождений, примером которых могут служить руды красного железняка Ланн-Дилльского округа (ФРГ), которые ввиду их связи с кератофирами часто называют «кератофировыми железными рудами». Месторождение железа приурочено к девонским отложениям. По Г. Шнейдерхёну, красный железняк встречается в пяти стратиграфических горизонтах: 1) в виде сплошного слоистого тела, залегающего в верхах среднедевонского шальстейна и перекрытого верхнедевонскими породами (так называемая пограничная залежь); 2) в виде слоистых, удлиненно линзообразных прослоев внутри верхне-среднедевонского шальстейна (шальстейновая залежь); 3) в виде отдельных неправильных небольших масс на поверхности нижнекульмских покровных диабазов; 4) в виде отдельных залежей и линз внутри кератофиров и их туфов; 5) в виде руд замещения около и среди массивного известняка.

Железное месторождение типа Ланн-Дилль почти всеми без исключения авторами считается экскалиационно-осадочным. К тому же типу А. Циссарц (1958) относит гематитовое месторождение Вареш сланцево-роговиковой зоны «трога внутренних Динарид». Л. Формозова, охарактеризовавшая в отдельных статьях железные месторождения Ланн-Дилль и внутренней зоны Динарид (Варешское месторождение), пришла к выводу, что геосинклинальные образования Рейнских Сланцевых гор, включающие месторождение Ланн-Дилль, и геосинклинальная формация Динарид, к которой приурочено месторождение Вареш, по существу ничем не отличаются друг от друга и должны быть отнесены к одной и той же известняково-вулканогенной геосинклинальной формации.

Действительно, обе эти формации расположены несогласно на складчатом основании: первая — на каледонском, а вторая — на герцинском. Девонская формация Рейнских Сланцевых гор и триасовая Динарид состоят по существу из одних и тех же пород. Главным нормальноосадочным компонентом в обоих случаях являются известковые глинистые сланцы, которые в Динаридах

нередко содержат прослои песчаников, что придает толще флишоидный характер, в то время как в Сланцевых горах песчаники не отмечены. Известковистые глинистые сланцы Динарид всегда содержат прослои серых известняков и мергелей, которые латерально переходят то в сланцы, то в туфы; иногда они окрашены гематитом в красный цвет и переходят в гематитовую руду.

В Рейнских Сланцевых горах прослои пелитоморфных известняков встречаются чаще; кроме серых, там есть белые и черные разности; нередко слои переходят в линзы или даже конкреции известняков; на контакте с вулканическими породами и вблизи них сланцы обогащаются кремнеземом, иногда с появлением прослоев черных лидитов. В Динаридах кремнистые породы более распространены и встречаются по всей формации в виде неравномерно распределенных красных и серых яшм, роговиков и кремнистых сланцев, содержащих иногда так много остатков радиолярий, что их называют радиоляритами.

В отличие от Динарид, в Рейнских Сланцевых горах известняки играют более заметную роль. Глубоководные известняки с пиритизированными раковинами гониатитов часто образуют мощные пачки среди сланцев, а в верхнем девоне местами преобладают над ними. Иногда эти известняки переслаиваются и с вулканогенными породами: лавами, туфами, шальштейнами или слагают кровлю рудных линз и пластов (в пограничной залежи). Кроме глубоководных, здесь встречаются и мелководные серые стрингоцефаловые известняки, окрашенные иногда примесями хлорита в зеленый, а гематита — в красный цвет. Эти массивные известняки образуют то довольно мощные толщи, то линзы в вулканогенных породах. Они содержат примесь туфового материала и иногда постепенно переходят в шальштейны.

В верхах среднего девона Рейнских Сланцевых гор широко развиты шальштейны, представленные массивными породами, состоящими из обломков диабазов, кератофиров, иногда рифовых известняков, кварцитов, граувакк и всегда карбоната кальция. Гораздо менее распространены они в нижней части среднего девона и в верхнем девоне. Что касается триаса Динарид, то там шальштейны встречаются гораздо реже.

Как видно, комплекс пород в обеих формациях один и тот же, разница лишь в большем или меньшем распространении какого-либо компонента этого комплекса. Это явление встречается даже в одной и той же формации, где часто какой-либо компонент совершенно выпадает латерально или в вертикальном разрезе.

Однако наиболее характерным компонентом, дающим основание говорить об однотипности этих формаций, являются вулканические породы, представленные в обеих формациях диабазами, мелафирами, кератофирами, вейлбургитами, кварцевыми порфираторами и кварцевыми порфиритами. А. Циссарц для известняковой зоны геосинклинали называет также роговообманковые ортофирры. Эти породы заметно отличаются от продуктов доорогенного вул-

канизма эвгеосинклиналей, для которых характерны спилито-порfirитовые серии более или менее ярко выраженного известково-щелочного состава с низким содержанием K_2O . Кроме того, для них нехарактерно содержание оливина.

Породы девона Рейнских Сланцевых гор и триаса Динарид отличаются от доорогенных пород геосинклиналей повышенным содержанием K_2O (от 2,35 до 4,6%) и присутствием в некоторых из них оливина. Без сомнения, они представляют собой субщелочную серию, которая, согласно нашим наблюдениям над мезозойским и кайнозойским вулканализмом Кавказа, появляется лишь в посторогенной стадии развития эвгеосинклинали почти сразу же после мощной орофазы (Дзоценидзе, 1948, 1966₂).

К примеру можно назвать верхнеюрский вулканализм Грузии, который проявился сразу же после мощной батской орофазы, вызвавшей замыкание юрской вулканогенной геосинклинали. Продукты этого вулканализма залегают в верхнеюрской пестроцветной лагунно-континентальной толще, которая к северу, постепенно обогащаясь карбонатом кальция, замещается карбонатной фацией. Изверженные породы здесь представлены часто мандельштейновыми оливиновыми базальтами (ранее называвшиеся мелафирами), трахибазальтами и трахитами, а силловая их фация образует эссецит, соответствующий по составу трахибазальту. Характерно, что все эти породы содержат бедную вкрапленность гематита (Дзоценидзе, 1948).

Вышеперечисленные эфузивные породы Рейнской области и Динарид также представлены породами, аналогичными верхней юре Грузии. Ведь диабазы с содержанием 4,63% K_2O — это скорее эссециты — трахибазальты, образующие, вероятно, силловую фацию мелафиров (термин, к сожалению, далеко не выражает породу, одинаково понимаемую всеми петрографами).

Тектоническое положение ланндильтской и варешской формаций также подтверждает посторогенный характер их вулканализма: первая залегает на молодом (конечно, для девона) каледонском складчатом основании, а вторая располагается на еще более молодом (для триаса) герцинском фундаменте.

Этот специфический характер эфузивного вулканализма и отличает формации Ланн-Дилля и Вареша от геосинклинальных сланцево-кремнистых формаций, для которых типична ассоциация с мощными зеленокаменными спилито-порfirитовыми вулканогенными толщами, так характерными для доорогенной стадии развития всех эвгеосинклиналей.

Права, очевидно, Л. Формозова, считающая, что различие в месторождениях железа этих двух разнотипных формаций определяется главным образом разной мощностью вулканализма. В самом деле, в условиях всегда маломощного посторогенного вулканализма слабые эксгалиации могли отложить руду лишь вблизи от очагов — непосредственно в лавах и туфах. Во время мощного геосинклинального спилито-порfirитового вулканализма интенсив-

ное выделение эксгалаций и гидротерм обеспечивало вынос большого количества вещества и его разнос на большие площади морского дна, вследствие чего рудное вещество отлагалось не только в вулканогенных породах, но и в замещающих их латерально-кремнисто-сланцевых осадках, кремнезем которых поставлялся из тех же вулканических источников.

Много примеров эксгалационно-осадочных месторождений железа из Югославии и других стран Европы приводит А. Циссарц (1958). Из них наиболее характерны девонские шамозитовые руды Западной Македонии, в которых в результате диагенеза образовались сидерит и магнетит, и гематитовые железные руды типа Ланн-Дилль в Болгарии. И те и другие подчинены геосинклинальному вулканизму.

К типу Ланн-Дилль должны быть отнесены также известные в меловых отложениях Южной Грузии гематитовые залежи, которые характеризуются рядом особенностей, отличающих их от уже описанных месторождений Ланн-Дилль и Вареш. Поэтому ниже приведем их сравнительно подробную характеристику.

Месторождения Южной Грузии приурочены к верхнемеловой вулканогенной толще, представленной чередованием туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов, туфопесчаников и кислых лав в виде кварцевых и бескварцевых альбитофиров. В целом в толще преобладают породы дакитового состава с колебаниями от андезитов до дакитов. Нередко попадаются линзы и довольно мощные пачки мергелей и известняков. Толща часто сечется дайками альбитофиров и куполообразной формы телами дакитов.

Гематитовые тела встречаются на разных горизонтах и имеют различную морфологию: пластообразную, когда гематит приурочен к одному определенному слою туфа, линзообразную, гнездообразную; местами наблюдаются скопления гематита в зонах трещиноватости и в контактах покровов и туфов. Во всех случаях гематит явно метасоматически замещает туфовые породы. Кроме рудных участков, и в других местах наблюдается в той или иной степени изменение толщи, выраженное в окварцевании, гематитизации, пиритизации, хлоритизации, местами каолинизации и серицитизации. В общем ясно видна картина изменения вулканогенной толщи под воздействием преимущественно вулканических эксгалаций, выделяющихся из тех же очагов, из которых образовалась сама вулканическая толща. Гидротермальные процессы здесь играли, по-видимому, весьма подчиненную роль. О генетической связи оруденения с вулканизмом, давшим вмещающие железо кислые породы, автор писал еще в 1958 г. (Дзоценидзе, 1960), теперь это мнение разделяется многими.

Характерно, что на некоторых участках Чатахского гематитового месторождения (например, Дащесан, Бали-дара) особенно много гематитовых прожилков, вкраплений и мелких гнезд, указывающих на пути движения рудоносных эксгалаций, поставляющих материал для формирования главного рудного тела, обычно

залегающего выше в виде линзообразной формы участка метасоматически замещенных туфовых пород. На участке Бали-дара оруденение представлено в виде чередования небольших гнезд сплошного гематита с безрудной вмещающей измененной породой, местами содержащей обильную вкрапленность крупнокристаллического пирита. Это указывает на более ранний характер пиритизации пород, за которой следовала гематитизация в виде экскальационного метасоматоза. По данным Т. Загью, местами измененные породы содержат скарновые минералы: эпидот, гранат, актинолит без каких-либо признаков контактных явлений. На участке Демурсу гематит интенсивно замещается магнетитом, местами образуя сплошные магнетитовые скопления.

Таким образом, явления, характерные для контактowego скарнообразования, могут наблюдаться и без наличия какого-либо интрузивного или гипабиссального тела.

Н. Чернышев (1961) описывает из средней юры Алавердского района Армении яшмовидные кварц-гематитовые породы, приуроченные к среднеюрской вулканогенной толще, широко распространенной во всем Закавказье. Яшмовидные кварц-гематитовые образования чаще всего встречаются в горизонте так называемых «нижних порфиритов», или дебедачайской толще, где образуют разнообразные по морфологии и разных размеров тела. Например, отмечены неправильные участки, прослойки и пласти среди туфов и вулканогенных брекчий, среди туффитов и туфов, переслаивающихся с мандельштейновыми андезитовыми порфиритами, а также прожилки. Размеры последних по простирианию колеблются от нескольких сантиметров до 100 м, а мощность их изменяется от нескольких сантиметров до 5—15 м.

Под микроскопом яшмовидные породы состоят из мелких зерен кварца, халцедона, переполненных мелкими игольчатыми выделениями гематита и гидрогематита, которые равномерно пропитывают кварц-халцедоновую массу. Иногда в яшмовидных породах видны реликтовые участки подвергшихся окремнению андезитовых порфиритов и их туфов с более или менее отчетливыми контурами зерен плагиоклаза. В жилах и прожилках, а также в зонах разрывных нарушений яшмовидные породы содержат вкрапленность пирита и халькопирита и выделения кальцита — результат более поздних гидротермальных процессов.

Химический анализ показывает содержание SiO_2 64,4%; Fe_2O_3 27,1%; FeO 1%; MnO 0,09%.

Н. Чернышев правильно связывает образование яшмово-гематитовых пород с подводной вулканической деятельностью.

Железорудные месторождения Алтае-Саянской области. Весьма интересные примеры вулканогенно-осадочных железорудных месторождений Алтае-Саянской горной области приведены в сборнике «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области» (1959 г.), в котором авторским коллективом суммированы результаты многолетних работ боль-

шой армии сибирских геологов по исследованию разнотипных железных руд этого интересного края. В наиболее концентрированном виде общие взгляды изложены во второй главе этого сборника, написанной главным образом А. Калугиным (Калугин, 1959) с участием С. Зимина и др. Приводя довольно детальные характеристики железорудных месторождений Алтая: Коргонского, Верхне- и Средне-Кедровских, Холзунского и других, всегда приуроченных исключительно к кислого состава эфузивно-осадочной толще среднедевонского (эйфельского) возраста, А. Калугин высказывает соображения об их генезисе; специальная статья С. Зимина также посвящена вопросу происхождения названных месторождений. Между взглядами этих двух авторов нет принципиального различия. Они оба признают, что эти месторождения являются эфузивно-осадочными образованиями и залегают среди железистых туффитов, содержащих тонкораспыленный гематит, но концентрация в них железа низкая. Рудные же прослои фактически отличаются от железистых туффитов лишь более высоким содержанием свободного кремнезема и гематита. Они имеют слоистые текстуры, пластовую форму тел, залегают совершенно согласно с вмещающими породами и уходят на глубину более 100 м.

Тот факт, что руды наблюдаются только в тех частях разреза, которые сложены эфузивами, туфами и туффитами и отсутствуют среди нормальноосадочных пород, по С. Зимину, указывает на общность источника железа как для руд, так и для железистых туфов и туффитов и на связь обогащения всех этих пород железом с подводной вулканической деятельностью, а не с экзогенными процессами. Вместе с тем С. Зимин считает, что железные руды формировались в период затухания эксплозивной вулканической деятельности, т. е. в фумарольно-сольфатарную стадию, так как наиболее крупные скопления руд приурочены к мощным горизонтам туффитов, при отложении которых пирокластический материал поступал в ограниченном количестве. Что касается магнетита, то он появился, по мнению С. Зимина, путем перекристаллизации гематита в результате контактного воздействия внедрившихся гранитоидных интрузий.

Что магнетит образован за счет гематита, доказывает нахождение магнетита лишь в горизонтах, первично обогащенных гематитом. По мнению С. Зимина при контактном воздействии имела место миграция железа из гематитсодержащих туфов, туффитов, роговиков и руд, а также отложение их по трещинам, что приводило к образованию как мелких прожилков, так и рудных скоплений. Это подтверждается фактом образования из исходных железистых туффитов в контакте с интрузивом пород типа амфиболовых сланцев, обеленных в результате выноса из них железа.

А. Калугин, не отрицая роли эксгалаций в приносе железа, считает, что большую роль в рудоотложении, безусловно, играли процессы сноса и перемыва вулканогенных высокожелезистых

пород, при соответствующем обогащении железом отлагавшихся в морской воде осадков. На это, по его мнению, указывают обогащение гематитом (вплоть до образования железной руды) цемента конгломератов с существенно кремнистой галькой на Средне-Кедровском участке и преимущественная концентрация железа в слоистых породах.

Эти соображения А. Калугина, безусловно, заслуживают внимания, так как нельзя не учитывать огромного количества железа, которое выносится из вмещающих рудные залежи вулканогенных пород, не говоря о породах, еще дополнительно обогащенных тонкораспыленным гематитом. Но вопрос в том, выносится ли это железо при процессах субаэрального выветривания, или же экскальации и гидротермы, проходя через толщу пород и производя их интенсивное поступланическое изменение, обычно с образованием обеленных толщ, обогащаются железом, которое и служит главным сырьем для формирования гематитовых залежей в вулканогенно-осадочных толщах. Эти вопросы будут рассмотрены в конце главы.

Безусловно прав А. Калугин, считая гематитовые прожилки трещинами, по которым поднимались рудоносные экскальации или гидротермы. Более новые данные по некоторым железорудным месторождениям в палеозойских отложениях Алтай-Саянской области изложены в сборнике трудов Сибирского научно-исследовательского института, вышедшем в 1964 г.

А. Григонис (1964) описывает Малоурманское месторождение в Гурьевском районе Кемеровской области. Гематитовое рудное тело приурочено к ордовикским отложениям и залегает в зоне контакта кремнисто-глинистых сланцев и перекрывающих их эффузивов кислого и основного состава. Гематитовое рудное тело, падающее согласно под углом 60—70° вместе с вмещающими породами, по его данным, обнаруживает зональность: в верхней части рудного тела оно гематитовое, содержит барит, ниже по падению появляется обильный шамозит и уменьшается количество барита, а еще ниже переходит в залежь серного колчедана мощностью 1,5 м, залегающую в зоне пиритизации около 10 м мощности, подсеченную скважиной на глубине 62 м. Рудовмещающая толща в основном представлена песчано-глинистыми сланцами мощностью до 1 км; эффузивы в ней занимают подчиненное положение, в отличие от нижележащих кембрийских отложений, где резко преобладают эффузивы.

Эффузивы, залегающие над рудой, представлены как базальтами, так и кислыми порфирами. Последние, по мнению Григониса, образовались путем метасоматического изменения базальтов. Однако этот момент, так же, как и переход гематита по падению в пирит, требует дополнительных доказательств. Приуроченность рудной залежи к горизонту вулканических пород, наличие обломков руды в вышележащих эффузивах и гальки гематитовой руды и барита в конгломератах ордовика подтверждают мнение

автора об эксгалакционно-осадочном генезисе данной залежи. Но не исключено, что фумарольно-сольфатарная и, возможно, гидротермальная деятельность, которым обязано своим происхождением месторождение как железа, так и сульфидов, были связаны с поствулканической активностью кембрийского вулканизма.

Еще интереснее девонские железорудные залежи Алтая, которые, по данным А. Калугина и В. Иванова (1964), залегают в вулканогенно-осадочных отложениях, с преобладанием эфузивов и вулканокластов кислого, реже среднего состава. Авторы эти месторождения считают эксгалактивно-осадочными и близкими по генезису к месторождениям Верхнего Озера в США и Канаде, Ланн-Дилль в ФРГ и др. Магнетитовые месторождения Алтайской области авторы считают метаморфизованными гематитовыми залежами и как пример этого описывают Кристальное месторождение магнетита в истоках р. Ини. Здесь часть рудоносной среднедевонской толщи имеет следующий разрез (снизу вверх):

1. Альбитофиры кварцевые, фельзиты, фельзитпорфиры, туфоловы с лиофизами, туфы лейкократовые, часто грубообломочные, пачки диабазовых меланократовых туфов	более 500 м
2. Диабазы и диабазовые порфиры, их туфы, часто грубообломочные, пачки лейкократовых туфов	100 „
3. Руды магнетитовые с прослоями песчано-алевритовых туффитов	2 „
4. Туффиты и туфы чередующиеся (меланократовые диабазовые и лейкократовые альбитофирировые)	12 „
5. Альбитофиры, фельзитпорфиры, туфоловы, ленточные туфы лейкократовые	более 50 „

Согласно этому разрезу, можно сделать вывод, что между двумя кислыми фазами вулканизма эйфельского времени имело место проявление основного вулканизма; за ним последовали некоторое затишье в извержении, интенсивная поствулканическая деятельность и размыв сформировавшихся вулканогенных толщ с образованием пачек туффитов. С этой поствулканической деятельностью и связано формирование гематитовой залежи, перекристаллизованной позже в магнетит. Размыв как кислых, так и основных пород продолжается, в результате чего рудный горизонт покрывается пачкой, представленной чередованием меланократовых и лейкократовых туффитов. В основании этой пачки находятся обломки и из туффитов рудоносной пачки. Интересно, что руда в этой пачке образует три прослоя, как видно из приводимого авторами разреза (снизу вверх):

1. Туфы диабазов агломератовые, лапиллиевые, гравийные и псаммитовые, темно-серые и черно-зеленые. Обломки угловатые и полукруглые, афантитовые, миндалекаменные и порфировые	более 30 м
2. Туф-туффит ¹ псаммитовый, темно-серый	0,05 „

¹ Непонятно, что за порода.

3. Руда магнетитовая убогая, полосчатая, с тонкими прослойками алевритового туфа с пиритом	0,50 „
4. Туф-туффит гравийный и лапиллиевый, серо-зеленый до черно-зеленого	0,05 „
5. Туф-туффит псаммитовый, узловато-слоистый, серый	0,15 „
6. Руда магнетитовая, средняя, тонкополосчатая, с пиритом	0,20 „
7. Осыпь	2—5 „
8. Туф-туффит псаммитовый, узловато-слоистый, зеленовато-серый, с прослойками гравийного темно-зеленого туфа	2—5 „
9. Руда магнетитовая, богатая, тонкополосчатая, с пиритом	0,20 „
10. Туф-туффит псаммитовый, серый, узловато-ртмичнослоистый	2 „
11. Осыпи с обломками тонкополосчатой руды	5—10 „
12. Альбитофиры, фельзиты, туфолавы	более 30 „

Исходя из этого разреза, авторы устанавливают ритмичность в рудоотложении: пачки и слои 1, 2 и 3 образуют один ритм, 4, 5 и 6 — другой, 8 и 9 — третий. Каждый ритм начинается с отложения сравнительно более грубых туфов, содержащих самый бедный, тонкораспыленный магнетит, выше размеры обломков все уменьшаются и в конце ритма появляется тонкий слой магнетита. Характерно, что нижний слой последующего ритма содержит обломки подстилающего рудного прослоя.

Из этих наблюдений авторов видно, что отложение железной руды в виде гематита происходило в конце вулканической активности, давшей диабазовую свиту. При этом поствулканская деятельность и рудоотложение, по-видимому, происходили почти непрерывно; но когда в бассейн осадконакопления поступало большое количество туфового материала или продуктов размыва вулканической толщи, то рудоотложение подавлялось почти полностью; лишь к концу ритма, когда ослабевало отложение кластического материала, рудоотложение снова становилось доминирующим процессом. К концу поствулканической деятельности рудоотложение принимает наиболее интенсивный характер.

Приведенное соображение о непрерывности рудоотложения, начиная с третьего прослойка, требует подтверждения путем анализа соотношения содержания магнетита в разных слоях каждого ритма. Если эта мысль правильна, то будет установлена прямая зависимость между уменьшением размера обломков и увеличением количества магнетита с основания ритма к его концу. К сожалению, в статье нет для этого достаточных данных.

В основном те же характерные черты находим в месторождении железных руд в районе г. Зыряновска, которое, по данным В. Пономарева (1964), также расположено среди эйфельских вулканогенных отложений. Рудное тело приурочено к кварцевым порфирам с маломощными прослойками мелкообломочных туффитов и хлорит-серизитовых сланцев (лежачий бок) и грубообломочных туффитов (висячий бок). Последние содержат обломки маг-

нетит-гематитовой руды, которая может быть заимствована только из нижележащего рудного горизонта. Таким образом устанавливается, что руда образовалась до отложения пород кровли рудной залежи. Рудная залежь представляет собой согласное пластообразное тело, прослеженное на 600 м при максимальной мощности 30 м. Рудный слой по размерам содержащегося обломочного нерудного материала и по характеру руды разделяется на нижнюю — гематит-магнетитовую с псаммито-алевритовым обломочным материалом, и верхнюю — магнетитовую, где господствуют обломки псефитовой размерности. Автор указывает на отчетливо вторичный характер магнетита по отношению к тонкочешуйчатому гематиту, за счет которого он и образован.

Перекристаллизация руды с образованием магнетита связана с процессами динамотермального метаморфизма. Обломочный магнетит, характерный для осадочного процесса, по данным автора, не встречается. Развитое в вышележащих свитах полиметаллическое оруденение вкрапленно-прожилкового типа образовано безусловно позднее. В самой железной руде также встречаются вкрапленность и прожилки пирита, реже галенита, пиротина, халькопирита; при этом сульфиды отчетливо корродируют магнетит и гематит. Если учесть, что под железорудным горизонтом залегают осадочные породы, железная руда появляется лишь в связи с проявлением кислого вулканизма, сингенетичность оруденения с вмещающими слоями не вызывает сомнения, то вывод о вулканогенно-осадочном происхождении железных руд кажется вполне логичным. Здесь, по-видимому, имеется случай, аналогичный описанному выше Алтайскому месторождению.

И. Дербиков в своей обобщающей работе (1964) делает попытку сопоставить железорудные магнетитовые месторождения Алтай-Саянской провинции с месторождениями Горного и Рудного Алтая. На основе детального анализа фактического материала по Казской группе месторождений в Горной Шории он убедительно показывает, что гематитовые залежи приурочены там к кембрийским, а не к ордовикским отложениям, так как в основании ордовика в конгломератах встречена рудная галька с гематитом, магнетитом, а также с гидротермально измененными породами. Гематитовые руды залегают преимущественно среди пирокластических отложений кератофирового состава и сами содержат примесь туфового материала того же состава.

Эти руды, аналогично алтайским, формировались, по мнению автора, в поверхностных условиях осадконакопления за счет железа, выносимого при фумарольно-сольфатарной вулканической деятельности, и генетически связаны с образованием кембрийского вулканогенно-осадочного комплекса. Последний, по данным И. Дербикова, «формировался как продуктами вулканических извержений и их фумарольно-сольфатарной деятельности, так и чередующимися с ними или им сопутствующими субгипабиссальными, обычно приповерхностными интрузиями». Внедре-

ние этих гипабиссальных тел и вызвало частичную перекристаллизацию этих гематитовых руд в магнетит.

Немало интересных данных о металлогении вулканогенно-осадочных формаций находим в статьях Б. Зубкус и Е. Шнейдер (1964) и А. Кононова (1964). В первой из них охарактеризованы кембрийские вулканогенно-осадочные отложения юго-западной части Восточного Саяна и указано наличие в них железных месторождений трех типов.

1. Месторождения первого типа приурочены к спилит-диабазо-порфиритовой формации начальных стадий формирования Сисим-Казырской геосинклинали, но генетически связаны с основной интрузией, так как встречаются в контактах с интрузией или на некотором удалении от нее. По авторам, «это типичные низкотемпературные метасоматические образования, содержащие магнетит, гематит, пирит, скаполит, амфибол, хлорит, эпидот». Из краткого описания трудно представить ясную картину генезиса месторождений, но одно несомненно, что они типично вулканогенно-осадочные, позднее измененные в результате воздействия внедрившейся интрузии.

2. Второй тип, по данным авторов, представлен типичными скарновыми месторождениями, генетически связанными с интрузией гранитоидов. Странно, однако, что наиболее благоприятной вмещающей средой для локализации их также являются вулканогенно-осадочные отложения нижнего кембрия. Естественно возникает вопрос: нет ли и здесь главным образом типа вулканогенно-осадочных руд, позже измененного в результате внедрения гранитной интрузии?

3. Третий тип снова связан со спилит-диабазо-порфиритовой формацией и представлен горизонтами и линзами яшмовидных пород, кварцитов, черных сланцев, содержащих тонко распыленный гематит и магнетит. Авторы считают, что только этот тип связан с фумарольно-сольфатарной деятельностью и процессами ссадконакопления.

По мнению И. Дербикова, все эти три типа следует, по-видимому, считать вулканогенно-осадочными.

В статье А. Кононова (1964) рассмотрены особенности петрологии и металлогении центральной части Горного Алтая, где встречаются вулканогенные образования как кембрия, так и девона. В первых из них отмечается наличие или пластов кварцитов с прослойями магнетит-гематитовых руд, или же маломощные слои и линзы кремнистых пород с магнетитом и гематитом. Вмещающая толща представлена зеленокаменной спилит-порфиритовой формацией со значительной ролью кислых пород. Среди девонских вулканогенных образований кислые породы уже играют ведущую роль. В них встречаются проявления полиметаллов в виде кварцевых, карбонатно-кварцевых и барит-кварцевых жил и небольших метасоматических залежей сульфидов. В вышележащих кислых толщах полиметаллическое оруденение проявляется

слабее. Автор не высказывает определенного мнения о генезисе этих рудопроявлений, но по косвенным данным видно, что он генетически связывает их с эфузивным вулканизмом, давшим вмещающие толщи.

Наиболее новой работой по железорудным месторождениям Алтая является сводка А. Калугина, В. Пономарева и др. (1967), в которой дана обобщающая характеристика железорудных месторождений Алтая, приуроченных к вулканогенно-осадочным толщам. Эти месторождения распространены среди нижне- и среднедевонских вулканогенно-осадочных и частью неизвестного возраста метаморфических толщ в полосе длиной до 600 км и шириной до 15 км. В этой огромной полосе выделяются две отличные друг от друга зоны: 1) вне крупных зон смятия и в стороне от гранитных массивов железоносные отложения покоятся на жестком складчатом основании и представлены существенно туфовыми риолит-кератофировыми, частью андезит-дацитовыми формациями при подчиненном значении эфузивов и единичных проявлениях основных пород; руды в этой зоне имеют существенно гематитовый и магнетит-гематитовый состав; они претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев и внешне часто аналогичны железистым кварцитам докембрийских формаций;

2) в зонах интенсивного смятия, вблизи гранитных массивов и в полях гранитизации, приуроченных к мобильным структурам, в составе железоносных формаций усиливается роль эфузивов, появляются основные излияния и туфы, увеличивается доля кремнистых, глинистых, карбонатных отложений. Железные руды в этой зоне подверглись более глубокому региональному и местами контактому метаморфизму и сложены существенно или исключительно магнетитом. По минеральным ассоциациям, морфологии и геологической обстановке месторождения этих районов больше всего напоминают магнетитовые скарновые или апатит-магнетитовые месторождения Швеции.

Для железорудных залежей Алтая характерны два момента: 1) на уровне рудного горизонта и в надрудной части распространены туффиты, местами встречаются известняки и кремнисто-глинистые сланцы; выше вновь залегают туфы и эфузивы кислого, кисло-щелочного и среднего составов; этот факт определенно указывает на то, что рудоотложение происходило в периоды затишья в вулканизме; 2) в туфах подрудной части разреза очень часто наблюдаются поствулканические метасоматические и секущие жильные отложения гематита, яшмы, барита, глубокая, но неравномерная хлоритизация, карбонатизация, гидрослюдизация, серicitизация, окремнение, диккитизация пород. Эти явления безусловно подтверждают наличие интенсивной газо-гидротермальной деятельности, которая и питала в значительной мере, если не главным образом, процесс формирования железорудных месторождений в вышележащих туффито-сланцевых породах.

Авторы обоснованно считают, что гематитизация и изменение подрудных туфов связано с фумарольно-сольфатарной деятельностью. Но, по их мнению, ведущую роль в снабжении железом процесса рудоотложения играло химическое разложение пород кислыми водами вулканическими водами в условиях суши.

Не отрицая важной роли железа, выносимого при химическом разложении пород кислыми водами, в образовании железорудных месторождений в вулканогенно-осадочных толщах, вместе с тем, по нашему мнению, нельзя полностью отрицать вынос ювенильного железа, который во многих случаях играет преобладающую роль, что подтверждается наличием в подрудных слоях метасоматических и секущих жил гематита.

Сингенетичность железистых прослоев с вмещающими слоями и их образование до отложения перекрывающих пород подтверждается наличием обломков слоистой гематитовой руды в рудном горизонте.

В контакте с гранитными интрузиями железные руды интенсивно перекристаллизуются. Так, например, на Холзунском месторождении магнетитовые руды по мере удаления от гранитов сменяются, при непрерывном прослеживании по простиранию, магнетит-гематитовыми и гематитовыми рудами фации зеленых сланцев. На расстоянии 2,5 км и далее от гранитов появляются слоисто-полосчатые лепидогранобластовые серицит-кварц-гематитовые руды местами с еще уцелевшей от перекристаллизации кальциткой и микролитами гематита.

Все железорудные месторождения Алтая описанных зон залегают строго согласно со слоистостью вмещающих пород, согласно участвуют в складчатости. Несмотря на местами сильный метаморфизм и значительное перераспределение вещества с изменением структур и текстур руд, а также некоторого стирания условий залегания, согласная со слоистостью форма залежи в большинстве случаев хорошо сохранилась.

Авторы справедливо указывают на принципиальное сходство между полосчатыми рудами Алтая и железистыми кварцитами докембрийских железорудных формаций. По их мнению, наблюдющийся на Алтае переход от полосчато-слоистых гематитовых руд с текстурой джеспилитов, заключающих обильную вулканокластику, к рудам с возрастающим содержанием кремнисто-глинистого и карбонатного вещества представляет большой интерес для познания генезиса докембрийских железистых кварцитов. А факт быстрого исчезновения микроолитов в рудах Алтая в результате метаморфизма указывает на то, что в формации железистых кварцитов, испытавших интенсивный метаморфизм, солитовая структура и некоторые другие детали строения должны были уничтожаться.

О природе Дашкесанского железорудного месторождения. Приводимые выше данные И. Дербикова, А. Калугина и других наводят на мысль о необходимости пере-

смотра условий генезиса некоторых железорудных месторождений так называемого скарнового типа. Дело в том, что, как хорошо известно (Коржинский, 1955), скарнообразование обязательно требует наличия карбонатных пород (доломитов, известняков, богатых карбонатом туфов или других кластических пород). Вместе с тем известны «скарновые» месторождения в вулканогенных толщах, где карбонатные породы отсутствуют, а руда залегает среди вулканогенных пород. Как же в этом случае объяснить интенсивный метасоматоз контактируемых пород, необходимый для процесса скарнообразования? Одним из характерных представителей такого типа является Дашкесанская железорудная месторождение в Азербайджане.

Дашкесанскому железорудному месторождению посвящено немало работ, но самой последней является фундаментальная монография М. Кашкая (1965), в которой освещены геология и петрология района, минеральный состав и текстурно-структурные особенности руд, генезис месторождения и многие другие теоретические и практические важные вопросы¹.

Дашкесанская месторождение приурочено к юрским вулканогенным отложениям, стратиграфия которых следующая:

- | | |
|---|-----------|
| 1. Кварцевые порфиры и их туфы, выше сменяющиеся туфоалевролитами и кварцевыми песчаниками. Верхний байос | 100—400 м |
| 2. Агломератовые туфы с прослойями псамmitовых туфов, мощностью 130—215 м. Выше они переходят в порfirитовую свиту, состоящую из диабазов, плагиоклазовых, пироксеновых и роговообманковых порfirитов мощностью до 200 м. Выше сменяется свитой желтых туффитов с тонкими пропластками мергелей и глин, мощность свиты 30—250 м; над ними залегает горизонт титанистых магнетитовых туфопесчаников мощностью 20 м. Нижний бат | 80—200 „ |
| 3. Свита агломератовых туффитов и туфоконгломератов, местами с шаровыми лавами, содержит окатанные обломки нижележащих кварцевых порfirиров, вторичных кварцитов и других пород; выше горизонт мелкообломочных туфов и туффитов местами с вкрапленностью пирита; свита пестроцветных агломератовых туфобрекций. Верхний бат | 500 „ |
| 4. Свита тонкопереслаивающихся аргиллитов и песчаников с тонкими прослойми мергелей; на юго-восточном крыле Дашкесанской синклинали мощностью 450 м, а на северо-западном крыле, близ месторождения, резко уменьшается и потом совсем выклинивается; выше залегает свита агломератовых туффитов мощностью до 50 м. Келловей | 30—50 „ |
| 5. Свита среднеобломочных известковистых туффитов, конгломератов, гравелитов, известковистых и кремнистых туфопесчаников, в верхней части фациально переходят в известняки. Оксфорд | „ |

¹ Приводимый ниже фактический материал заимствован из работы М. Кашкая (1965).

6. Лузитанская толща известняков, содержащая в нижней части пирокластический материал, местами содержит яшмы и богатую коралловую фауну; встречаются прослои туфов и туфопесчаников, в районе южных участков месторождения известняки мраморизованы. Оксфорд — кимеридж 0—250 м
7. Свита туфов и туффитов, иногда покровы порфиритов, на значительной территории она алюнитизирована, каолинизирована, пирофиллитизирована, в нижней части, на участках месторождения, орогикована. Кимеридж 50—250 „
8. Эффузивно-экструзивные диабазы, диабазовые порфиры и порфириты, местами сопровождаются пластовыми интрузивами и эруптивными брекчиями. По возрасту они являются верхнеюрскими (кимеридж — титон), хотя М. Кашкай считает, что они захватывают и нижний мел 100—320 „

Выше залегают отложения верхнего мела, не представляющие для нас интереса. Что касается интрузивов габброидов и гранитоидов, которые М. Кашкай тоже считает нижнемеловыми, то их верхнеюрский возраст, очевидно, не должен вызывать сомнений (Дзоценидзе, 1961); в последнее время с этим согласен и Э. Шихалибейли.

Район месторождения сложен исключительно вулканогенными образованиями средней и верхней юры и лишь горизонт лузитанских известняков является представителем чисто осадочной фации. Месторождение железных руд приурочено к кимериджским отложениям, которые сильно изменены поствулканическими процессами — алюнитизацией, каолинизацией, пирофиллитизацией и, вероятно, силицификацией.

В результате силицификации и образовались, по-видимому, так называемые роговики, которые почти всегда слагают подошву и кровлю железорудной залежи.

Месторождение железной руды располагается в Дацкесанской синклинали и занимает довольно большую площадь, но эрозией и другими геологическими процессами разобщено на отдельные части, из коих наиболее естественно выделяются северная и южная части, которые в свою очередь р. Кошгарчай разделяются на западные (левобережные) и восточные (правобережные) участки.

Для северной части месторождения характерно незначительное участие в толще известняков, которые на Северо-Западном участке образуют небольшие линзы, а на Северо-Восточном отсутствуют (рис. 20). На рис. 20 ясно видна также пластовая форма залегания руды среди туфогенных пород. М. Кашкай часто указывает на пластообразную форму рудной залежи. Так, например, описывая условия залегания руд и приводя с этой целью разрез Северо-Восточного участка, он пишет: «тонкослоистые сильно метаморфизованные туфопесчаники серовато-желтые, общей мощностью 8 м с большим количеством прослоев магнетита, согласных общему напластованию пород. Прослои магнетита обычно

протягиваются на значительное расстояние по простиранию толщи, не изменяя мощности, иногда они выклиниваются. Мощность магнетитовых прослоев колеблется от нескольких миллиметров до 10—15 см, а слоев вмещающей породы — от 5—8 до 25—30 см» (Кашкай, 1965, стр. 328).

М. Кашкай не раз указывает на залегание магнетита и гематита в виде тонкого переслаивания с туфовыми или туффитовыми породами. Аналогичная картина наблюдается и на Северо-Западном участке, где, судя по разрезу (рис. 21), имеется по крайней мере два рудных пласта, залегающих согласно с вмещающими туфобрекчиями и туфами. М. Кашкай указывает, что на Северо-Западном участке сплошные магнетитовые руды с участками скарновых минералов иногда образуют в пределах рудной залежи двадцать четыре выдержаных по простиранию и мощности слоев, а иногда несколько обособленных рудных линз. По Кашкаю, кроме пластообразных и линзообразных скоплений магнетита наблюдается также густая сеть жил и прожилков сплошных магнетитовых руд, секущих роговики (1965, стр. 336). Характерно, что на конце рудной залежи развиты сплошные полосы гематита, а содержание в них магнетита резко уменьшается. Заслуживает внимания также приводимый М. Кашкаем факт некоторой зональности минерального состава руд Северо-Восточного участка по направлению от контакта с Дашкесанским интрузивом: «в непосредственной близости к контакту (скв. 12) наблюдаются пирротиновые руды, далее к югу на обширной площади представлены магнетитовые руды, а в еще большем удалении от кон-

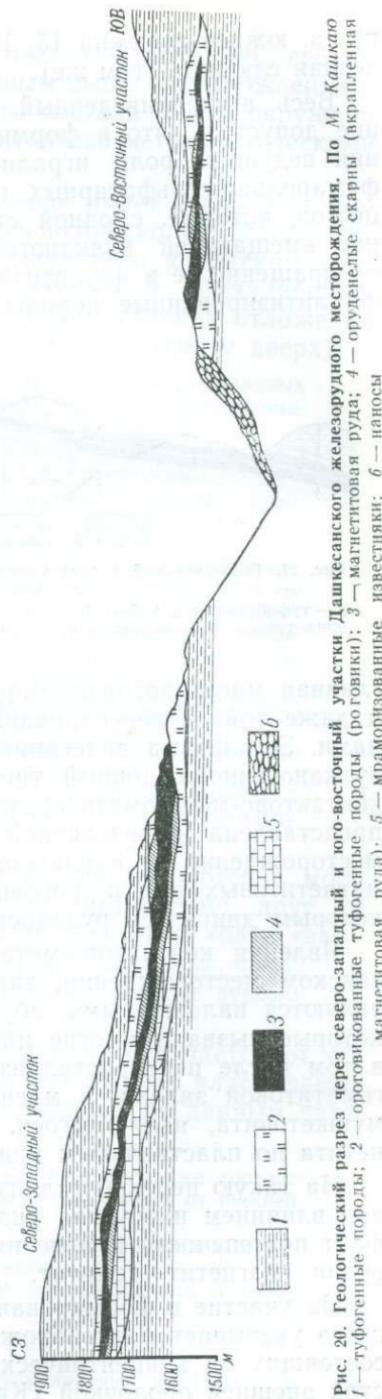


Рис. 20. Геологический разрез через северо-западный и юго-восточный участки Дашкесанского железорудного месторождения. По М. Кашкаю
1 — туфогенные породы; 2 — ортоизократические туфогенные породы (ро-говники); 3 — магнетитовая руда; 4 — оруденельные скарны (вкрашенная магнетитовая руда); 5 — мраморизованные известняки; 6 — наносы

такта, южнее скважин 15, 18, 23, среди скарнов проявляется железная слюдка» (там же).

Весь вышеприведенный фактический материал дает основание допустить, что в формировании Дашкесанского месторождения ведущую роль играли поствулканические агенты в виде фумарольно-сольфатарных и, возможно, гидротермальных процессов, которые, с одной стороны, вызвали интенсивное изменение вмещающей вулканогенно-осадочной толщи кимериджа и превращение ее в алунитизированные, каолинизированные, пирофиллитизированные породы, а с другой — накопление железа,

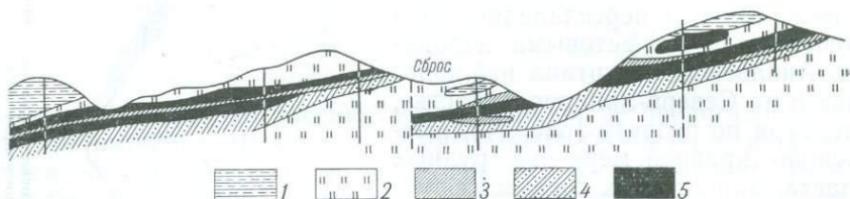


Рис. 21. Геологический разрез Северо-Западного участка Дашкесанского месторождения. По М. Кашкаю

1 — туфобрекции и туфы; 2 — роговики; 3 — скарны эпидот-пироксеновые и лироксен-эпидотовые; 4 — скарны эпидот-гранатовые с магнетитом; 5 — магнетитовая руда

главная масса которого образует нормальную пластовую залежь и даже тонкое переслаивание с вмещающими туфовыми породами. Эта форма залегания, в первую очередь, и указывает на вулканогенно-осадочный тип месторождения, так как в случае kontaktово-метасоматического генезиса главная залежь была бы представлена определенной зоной вокруг интрузива, чего на месторождении не наблюдается. Наличие густой сети прожилков магнетитовых руд в роговиках указывает, вероятно, пути, по которым двигались рудоносные агенты.

Явления kontaktово-метасоматических изменений на Дашкесанском месторождении, так детально описанные М. Кашкаем, являются наложенным, обусловленным внедрением интрузивов, которые вызвали многие интенсивные изменения пород и руд, в том числе перекристаллизацию значительной части первично гематитовой залежи в магнетит. Это подтверждается обилием мушкетовита, являющегося, как известно, псевдоморфозой магнетита по пластинчатым кристаллам гематита.

На такую перекристаллизацию и переход гематита в магнетит под влиянием интрузива указывает и приводимый М. Кашкаем факт постепенного изменения руды от контакта в виде ряда пирротин—магнетит—гематит.

На участие в формировании месторождения и осадочного процесса указывает факт нахождения хорошо образованных оолитов, состоящих из концентрических слоев маггемита с тонковолокнистой внешней оболочкой (Кашкай, 1965, стр. 417).

Таким образом, Дашкесанское месторождение по своему характеру в общем аналогично описанным выше месторождениям. Своебразие и сложность минерального состава руд и окружающих пород вызваны наложенными контактово-метасоматическими процессами.

Вероятно, Дашкесанское месторождение имеет такой же генезис, как и Алабашлинское, которое расположено на северо-восточном склоне Нузгерского плато и приурочено к батским вулканогенно-осадочным отложениям. По данным Э. Шихалибейли, Г. Корнева и Э. Байрамбейли (1955), разрез батских отложений в районе месторождения имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Свита плагиоклазовых, кварцевых и афировых (брекчииевидных и мандельштейновых) порфиритов, туфобрекций, туфоконгломератов и туфов.
2. Свиты слабо гематитизированных, окварцованных, серicitизированных и хлоритизированных туфов и туфобрекций.
3. Эпидотизированные, ожелезненные туфоконгломераты, туфобрекции и туфы.
4. Плагиоклазовые порфириты, туфобрекции и туфы.
5. Хлоритизированные рассланцованые туфы и туфобрекции, иногда слабо гематитизированы, местами окваркованы; этот горизонт всюду образует подошву нижней рудносной толщи.
6. Нижняя рудносная толща, состоящая из четырех горизонтов:
 - а) слабо гематитизированные, хлоритизированные и эпидотизированные туфобрекции, туфы и туфоконгломераты,
 - б) рудный горизонт кварц-гематитовых и серicit-гематитовых туфов,
 - в) надрудный горизонт серicitизированных, иногда слабо гематитизированных фельзитовых туфов,
 - г) горизонт слабо гематитизированных, хлоритизированных и эпидотизированных туфобрекций, туфов и конгломератов, аналогичных горизонту «а».

Все эти горизонты по простианию быстро меняются в мощности, вплоть до полного выклинивания, независимо друг от друга; совместно всюду встречаются лишь горизонты «б» и «в».

7. Хлоритизированные рассланцованые туфы, туфобрекции и туфоконгломераты; горизонт вполне аналогичен подошве рудного пласта (т. е. горизонту 5).

Фактически горизонт «а» рудной толщи не отличается от подошвы, а горизонт «г» — от кровли, так что рудный пласт фактически состоит из горизонтов «б» и «в», которые, по данным авторов, встречаются всегда вместе.

8. Выше идет верхняя рудносная толща, которая также состоит из тех же четырех горизонтов и ничем не отличается от нижней рудносной толщи.
9. Хлоритизированные, рассланцованые туфы, туфобрекции и туфоконгломераты, аналогичные горизонтам 5 и 7.
10. Эпидотизированные туфоконгломераты плагиоклазовых и кварцевых порфиритов.
11. Мелкобрекчииевидные туфы и туфобрекции, слабо гематитизированные и хлоритизированные.
12. Эпидотизированные плагиоклазовые и кварцевые порфириты и туфоконгломераты.

Вся мощность батской вулканогенной толщи, по М. Кашкаю (1965), 200—250 м; к сожалению, ни Кашкай, ни авторы разреза не указывают мощность отдельных горизонтов. По существу, в этом разрезе, начиная с пятого горизонта и кончая девятым, имеется рудоносная толща рассланцеванных, хлоритизированных

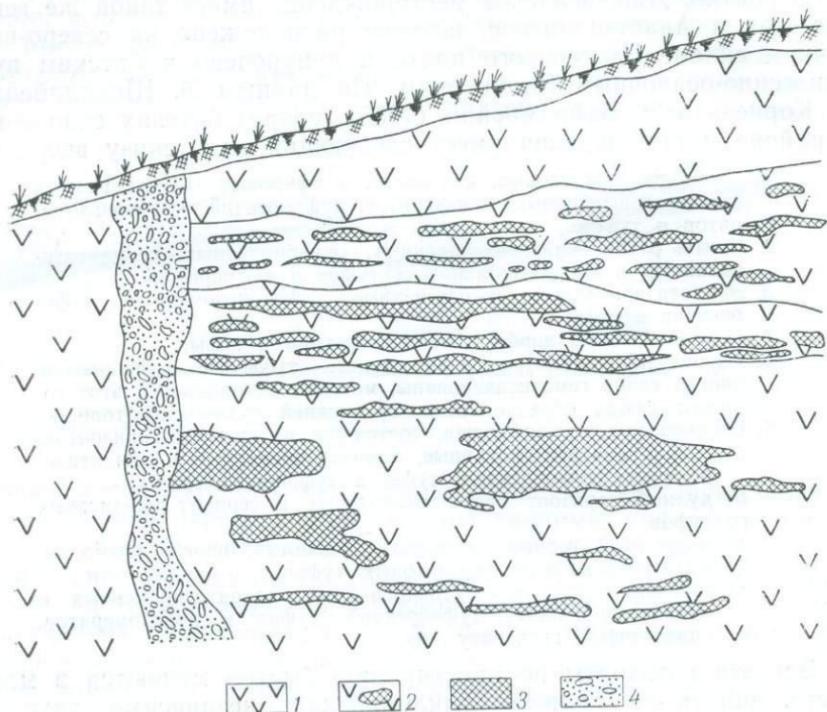


Рис. 22. Зарисовка обнажения с гематитовой рудой полосчатой структуры на Алабашлинском месторождении. По М. Кашкаю, 1965

1 — слабо оруденельные туфы; 2 — туфы в различной степени оруденелые с гематитом; 3 — гнезда сплошного гематита; 4 — зона мелкораздробленных туфов

туфов, туфобрекций и туфоконгломератов, среди которых и залегают два рудных горизонта: нижний и верхний, представленные в той или иной степени гематитизированными, окварцованными, хлоритизированными туфами. О характере оруденения дает представление рис. 22, на котором хорошо видна полосчатая текстура гематитизированных туфов.

Почти во всех вулканогенно-осадочных месторождениях железа и сульфидов наблюдается размыт рудной залежи и обломки последней в кровле рудного пласта. Естественно было бы ожидать в Алабашлинском и Дацкесанском месторождениях в кровле обломки таких оруденелых пород. В работе М. Кашкай не содержится прямых указаний на это, но приводимый им рисун-

нок (рис. 23) указывает на такого рода размывы, в результате чего угловатый обломок слабо оруденелого туфа содержится в туфах кровли рудной залежи. На наличие размыва рудной залежи указывает и приводимый им факт о том, что «в различных туфоконгломератах, вмещающих рудные пласти, устанавливается влияние рудоносных растворов, выразившееся в гематитизации как основной массы туфов, так и содержащихся в ней обломков пород и микрообломков различного состава» (Кашкай, 1965,

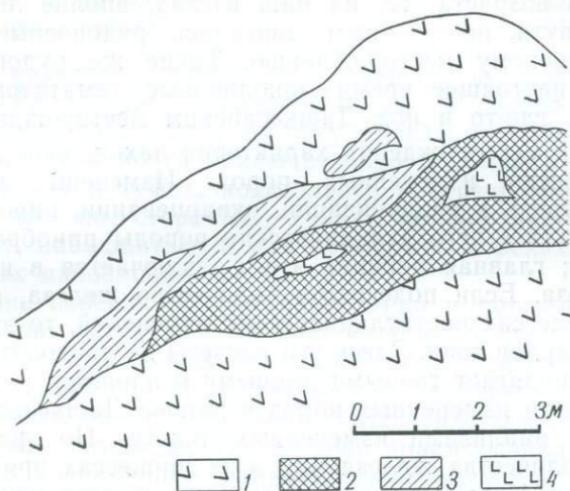


Рис. 23. Зарисовка обнажений рудной залежи на Алабашлинском месторождении. По М. Кашкаю, 1965
 1 — туфы; 2 — рудная залежь; 3 — слабо оруденелые туфы; 4 — включения плотных пород

стр. 618). Очевидно хотя бы часть (если не все) этих галек является рудной галькой, возможно дополнительно измененной последующими гидротермальными процессами.

Нахождение таких обломков оруденелых пород в кровле рудной залежи возможно и в Дашкесане; некоторые «брекчевые руды» и «брекчиивидные руды», описанные М. Кашкаем из скважин и обнажений, может быть частично окажутся брекчиями размыва.

Таким образом, месторождения Дашкесан и Алабашлинское принадлежат к гематитовым залежам одного и того же вулканогенно-осадочного типа. Разница между ними заключается лишь в следующем: 1) Алабашлинское месторождение приурочено к батским вулканическим образованиям, а Дашкесанское — к кимериджским, но обе эти толщи принадлежат одному вулканическому циклу юрской эвгеосинклинали Малого Кавказа; 2) Дашкесанское месторождение позже, вероятно в конце верхней юры, подверглось контактовому воздействию внедрившихся интрузивов, в результате чего гематит в значительной части перекристал-

лизован в магнетит и хорошо проявлены процессы скарнообразования; вероятно с этим же связано и сульфидное оруденение, являющееся явно более поздним, чем железорудное; Алабашлинское месторождение избежало этой судьбы и осталось гематитовым, без явлений скарнообразования.

Что касается Чардахлинского и Атабекского проявлений гематитовых руд в виде жил и прожилков мощностью от нескольких сантиметров до 1 м (Кашкай, 1965) в кварцевых порфирах верхнебайосского возраста, то, на наш взгляд, вполне логично считать их за пути, по которым двигались рудоносные растворы к Алабашлинскому месторождению. Такие же рудоподводящие трещины, в настоящее время заполненные гематитом, должны существовать где-то и под Дашкесанским месторождением.

Для обоих месторождений характерно нахождение их в толще поствулканически измененных пород. Изменение выражается в первую очередь в каолинизации, окварцевании, пирофиллитизации, в результате чего вулканические породы приобретают светлую окраску; главная причина этого заключается в интенсивном выносе железа. Если подсчитать количество железа, выносимого при этих процессах поствулканических изменений, то это составит много миллиардов тонн. Здесь эти расчеты не приводятся, так как автор не располагает точными данными о площади распространения и мощности измененных пород в районе Дашкесана, а также химическими анализами измененных пород. Но факт выноса огромного количества железа при этих процессах вряд ли вызывает сомнения. Нельзя не учитывать этого железа при выяснении источников металла для формирования железорудного месторождения Дашкесана, так же, как и других аналогичных залежей. Железо, выщелоченное из вулканических пород, по-видимому, и образует главную массу рудной залежи, хотя участие ювелирного железа полностью исключить нет основания.

Из приведенного выше фактического материала видно, что многие гематитовые залежи разных возрастов приурочены к вулканогенно-осадочным толщам и генетически связаны с теми же процессами соответствующего вулканизма, которые обусловили образование самих вулканогенных пород.

По мнению Н. Страхова (1963), условия вулканогенного рудогенеза в гумидных и аридных областях заметно отличаются друг от друга. Главная масса железа, алюминия и марганца, выносимого водозными гидротермами, мобилизована в пределах вулканических построек за счет выщелачивания слагающих их лав, пирокластов и вулканокластов. Кислые гидротермы, двигаясь снизу вверх, отлагают часть переносимых веществ на путях движения. Другую часть гидротермы выносят на поверхность и, образуя здесь ручьи и речки, переносят эти растворенные вещества в озера или моря, где они и отлагаются, образуя иногда рудные скопления. При этом выделение веществ из кислых гидротерм

происходит по мере постепенного подщелачивания их путем смешения с обычными водами. Компоненты начинают выделяться при следующих значениях pH:

двуокись титана	при pH 1
окисное железо	„ pH 2—3
гидрат окиси алюминия	
из сульфатных растворов	„ pH 4,1
из хлоридных растворов	„ pH 6,5
закисное железо	„ pH 5,5
гидраты Cu, Rb, Ni, Co	„ pH 5,4—6,8
гидрат окиси марганца	„ pH 8,5—8,8

Железо является одним из главных компонентов среди веществ, мобилизованных гидротермами, и содержится в них в значительном количестве, поэтому иногда оно образует значительные скопления почти исключительно в самих вулканогенных породах — лавах и туфах, подстилаясь и перекрываясь, а также замещаясь ими по сторонам. Такая же картина должна, по Н. Страхову, наблюдаться и для прибрежно-морских вулканогенно-осадочных накоплений.

Для возникновения рудных накоплений в морской воде необходимо наличие побережья лагунно-островного типа со спокойной водой и западинами между островами, чего в современных геологических условиях, по Н. Страхову, не наблюдается. Вряд ли можно говорить об этом в такой категорической форме. Дело в том, что мы далеко не так хорошо знаем осадки прибрежно-морских зон современных вулканических областей, чтобы говорить об отсутствии среди них участков с рудными накоплениями железа. Также нельзя считать окончательно доказанным, что накопления железа должны быть обязательно подчинены исключительно вулканогенным породам. Они нередко могут встретиться в озерных отложениях на некотором удалении от вулканических очагов, где материал исключительно или преимущественно терригенный. Такая же картина может наблюдаться и в прибрежно-морских областях, где вулканический материал не всегда является ведущим и даже играет незначительную роль. Но это все пока лишь предположения, которые в дальнейшем следует доказать фактическими данными.

По Н. Страхову, в аридных областях наземного вулканизма принципиальная возможность накопления железа та же, что и в гумидных. Но ввиду ограниченной возможности образования вадозных гидротерм, масштабы мобилизации веществ соответственно резко сокращены.

При подводном вулканизме, как считает Н. Страхов, гидротермы, высачивающиеся в море из подводных вулканогенных накоплений, были генетически не похожи на вадозные гидротермы наземного вулканизма, а представляли собой ювенильные воды, поднимающиеся с больших глубин. Но возникает естественный вопрос, почему ювенильные глубинные воды не могли играть

такую же роль при наземном вулканизме хотя бы в аридных областях, при отсутствии водозных вод? Ведь условия зарождения гидротерм на глубинах вулканических очагов при наземном или подводном вулканизме должны быть одинаковыми, и гидротермы в одинаковой степени могли быть обогащены железом магматического происхождения.

Насколько подтверждают возможность такого генезиса железных руд наблюдения над современным вулканизмом? Что железо присутствует в вулканических экскальяциях в виде FeCl_3 , это давно известно. Не вызывает также сомнения превращение FeCl_3 при взаимодействии с водой в Fe_2O_3 и выделение в виде гематита. Тиррель указывает, что инкрustации вокруг фумарол в долине «Десять тысяч дымов» на Аляске содержат соединения свинца, цинка, меди, олова, а также обильные окислы железа. На возможную интенсивность этого процесса указывает тот факт, что в 1817 г. в одной из трещин Везувия в течение десяти дней экскальяции отложили массу гематита мощностью около 1 м.

Другим источником железа являются гидротермы, выщелачивающие железо из лав и туфов. К. Зеленов указывает, что «в кальдере вулкана Богдан Хмельницкий, благодаря деятельности группы источников с pH около 3 и общим дебитом около 60 л/сек, на сравнительно небольшой площади образовалось железорудное месторождение, запасы которого каждые сутки увеличиваются примерно на 1 т свежевыпавшего лимонита. Такой же процесс накопления лимонита идет на склонах вулкана Берутарубе, в русле р. Лесной, собирающей кислые воды вулкана Менделеева, и во многих других местах вулканической области Камчатско-Курильской дуги. Там, где гидротермы и образованные ими ручьи собираются в более крупные горные потоки, часть лимонита, выпавшего из раствора, выносится в море в виде тонкодисперсной звезды. Если в море выпадает термальный поток с pH меньше 2, то железо выносится в растворенном состоянии» (1961, стр. 125). По данным К. Зеленова, только р. Юрьева при дебите 1,8 м³/сек и pH 1,72 ежесуточно выносит в Охотское море более 65 т алюминия и 35 т железа.

Нет сомнения, что аналогичный процесс выноса железа из лав и пирокластолов морской водой, нагретой в результате извержений, происходит и под водой. Этот процесс, ввиду более тесного и обильного соприкосновения воды с вулканическим материалом, под водой происходит, возможно, интенсивнее, чем на суше. В этом отношении было бы интересно проверить содержание железа в породах, вмещающих вулканогенно-осадочные месторождения железа.

Образование железистых пленок на минералах, а также железо-марганцевых микроконкремций связано, как уже говорилось выше, с подводным разложением вулканического пепла, но, к сожалению, пока этот вопрос изучен далеко недостаточно.

Г. Соколов (1967), известный специалист по железорудным месторождениям, перечисляя железорудные формации и подформации, также выделяет формации, связанные с вулканизмом. В частности, он называет магнетитовую и (или) железноблесковую формацию среди вулканогенных или терригенно-карбонатных отложений в удалении от активных интрузивов. При этом он указывает, что эта формация встречается в складчатых областях, но специфика условий локализации выявлена слабо.

Кроме того, Г. Соколов среди морских осадочных формаций отмечает «гематитовую, гематит-магнетитовую и хлорит-гематитовую в морских осадочных комплексах» и разделяет их на две подформации: 1) в терригенно-карбонатных отложениях, приуроченных к складчатым областям и сформированных за счет коры выветривания; 2) в эффузивно-осадочных отложениях тоже складчатых областей, однако и здесь специфика условий локализации изучена недостаточно.

Из этих кратких высказываний Г. Соколова не видно, что он отводит сколько-нибудь значительную роль вулканизму в происхождении некоторых железных руд, приуроченных к вулканогенным толщам геосинклиналей. Так же автор относится и к железистым кварцитам, приуроченным к докембрийским, синийско-нижнекембрийским осадочно-метаморфическим комплексам с подчиненными метавулканитами основного состава.

4.

СУЛЬФИДЫ ЖЕЛЕЗА И ДРУГИХ МЕТАЛЛОВ

Кроме окислов, железо встречается и в виде сульфидов в вулканогенно-осадочных формациях, где нередко образует мощные залежи. Образование сульфидов, как отмечает Н. Страхов, обусловлено выделением из вулканических очагов большого количества серы. Эти залежи вероятнее всего состоят из пирита, в отличие от нормально осадочных сульфидов железа, где ведущим чаше является марказит.

Для того чтобы правильно понять многообразие условий формирования вулканогенно-осадочных сульфидных месторождений, приведем характеристику некоторых из них.

Зарубежные месторождения

Из многочисленных вулканогенно-осадочных месторождений пирита наиболее характерными являются всемирно известные залежи меденоносных пиритов Рио-Тинто в провинции Хuelva, в Испании.

По данным А. Кинкеля (Kinkel, 1962), рудные месторождения Юго-Западной Испании и Юго-Восточной Португалии лежат в поясе западного простирания длиной более 100 км, протягиваясь

от месторождения Кастилло де лас Гвардас в испанской провинции Севиля к западу до месторождения Сан Доминго в Португалии. Месторождения представлены линзообразными и слоеподобными массивными пиритными залежами, собранными в кулисообразные группы.

Характерно, что геологические условия всех месторождений на протяжении 100 км одинаковые. Все они залегают в одном и том же стратиграфическом горизонте — зоне разных типов риолитовых пирокластических пород и линз черных углистых сланцев, между мощными покрывающими сланцами и подстилающими риолитовыми потоками. Рудные месторождения залегают согласно со слоистостью вмещающих пород. Наблюдаемое кое-где пересечение рудой вмещающих пород является результатом движения вдоль контакта во время складчатости.

Рудные тела представлены простыми линзами или очень большими массами, которые выклиниваются и раздуваются, или состоят из многих ступенчатых линз. Рассеянная пирит-халькопиритовая руда в риолите встречается вдоль зальбандов некоторых тел массивных сульфидов. Крупнейшее рудное тело находится у Рио-Тинто, где оно имеет длину более 3000 м при максимальной мощности 250 м и глубине более 400 м. Большинство рудных тел других месторождений протягивается на 300—700 м при мощности 50—150 м.

Линзовидные или слоистые рудные тела медью содержащего пирита состоят из очень тонкозернистого массивного пирита. Первичная руда обычно содержит от 0,5 до 1,5% меди, немного золота и серебра и спорадически распространенный цинк и свинец. Качество руды меняется от месторождения к месторождению, но эти изменения не больше, чем в пределах наблюдаемых в отдельных месторождениях.

Почти все контакты массивной руды, за редкими местными исключениями, резкие; местами руда расположена на контакте с боковой породой, в которой нет видимой минерализации. Между рудой и боковой породой часто имеется зальбандная глина мощностью от нескольких миллиметров до многих сантиметров.

Полосчатая руда встречается в немногих местах в массивных сульфидах, а также вдоль некоторых контактов. Слои отделяются друг от друга тонкими прослойками рассеянного хлорита или серицита и характеризуются повышенным содержанием кварца, размерами зерен сульфидов, в немногих участках разными сульфидными минералами.

Местами в руде, чаще по краям, встречаются тонкие слои неминерализованного сланца и туфа, они имеют резкие очертания, слоистость их параллельна боковой породе.

О происхождении рудных тел Хуэльва существует много различных предположений: считают, что они образовались путем замещения вдоль контактов структурно или литологически контролируемых зон; при интрузии расплавленных сульфидов; концентра-

ции гидросульфидных растворов, органически-сингенетическом и вулканогенно-сингенетическом осаждении. Однако ни одно из них до сих пор не доказано.

Рассмотрев критически все вышеизложенные способы образования залежей пирита, А. Кинкел пришел к выводу о формировании Хуэльской группы пиритовых месторождений путем комбинации нескольких процессов. Многие авторы (Клокман, Офтедал, Датш) считали, что вулканические эманации были первичными источниками хуэльских пиритовых тел. Предлагаемый Кинкелем механизм формирования хуэльских залежей аналогичен описанному Каллис и Едж для массивных пиритовых залежей Кипра; Краумом, Далгруном, Рамдором и Уайлком — для Раммельсберга; Горикошим — для некоторых японских массивных месторождений; Гудвином — для месторождения в области Мичипикотен (Онтарио) и Сантоном — для многих массивных сульфидных месторождений.

Этот процесс, по Кинкелю, проходил следующим образом.

В конце активной вулканической деятельности и вслед за ней, когда органические илы уже были локально сформированы на ранней стадии морской седиментации, в пирокластической зоне в верхнюю часть вулканической пачки местами проникали вулканические эманации, которые отлагали сульфиды железа вблизи активных вулканических каналов. Наличие грубого пирокластического материала вблизи рудных тел свидетельствует о близости к жерлам. Переслаивание сланца и пирокластических пород указывает на подводный характер вулканической деятельности, а нахождение линз углистого сланца — на восстановительные (местами) условия в бассейне. Рудные тела могли формироваться или при выпадении черного сульфида, или путем замещения слоев неуплотненных пирокластических пород. Материал следует считать принесенным из локализованного вулканического источника не только потому, что многие металлические элементы представлены во всех месторождениях, но и из-за размера, частоты и изолированного нахождения рудных тел. Только этот процесс может объяснить широкое распространение руды в одном горизонте — в горизонте, меняющемся от условий частично подводного вулканизма к условиям морской седиментации, и факт согласного со слоистостью залегания рудных тел.

Образованные таким путем месторождения были погребены под нижнекарбоновыми и более молодыми сланцами тысячефутовой мощности, затем подвергнуты складчатости и интрузированы герцинскими гранитами. Брекчии трения и катакластические зоны в руде указывают на образование трещин в течение раннего периода складчатости, за которым последовало залечивание трещин и второй период интенсивного трещинообразования, когда халькопирит проникал в трещины в пирите в связи с возрастанием давления и температуры. Во время метаморфизма произошла, вероятно, некоторая перекристаллизация массивного сульфида, и

материал мог бы мигрировать в трещины боковых пород, формируя прожилки и рассеянную руду, которая содержит заметно больше меди и кварца, чем массивный пирит Рио-Тинто. Текстуры, структуры и минеральные ассоциации в массивной руде могут только частично нести черты, характерные для первично осажденной руды.

Виллиамс Давид (David, 1962) придерживается того же мнения, что и Кинкель, относительно экскоглятивно-осадочного происхождения колчеданных руд Рио-Тинто. Раньше он считал, что порфиры Рио-Тинто являются интрузивными телами, с которыми генетически связано колчеданное оруденение, но после неоднократных посещений Рио-Тинто он убедился, что «порфиры» состоят из риолитовых лав и пирокластических пород, образованных до складчатости. Локализация колчеданного оруденения в пирокластической части свиты заставляет его прийти к выводу о генетической связи между вулканизмом и рудообразованием, которое имеет, по-видимому, экскоглятивно-осадочный характер.

По мнению Кинкеля, бесспорными примерами пиритовых месторождений, связанных с вулканизмом, являются: серные и пиритовые тела, которые приурочены к плейстоценовым и современным туфам в большом кальдерном бассейне в Японии, и твердые линзы черного тонкозернистого сульфида железа, и большие массы пирита и марказита в плейстоценовых и современных туфах на о. Тайвань. Месторождения эти по размеру и очертаниям сравнимы со средней размерности месторождениями Хуэльской области. Хотя эти месторождения формировались вулканогенными эманациями на поверхности или вблизи земной поверхности, морская обстановка, по-видимому, является более благоприятной. С другой стороны, слои массивного пирита в неметаморфизованных сланцах Шахабадской области (Бихар, Индия) формировались, очевидно, как осадочные в отсутствии вулканических эманаций, но они не содержат меди или малых элементов, характерных для месторождений вулканического генезиса.

А. Кинкель приходит к выводу, что массивные пиритовые месторождения на Филиппинах, в Японии, на Аляске, в Калифорнии (Шаста Коунти и Западный пояс), большинство месторождений Канады и Скандинавии и многие месторождения Центральной Европы, Кипра, Турции и Урала являются очень сходными или идентичными по минеральному составу, морфологии и геологической обстановке. Почти все они приурочены к натриевым фельзитическим или мафическим вулканическим породам с большим количеством пирокластического материала и ассоциируются с эвгесинклинальными осадками; некоторые сопровождаются также радиоляриевыми кремнями, угленосными осадками или железистыми, а некоторые — марганценосными месторождениями. Многие месторождения в метаморфизованных породах являются, видимо, измененными месторождениями этого же типа. Это замечательное сходство указывает на общность происхождения и почти

универсальность ассоциации пирокластических пород и массивных пиритовых месторождений; все это вместе с очевидным фактом, что такой тип месторождений формируется в настоящее время у вулканических каналов, показывает генетические отношения между вулканализмом и месторождениями массивного пирита. Данные, полученные по области Хуельва, строго соответствуют данной гипотезе.

В одной из работ, опубликованной за последние годы, Кинкель (Kinkel, 1966) дал общий обзор наиболее известных зарубежных сульфидных залежей, приуроченных к вулканическим формациям и генетически связанных с эфузивным вулканализмом. Он приводит краткую характеристику месторождений массивного пирита на Кипре и в Калифорнии, приуроченных к древним отложениям, а также пиритовых залежей Японии и о. Тайвань, где рудообразование происходит почти на глазах исследователя.

Кипрские месторождения массивных медистых пиритов приурочены к базальтовым подушечным лавам, среди которых присутствует немного пирокластического материала и межподушечной яшмы. Рудные тела залегают у вершины мощного подводного вулканического конуса недеформированных доверхнетриасовых потоков и силлов. Они перекрыты неоруденелыми мергелями или кремнистыми сланцами, известковистыми осадками и известняками позднетриасового возраста. Руда, по-видимому, образовалась путем замещения поверхностных или близповерхностных лав до их перекрытия вышележащими осадками. Контакт последних с вулканической толщей местами эрозионно-несогласный. Мелкие тела высококарбонатных сланцев и умбры обычны непосредственно над вулканическими породами, выполняя в них впадины на эродированной поверхности; в меньшем количестве встречаются и между более ранними покровами. Умбра компактная, темно-коричневая и состоит из смеси гидроокислов железа, марганца и глины; содержит также желваки яшмы и местами выше переходит в черный сланец. Там, где массивный пирит представлен, умбра лежит непосредственно на нем, но встречается и в удалении от него. В месторождении Мавровуни окружные валуны массивного пирита несколько сантиметров в диаметре встречаются в хорошо стратифицированной умбре, указывая на возможность образования умбры путем размыва железной шляпы массивных сульфидов. Местами выше умбра переходит в радиоляриевый сланец около 10 м мощностью, который в свою очередь перекрыт красными, зелеными и серыми мергелями с прослойями известняков. Марганцовистые кремни и сланцы встречаются локально вместе с марганцовистыми желваками.

По мнению Л. Беара (Bear, 1960), умбра формировалась в лагунном бассейне за счет приносимых с зоны выветривания растворов, богатых железом.

Нам кажется, что в образовании залежи умбры играло роль не только и, может быть, не столько, выветривание сульфидной

залежи и пиритизированных пород, сколько разрушение пород под действием кислых гидротерм с выносом большого количества железа и алюминия, как это показал для Камчатки Н. Зеленов (1961).

Умбра Кипрской залежи интересна тем, что она подтверждает не только формирование сульфидной залежи до отложения перекрывающих осадков, но и интенсивное выветривание и размыв как руды, так и вмещающих пород. В результате этого в основании вышележащей свиты находятся как обломки железной шляпы, так и свежих сульфидов.

После образования главного вулканического конуса вулканская активность заметно ослабевает и проявляется в внедрении нескольких даек, секущих как лавы, так и рудные тела, а также в наличии в перекрывающих отложениях многих тонких слоев бентонитового пепла.

Массивная руда имеет полосчатую структуру; локально в ней встречаются реликты подушечной структуры, а местами сульфиды замещают только промежуточное (между шарами) вещество.

Однако Кинкель приводит устное сообщение Каллахана, который указывает что коллоидные и гелевые текстуры обычны в массивной руде и что некоторые округлые структуры имеют коллоидное происхождение. Он также описывает одно резко очерченное тело массивного пирита, которое, очевидно, было погружено в черный ил, что в условиях отсутствия деформации слоев указывает на отложение сульфида в слое мягкого, незатвердевшего осадка.

Граница между рудой и перекрывающим мергелем ясная, но между рудой и вмещающей лавой менее резкая, так как массивная руда переходит на периферии в рассеянную вкрапленность сульфидов, интенсивность которой постепенно уменьшается. Поэтому Каллис и Едж, как пишет Кинкел, предполагают, что под массивной рудой может быть имеется более или менее вертикальная оруденелая зона, которая, вероятно, соответствует каналу или каналам, по которым подымались рудоносные растворы.

Они, так же как Р. Хатчинсон (Hutchinson, 1965) и Л. Беар (Bear, 1960), приходят к выводу, что сульфиды формировались во время заключительных фаз предверхнетриасового вулканизма, когда наиболее интенсивно проявились сольфатарная и фумарольная деятельность. Последние вызвали образование сульфидов на поверхности или около поверхности в самых верхних частях вулканической трубки. Этими же процессами вызвано интенсивное пропилитовое изменение вмещающих пород вокруг руд, где лава местами превращена в хлорит и глину.

Таким образом, в Кипрском месторождении массивных сульфидов хорошо видна ведущая роль сольфатарно-фумарольного приноса рудного вещества, но не совсем ясно, что играло главную роль в формировании месторождения — метасоматическое замещение вмещающих пород или выпадение коллоидного материала

в осадках. Факт, что оба эти процесса имели место. Вероятно, ведущим все-таки являлось выпадение коллоидного сульфида на дне моря. В противном случае трудно объяснить, куда девались вещества (и в первую очередь глиноzem), освобожденные из вулканических пород в процессе метасоматоза.

В медно-цинковой области Западного Шаста, в Калифорнии, медистые массивные пиритовые месторождения находятся в верхней части мощной девонской подводной толщи кислых вулканических пород, представленных чередованием лав и пирокластов. Они перекрыты неоруденелыми кремнистыми и глинистыми сланцами и известняками. Изучение руды в открытых карьерах Железной Горы и микроскопическое исследование образцов руд из большинства шахт показали, что руды испытали складчатость вместе с вмещающими породами. Несколько месторождений здесь, как и в Рио-Тинто, приурочены почти к одному и тому же стратиграфическому горизонту и были образованы в заключительной стадии вулканизма.

В Японии и на о. Тайвань крупные месторождения серы и сульфидов очень обычны; возраст их от среднетретичного до современного. Формировались они на суше, или в кратерных озерах, в подповерхностных или околоверхностных условиях и в большинстве случаев не подвергались никакому влиянию позднейших геологических процессов.

Многие месторождения серы и сульфидов Японии описал Чидестер (по Кинкелю); возраст их от плейстоценового до современного. По его данным, осадочные серносульфидные месторождения в кратерных озерах содержат черный сульфид железа (тонкозернистый марказит и пирит) в опализованных туфах. Импрегнационные и метасоматические месторождения встречаются как эллипсоидальные тела вдоль зон скальвания в андезите, туфе и брекчии. Они сопровождаются опалом, баритом и алунитом и подчиненными мышьяком и селеном.

Из многих известных в Японии серно-пиритовых месторождений типичными являются две крупнейшие шахты: Мацуо и Горобецу. Это близповерхностные месторождения, залегающие почти согласно в андезитовых потоках и пирокластах. Всего насчитывается пять или шесть периодов извержений в плейстоценовое время. Каждый из них начинается кислыми (фельзическими) андезитами и пирокластами и заканчивается мафической лавой. Сера и сульфиды отлагались в каждом цикле. Состав руд колеблется от почти чистой серы, через смесь серы и пепла с сульфидом железа, до крупных скоплений твердого сульфида железа (черный сульфид железа, пирит и марказит). Некоторые сульфидные руды полосчатые, часто встречается и крупноконцентрическая структура. В месторождении Мацуо три горизонтально ступенчатых рудных тела имеют размеры $1200 \times 800 \times 75$, $1300 \times 300 \times 40$ и $120 \times 600 \times 40$ м. В крупнейшем из них нижняя часть богата свободной серой, а количество пирита и марказита

взрастают кверху; зато в верхней части свободная сера очень редка.

Черный сульфид железа характерен для всех типов руд. Но в некоторых местах массивная, плотная руда из черного сульфида постепенно переходит в тела, сложенные из желтого металлического сульфида железа, показывая, что первичной рудой был черный сульфид железа, который позже перекристаллизовался в желтый сульфид. Граница руды у подошвы резкая, но пронизана сильно наклоненными трещинами, вдоль которых порода изменена; эти измененные зоны внизу расширяются.

На о. Тайвань, так же как и в Японии, месторождения пирита и серы связаны с горячими источниками и фумарольной активностью в областях недавнего вулканизма. По данным Лин (Lin, 1958), в северной части о. Тайвань, в районе группы Татунских вулканов плейстоценового и современного возраста, андезитовые лавы и пирокласты аргиллизованы и окремнены вулканическими эманациями и содержат серу и пирит. Всего Лин отмечает наличие около 30 линз черной пиритовой руды; они обычно небольшие, лишь одна линза имеет размеры $250 \times 50 \times 30$ м. Пиритовые рудные тела чаще образуются во внешней зоне залежей самородной серы. Ч. Го и Ч. Ли (Ho a. Lee, 1963) указывают, что рудные тела преимущественно имеют форму линзообразных жил или удлиненных плоских залежей; они или вертикальны в виде эллипсоидальных трубчатых тел, или залегают полого, параллельно слоистости. Контакт руды с сильно окремнелыми, аргиллизованными или алунитизированными вмещающими породами обычно резкий. Руда слагается из компактного тонкокристаллического марказита и пирита, местами с коллоидной текстурой. Контролируется она вертикальными и горизонтальными разломами, которые также выполнены рудой.

Поперек плейстоцено-современных вулканических образований Татунской области расположена зона около 3 км шириной и 15 км длиной, в которой разбросаны месторождения и проявления серы и черного пирита. Во многих местах этой зоны активные сольфатары так близко примыкают к месторождениям, что делают разработку опасной. Цвет руды меняется от тусклого-черного до блестящего латунно-черного. Пиритовое месторождение Чи-Ку представляет собой близповерхностное рудное тело с резкими контактами с вмещающими, совершенно обеленными, мягкими, пористыми оглинившимися андезитовыми агломератами; в месторождении очень мало серы.

Описанные Л. Таном (Tan, 1959) в Татунской вулканической области Сцехдангцепинское и Кепгцепинское месторождения формировались на поверхности или близ нее в андезитах, агломератах и делювии в результате поствулканической активности. Окружающие породы окремнены, алунитизированы, каолинизированы и пиритизированы. В серных месторождениях к руде примыкает обычно внутренняя окремнелая зона, за которой следует зона

опала, пирита, кварца и глинистых минералов, внешняя же зона состоит главным образом из широко распространенных беловатых глинистых минералов. В рудных телах сульфидов железа внутренняя, прилегающая к руде, измененная зона сложена темной синевато-серой глиной, также содержащей опал и пирит, а внешняя зона представлена главным образом клейкой белой глиной. Руда черная, до темно-латунного цвета и является смесью пирита и марказита коллоидного происхождения, с колломорфной текстурой, полосчатостью и почковидной структурой.

Месторождения Ленг-Шуй-Кинг Татунской вулканической области являются типичными вкрапленными серными залежами в слабо сцементированных агломератах; содержание серы колеблется в пределах 5—8%, присутствует немного черного сульфида железа, ассоциированного с синеватой глиной, а местами образуются мелкие линзообразные твердые тела; руда перекрыта липкой глиной 45-метровой мощности и такой же мощности поверхностными обломками. Эти месторождения покрывают 38 тыс. m^2 при средней мощности 12 м.

Как видно из этих кратких характеристик японских и тайванских серных и сульфидных залежей современного и недавнего происхождения, их формирование обусловлено поствулканической газо-гидротермальной активностью; они всегда приурочены к обширным зонам поствулканически измененных вулканических толщ, характерных и для древних сульфидных залежей любого возраста. Таким образом, изучение этих месторождений безусловно окажет неоценимую помощь в выяснении генезиса более древних колчеданных залежей, у которых многие специфические черты потеряны в результате воздействия позднейших геологических явлений. Но несмотря на это, они обнаруживают такое поразительное сходство с молодыми и современными колчеданными залежами, что выяснение условий их формирования является вполне разрешимой задачей.

В этом отношении большой интерес представляют миоценовые колчеданные месторождения Японии, большинство которых находится в северной части о. Хонсю. В. Смирнов, будучи участником одиннадцатой сессии Тихоокеанского научного конгресса в Токио, в 1966 г. посетил некоторые из этих месторождений и дал сжатую, но довольно ясную характеристику их. Ниже по его данным приводится общий обзор геологических условий миоценовых колчеданных месторождений северной части Японии (Смирнов, 1967, 1968).

На филлитах и кварцитах палеозойского фундамента залегают миоценовые вулканогенные образования, к которым приурочены колчеданные месторождения. Разрез миоцена имеет следующий характер (см. стр. 136).

Означенные формации залегают почти горизонтально; как породы, так и заключенные в них руды не носят следов метаморфизма.

Все существенные рудные залежи приурочены к верхней части среднемиоценовой формации Нишикуросава в приконтактовой зоне риолитов и перекрывающих их туфов и сланцев, имеют довольно однообразную пластообразную округлую форму размером от нескольких десятков до нескольких сотен метров в поперечнике, при мощности от нескольких до 60—70 м. При этом характерна ясно выраженная вертикальная зональность (снизу вверх):

1. Нижнемеловая формация Монцен, преимущественно андезиты и их пирокласты около 800 м
2. Среднемиоценовая рудоносная формация Нишикуросава начинается базальтами, выше сменяется риолитовыми куполами, потоками, брекчиями и пирокластами, переслаивающимися с глинистыми сланцами, содержащими фораминиферы и радиолярии около 400 „
3. Верхний миоцен — плиоценовые формации Оннаго-ва, Фунакова, Катаура и Ванимото, состоящие из кислых туфов и глинистых сланцев с горизонтами юных риолитов и базальтов.

1) зона бедных силикатных руд (по-японски кейко) — серицитизированные риолиты с вкрапленностью пирита и халькопирита;

2) зона богатых желтых руд (по-японски око), представляющих собой скопления халькопирита и пирита в самой верхней части серицитизированных риолитов;

3) зона очень богатых черных руд (по-японски куроко) в виде согласной пластовой залежи барита, сфалерита, галенита и тетраэдрита, в основании туфов и сланцев перекрывающая риолиты.

Как и большинство японских геологов, считающих миоценовые колчеданные залежи гидротермально-осадочными образованиями, В. Смирнов (1967) их генезис представляет следующим образом: восходящие гидротермальные растворы фильтровались сквозь риолиты, вызывая их серицитизацию и формирование вкрапленных сульфидов; выше растворы отлагали часть железа и меди в сульфидных метасоматических залежах желтой руды, а достигнув дна моря, снабжали осадки соединениями металлов, которые накапливались в виде пластов черной руды. По В. Смирнову, затруднением для безоговорочного отнесения этих месторождений к гидротермально-осадочному типу служат признаки гидротермального изменения пород висячего бока черных руд. Но это явление японскими геологами справедливо объясняется тем, что воздействие поступланических растворов не прекратилось после отложения руды, а продолжалась после него достаточно долго.

Таким образом, миоценовые колчеданные месторождения Японии почти полностью повторяют основные черты описанных выше более молодых залежей Японии и о. Тайвань, среди которых имеются тела, образованные в кратерных озерах. При этом черная руда типа куроко также является существенным компонентом большинства месторождений.

Заканчивая обзор зарубежных колчеданных залежей, приведем краткую характеристику еще одного крупнейшего медноколчеданного месторождения Эргани-Маден в Турции.

Это месторождение находится в Юго-Восточной Турции, в горах Восточного Тавра, в истоках р. Тигр. Наиболее новые данные о геологии и минералогии месторождения имеются в работе немецкого геолога А. Хелке (Helke, 1964).

Месторождение приурочено к зоне развития верхнемеловой офиолитовой формации, в которой участками большую роль играют ультраосновные породы — перидотиты, серпентиниты и габбровые тела разных размеров. Главную часть зоны офиолитов занимает типичная спилито-порфиритовая толща, в которой альбитовые, авгитовые порфириты и туфы играют ведущую роль, но вместе с ними встречаются и спилитовые диабазы в виде как согласных тел, так и секущих дайкообразных залежей. При наличии подушечных лав промежутки между подушками заполнены красным известняком с фауной радиолярий и глобигерин, указывающей на верхнемеловой возраст толщи. Изменение пород выражается в эпидотизации, хлоритизации, иногда в окварцевании. Кроме спилитовых пород, встречаются также порфириты и диабазы с основным плагиоклазом. Встречено одно тело липарита. С вулканогенными породами переслаиваются темно-красные глинистые сланцы, иногда радиоляриты; последние, как правило, окрашены в черный цвет окислами марганца; по А. Хелке, среднее из 8 анализов радиоляритов дает следующее содержание (в %): SiO_2 20,05, Fe 27,06 и Mn 13,45. А. Хелке считает, что радиоляриты сильно выветрелы, чем и объясняется низкое содержание SiO_2 и повышенное Fe и Mn.

Сульфидное оруденение представлено в спилитах иногда в виде массивных пиритовых прослоев мощностью до 1 м. Но в пирите, как правило, содержание меди низкое (0,14—0,28%). Медная руда представлена халькопиритом, борнитом, ковеллином, образующими то вкрапленность, то мелкие прожилки разной ориентации; вместе с ними обычно встречается пирит, дающий субмикроскопические прорастания с борнитом или халькопиритом. Эти проявления А. Хелке считает сингенетичными и допускает их вулканогенно-экзагляционный генезис.

Но наряду с ними А. Хелке отмечает наличие и эпигенетических руд, которые сложены кварц-эпидотовыми оруденелыми обломками в спилитовой брекчии. В этих обломках рудные минералы представлены халькоzinом и железным блеском, причем содержание меди очень высокое, но вес этих глыб редко превышает несколько килограммов. Редко встречаются участки больших размеров; например, один участок имеет вид халькоzinсодержащей кварц-эпидотовой жилы длиной 3—4 м, мощностью 10 см, в которой высокое содержание меди выдерживалось на расстоянии 2 м. В этой же области встречаются и халькопиритовые прожилки, в которых халькопирит замещен гётитом и ковеллином.

Как показывает фактический материал, эти «эпигенетические» руды образовались также за счет поствулканических газо-гидротермальных растворов, которые преимущественно отлагали халькопирит, а при более низких температурах — халькозин как в виде кварц-эпидотовых жил, так и при замещении отдельных обломков в спилитовой брекчии, которые по составу или по структуре (туфовые обломки) легче поддавались воздействию кварц-эпидотовых рудоносных растворов. Позднейшие вторичные процессы вызвали изменение первичных минералов, с чем и связано появление гётита, малахита, ковеллина и, вероятно, части халькозина.

Таким образом, как по способу образования, так и по времени эти «оруденелые кварц-эпидотовые обломки» не отличаются от «сингенетических» (по А. Хелке) рудных проявлений.

Далее Хелке описывает так называемое главное оруденение, которое он считает посттектоническим; но из работы не совсем ясно, что автор имел при этом в виду, так как все эти залежи приурочены к одной и той же верхнемеловой спилитовой толще, в период накопления которой не отмечено каких-либо явных фаз складкообразования. По А. Хелке, главное оруденение представлено массивной сульфидной рудой, в которой он на разных участках выделяет три разновидности: желтую, черную и грубоколлоидальную руды.

Желтая руда состоит из тонкого прорастания пирита и медного колчедана, существенную роль в ней играют также магнетит в виде идиоморфных кристаллов размером 0,01—0,03 *мм*, распределенный тонкодисперсно в халькопирите или пирротине, и пирротин в виде крупных выделений и тонких включений в халькопирите; вместе с пирротином часто встречается и линнантит, главный кобальтоносный минерал в месторождении; желтая руда слабо изменена нисходящими растворами, поэтому в ней очень редко встречаются включения гётита, кристаллики куприта, кое-где ковеллина, в одном месте в тонкой трещине встречен магнетит.

Черная руда составляет около 15% всей главной руды; в ней кроме большого количества пирита присутствуют вторичные медные минералы — продукты окисления халькопирита — дигенит, ковеллин, немного марказита и мельниковита, следы халькопирита, гётит и др. Есть признаки, что здесь рудой замещались фораминиферовые известняки; это подтверждается также отсутствием в черной руде хлорита, магнетита и антазита.

Грубоколлоидальная руда содержит парагенезис пирита, мельниковита, марказита и ковеллина; кроме того, присутствует цинковая обманка, содержащая включения всех названных минералов. А. Хелке указывает, что парагенезисы грубоколлоидальной руды Эргани-Маден и его структурно-текстурные особенности очень похожи на такие из месторождений Мегген и Раммельсберга, хотя последние являются вулканогенно-экскавационными или

экскальационно-осадочными, в то время как Эргани-Маден он считает позднемагматическим интрапеллурическим.

Касаясь вопроса генезиса месторождения Эргани-Маден, А. Хелке критикует Сиреля (Sirel, 1949), который пришел к выводу, разделяемому Борхертом (Borchert, 1957), о сингенетически-осадочном происхождении медного месторождения Эргани-Маден. А. Хелке считает, что оруденение Эргани-Маден формировалось интрапеллурически, в основном восходящими гидротермальными растворами в области воздымания иранидного орогена, в отношении которого руда является посттектонической. По его мнению, месторождение формировалось в два этапа: 1) рудоносные растворы, поднявшиеся из подстилающих пород, почти перед концом воздымания в мезотермальных условиях образовали два типа руд — крупные магнетитовые скопления и так называемую вкрапленную руду; 2) после конца воздымания гидротермальные растворы, замещая частично основные подстилающие породы (габбро, диабазы, серпентиниты), частично и покрывающие породы, и лишь в незначительной степени заполняя пустоты, образовали массивное сульфидное рудное тело. У лежачего бока массивной руды встречаются остатки замещенных хлоритизированных диабазов, а покрывающие породы также носят следы метасоматических изменений. Хелке указывает также, что «источник рудного раствора в классическом понимании Ниггли и Линдгрена отсутствует».

Эти данные говорят о том, что месторождение в целом не может быть сингенетически-осадочным. Однако нет сомнения, что оруденение связано с поствулканическими процессами того верхнемелового вулканализма, в результате которого образовалась сама рудовмещающая спилито-диабазовая толща. Автору удалось осмотреть месторождение Эргани-Маден вместе с участниками коллоквиума по тектонике Альпийской складчатой области в Иране и Турции в мае 1967 г. К сожалению, мы на месторождении были всего около получаса и успели осмотреть лишь главный карьер. Но несмотря на это, ясно видели, что в спилито-диабазовой толще рядом друг с другом существуют и вкрапленная руда, и прожилки разных размеров, и сплошные замещения туфов и лав. Гидротермальные растворы в зависимости от условий (наличие трещин и пустот, пород, благоприятных для замещения и др.) отлагали руду в разной форме в самой вулканогенной толще, местами образуя массивные залежи. Поэтому Эргани-Маден является типом месторождения, которое В. Смирнов (1965) назвал субвулканически-гидротермальным. Под этим типом В. Смирнов понимает месторождения, которые образовались за счет газо-гидротермальных восходящих потоков из глубинных вулканических очагов на путях подъема, до достижения dna моря. В такого типа месторождениях с ними могут сосуществовать залежи вулканогенно-осадочного типа, если часть газо-

гидротермальных растворов достигнет дна моря и там отложит рудные компоненты.

Кроме молодых залежей сульфидов вулканогенного генезиса, известны также месторождения, приуроченные к докембрийским формациям. Например, авторы фундаментального труда «Геологическое развитие Японских островов» («The Geological development...», 1966) указывают, что месторождения медистых пиритов метаморфической полосы Самбагава представлены многочисленными пиритовыми телами с небольшим количеством халькопирита; все они приурочены к основным кристаллическим сланцам формации Микава, в то время как в других формациях, не содержащих основных сланцев, они совершенно отсутствуют. Авторы справедливо замечают, что этот факт указывает, вероятно, на тесное отношение между формированием рудных месторождений и основной магматической активностью, за счет которой образовались основные сланцы.

В той же работе указано, что медистые месторождения железистых сульфидов метаморфического пояса Сангун приурочены к верхнему горизонту хлоритовых зеленых сланцев и что рудные тела формировались вдоль поверхности раздела между палеозойскими формациями и интрузивными телами диабазов.

Месторождения Советского Союза

В Советском Союзе описаны многочисленные месторождения колчеданных руд, генетическая связь которых с эфузивно-осадочными формациями в настоящее время признается абсолютным большинством исследователей. Из них в первую очередь следует назвать Уральские колчеданные залежи, приуроченные к палеозойским спилито-порfirитовым формациям и имеющие большое распространение и практическое значение.

А. Заварицкий первым высказал мнение о связи уральских колчеданов с эфузивным вулканизмом. «Эпоха образования месторождений была эпохой вулканических излияний, связанных с накоплением осадков в уральской геосинклинали, излияний, имевших, как мы видели в Бляве, иногда явно характер спилитовой формации», — писал А. Заварицкий в заключении своей работы, посвященной этому вопросу (1936, стр. 63). Еще более определено он высказывался в своих позднейших работах (1943, 1950). Вопрос о связи уральских колчеданов с эфузивным вулканизмом, образовавшим вмещающие спилитовые, диабазовые и кератофировые породы, достаточно детально рассмотрен в работе В. Заварицкого (1946). Генезису колчеданных руд Урала посвящен специальный сборник, где некоторые авторы также поддерживают мнение о происхождении колчеданного оруденения в связи с эфузивным вулканизмом (Ленных, 1959), хотя не совсем ясно высказываются о способе образования руд.

Немало доказательств генетической связи колчеданного оруденения с вулканизмом существует и по Кавказу. Наглядным примером могут служить изученные В. Смирновым и Т. Гончаровой (1961) колчеданные месторождения Северного Кавказа, где в палеозойских вулканогенно-осадочных формациях установлено несколько горизонтов колчеданного оруденения. Авторы приходят к обоснованному выводу, что медноколчеданные месторождения Северного Кавказа генетически, пространственно и по времени образования тесно связаны с вмещающими их вулканогенными комплексами. Они относятся к субвулканическим экскальационно-гидротермальным и экскальационно-осадочным образованиям, сформированным почти одновременно с вмещающими их породами и претерпевшими вместе с ними последующий, достаточно интенсивный метаморфизм. По их мнению, все без исключения колчеданные месторождения и рудопроявления Северного Кавказа располагаются среди вулканогенных пород, претерпевших ту или иную степень зеленокаменного преобразования. За пределами поясов вулканогенных пород они неизвестны. Вмещающими для этих месторождений являются геосинклинальные вулканогенные породы субмаринного происхождения, относящиеся по составу к спилито-кератофировой или порфиритовой сериям. В. Смирнов и Т. Гончарова считают, что медноколчеданные месторождения расположены вблизи крупных вулканических центров, окаймленных мощными эффузивными толщами, сменяющимися по периферии отложениями преимущественно обломочного туфового характера.

Медноколчеданные месторождения Северного Кавказа нередко являются многоэтажными. Так, на наиболее детально разведенном Урупском месторождении известны четыре горизонта рудных тел, отстоящих друг от друга на 30—500 м в колонке пород общей мощностью 1500 м. Однако для многих месторождений отмечается скопление главной массы руды в основании туфогенных частей разрезов, перекрывающих субмаринные лавовые потоки. Это скорее всего связано с наиболее благоприятными условиями рудообразования в моменты приостановки излияния лав и с переходом к наиболее активному периоду газовыделения, сопровождающемуся вулканическими эксплозиями. Такая приуроченность наиболее существенного рудообразования к моментам затухания собственно вулканической активности привела к размещению ряда месторождений в определенных частях стратиграфического разреза вулканогенных толщ: к их концентрации в контактовой зоне подстилающих лавовых и перекрывающих туфовых и туфлавовых образованиях (Смирнов, Гончарова, 1961).

Из этих весьма важных выводов очень существенным является факт многоэтажности колчеданных залежей, что может быть объяснено лишь генетической связью рудовмещающей толщи и колчеданных залежей друг с другом. Каждый новый этап геосин-

клинального вулканизма вызывает образование соответствующей залежи колчеданных руд.

Северокавказские колчеданные месторождения детально изучены Н. Скрипченко (1966), в монографии которого дан обстоятельный анализ как геологических и структурных особенностей рудных полей и месторождений Худесской и Урупской групп, так и петрологии рудовмещающих вулканогенных толщ. Из работы также видно, что автор провел кропотливое микроскопическое и химическое изучение руд сульфидов и гематита. Все это позволило ему дать ясное представление об условиях образования как разных типов сульфидных руд, так и смешанных сульфидно-гематитовых образований. При этом его выводы подтверждают и развивают данные В. Смирновым (1961) представления о колчеданных месторождениях Северного Кавказа.

Худесское и Урупские месторождения, по Н. Скрипченко, несмотря на некоторую общность условий залегания и минерального состава, принципиально отличаются друг от друга по тектоническому положению и по приуроченности к разнотипным вулканогенным формациям.

Худесское месторождение расположено в Тырныауз-Пшекишской зоне, представляющей собой типичную геосинклинальную складчатую область; Урупская же группа месторождений находится в Лабино-Малкинской зоне в субплатформенных условиях. Соответственно отличаются друг от друга и вмещающие эти месторождения вулканогенные формации: Худесское месторождение приурочено к мощной геосинклинальной спилито-дацитовой толще, а Урупские месторождения залегают в сравнительно маломощной базальто-липаритовой формации. Следует заметить, что из приведенного Н. Скрипченко материала различие этих двух вулканогенных формаций кажется не очень убедительным. Не исключено, что обе они представляют собой геосинклинальные спилитовые образования, но в одной из них кислые породы играют более заметную роль, как это часто бывает в геосинклинальных вулканогенных толщах.

Урупская базальто-липаритовая формация регионально расланцована, а Худесская спилито-дацитовая не носит следов такого метаморфизма. На этом основании Н. Скрипченко считает их разновозрастными и этим же объясняет отсутствие скрыто-кристаллических гелевых и колломорфных руд в Урупских месторождениях и их широкое развитие в Худесских. Все месторождения представлены согласными телами массивных меднопиритовых руд, переходящих по простирианию в слоистые сульфидно-гематитовые руды. Такие руды иногда образуют и кровлю рудных залежей. При этом, как правило, в кровле всегда находятся брекчии с обломками из нижележащего рудного тела. Тем самым факт образования рудной залежи совместно с осаждением вмещающего слоя и до отложения перекрывающего слоя не вызывает никакого сомнения. Это подтверждается также нахождением

слоистых сульфидно-гематитовых руд в виде обломков с плойчатой текстурой, характерной для подводных оползней.

Гидротермально измененные кварц-серицитовые пиритизированные породы сопровождают, по данным Н. Скрипченко, все месторождения лишь исключительно в подошве; только под рудным телом встречаются ореолы таких измененных пород; при этом на Худесском месторождении они указывают на наличие «воронкообразных пучков рудоподводящих трещинных каналов» (рис. 24).

Обобщая данные по месторождениям Северного Кавказа,

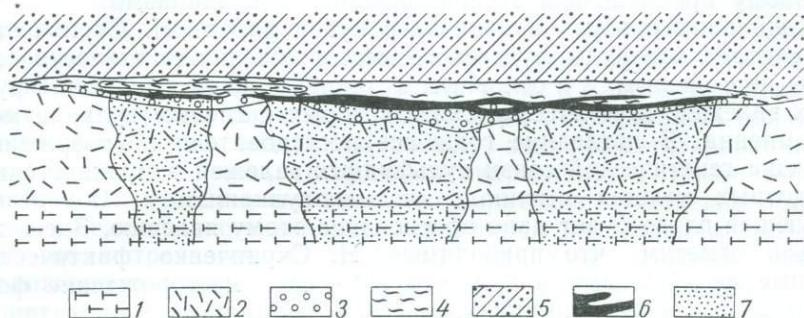


Рис. 24. Обобщенный продольный фациальный разрез Урупского месторождения
По Н. Скрипченко

1 — диабазовые порфириды; 2 — кварцевые альбитофиры; 3 — туфопесчаники и конгломераты; 4 — кремнистые сланцы; 5 — туфогенная толща; 6 — колчеданные руды; 7 — ореолы гидротермальных изменений

Н. Скрипченко приходит к выводу, что крупные колчеданные тела не занимают строго определенного места в разрезе вулканогенных формаций. Если, например, на Урупском месторождении одна залежь приурочена к верхней части разреза, отвечающей заключительным этапам накопления формации, то на Худесском две залежи находятся во внутренних частях эффузивной толщи. С этим выводом автора можно согласиться лишь с одной оговоркой. Дело в том, что рудоотложение в вулканогенно-осадочных формациях безусловно происходит в период затишья эффузивно-эксплозивных процессов, которое обычно сопровождается усиленiem фумарольно-сольфатарной и гидротермальной деятельности. Вот почему, как отвечает и сам Н. Скрипченко (1966, стр. 275), «весь процесс отложения формаций разделяется на ряд, как правило, локально проявившихся перерывов, которые устанавливаются по наличию туфогенно-осадочных пород, образующих кровлю всех известных рудных тел» (курсив мой. — Г. Д.).

Фактически эти слоистые «туфогенно-осадочные породы» образуют не только кровлю, но и принимают то или иное участие в самом рудном пласте или слое. Они указывают на перерыв в вулканической активности, когда усиливается размыв вулканических сооружений и происходит накопление слоистых терриген-

ных пород, состоящих почти исключительно из переотложенного вулканического материала. Это же явление в более широком масштабе характерно для последних этапов существования эвгесинклиналей. Вот почему многие исследователи (В. Смирнов, И. Дербиков и др.) отмечают приуроченность вулканогенно-осадочных залежей к последним этапам в развитии эвгесинклиналии, т. е. к верхним горизонтам вулканогенно-осадочных формаций. Наличие же рудных залежей и в других частях вулканогенной формации не опровергает, а даже подтверждает правило приуроченности рудных залежей к времененным перерывам или к окончательному прекращению геосинклинального вулканизма.

Еще один важный вопрос затронут в работе Н. Скрипченко. Он считает, что руды Худесского месторождения генетически связаны не с кислым, а с основным вулканизмом, в отличие от Урупских залежей, генетическая связь которых с кислым вулканизмом несомненна. В последние годы все исследователи подтверждают наличие генетической связи сульфидных залежей в вулканогенно-осадочных толщах именно с кислым вулканизмом. В соответствующей главе будет дано обоснование этому явлению. Здесь же только отметим, что приводимые Н. Скрипченко фактические данные не убеждают в том, что Худесское месторождение формировалось за счет поствулканических газогидротерм, исходящих исключительно из очагов основной магмы. Судя по карте Худесского рудного поля, кислые породы играют там заметную роль. Залегание руды среди основных лав еще не указывает на выделение рудоносных эксгалаций и гидротерм именно из очага, откуда изливалась лава данного конкретного покрова, подстилающего рудное тело.

Содержание меди в основных спилитах выше кларкового; это, по логике вещей, должно говорить не о связи медного оруденения с ними, а наоборот. Ведь если имеющийся в магме в рассеянном виде металл улавливается соответствующим механизмом и сохраняется в затвердевшей породе, давая кларковые, или тем более повышенные кларковые содержания, то в поствулканических продуктах этого металла будет или очень мало, или совсем не будет. И наоборот, если рассеянный элемент не перешел в породу, то он должен обогатить поствулканические продукты, и в благоприятных условиях может дать рудные скопления. Повышенные содержания меди в спилитах могут быть не первичными, а результатом поствулканических изменений, о чем свидетельствуют приведенные Н. Скрипченко химические анализы «свежих» спилитов, в которых содержание Fe_2O_3 достигает 12—15%. Противоречит его логике также вывод, что наложенная свинцовая и цинковая минерализация в Худесском месторождении связана с очагами кислой магмы. Ведь из табл. 3 ясно видно, что содержание свинца и цинка во много раз больше в спилитах ($Pb\ 0,0018$; $Zn\ 0,0045\%$), чем в дацитовых порfirитах ($Pb\ 0,000n$; $Zn\ 0,003\%$). Вероятно залегание руды на какой-то лаве еще не

решает вопрос об их генетической связи. Рудоносные растворы могут исходить из очагов кислой магмы, а продукты их извержений на поверхности могут находиться где-то рядом, и не обязательно, чтобы они в пространстве всегда точно совпадали.

Интересный пример связи колчеданного оруденения, представленного преимущественно пиритом, с эфузивными кварцевыми порфирами и их туфами верхнебайосского возраста описан М. Кашкаем (1955) из Азербайджана, где юрская вулканогенная толща мощностью более 3 км состоит из трех свит: нижней спилито-порфиритовой, свиты кварцевых порфиров мощностью от 0 до 500 м, верхней порфиритовой. Характерно, что пиритовое оруденение, заслуживающее внимание и местами образующее крупные месторождения (Чирагидзор и др.), встречается именно в кварцевых порфирах. В основании вышележащей порфиритовой свиты встречается базальный конгломерат, содержащий обильную более или менее окатанную гальку этих пиритизированных и окварцованных пород (вторичных кварцитов), а также пирита. М. Кашкай (1959) указывает, что пиритовое оруденение приурочено к верхней части кварцевых порфиров, за пределами которых оно не встречается. С глубиной содержание пирита обычно уменьшается и руда сменяется вкрапленностью. М. Кашкай приходит к обоснованному выводу, что формирование колчеданных руд находится в генетической связи с магмой среднеюрских кварцевых порфиров Малого Кавказа.

В Грузии также известны серноколчеданные месторождения, приуроченные к юрской, меловой и эоценовой вулканогенно-осадочным толщам. Наиболее распространены пиритизированные зоны в Аджарской АССР. Из них в первую очередь заслуживает внимания Цабланская зона вторичных кварцитов, занимающая большую площадь. Первичные породы эоцена, подвергшиеся изменению, представлены преимущественно кварцевыми порфирами, которые образуют отдельные пачки и горизонты в эоценовой вулканогенно-осадочной толще Малого Кавказа как в Грузии, так и в Армении, где эта толща сложена основными породами типа авгитовых порфиритов, их туфов и туфобрекций.

Мощность измененных пород достигает 200—300 м, при этом нижние горизонты более интенсивно окваркованы и пиритизированы, выше же усиливается серицитизация, каолинизация, местами цеолитизация и кое-где алюнитизация. Обычно пирит встречается в виде вкрапленности разной интенсивности и лишь в одном месте, у лежачего бока крутопадающей дайки, пирит образует сплошные скопления; экранирующая роль дайки в данном случае не вызывает сомнения. Сама дайка также очень изменена, но не содержит пирита. Вместе с тем среди измененных пород встречаются дайки неизмененных авгитовых порфиритов, представляющих собой, по-видимому, подводящие каналы вышележащих неизмененных порфиритов и туфов, перекрывающих зону измененных пород. Изредка в измененных породах встре-

чаются чешуйки гематита, игольчатые кристаллы которого секут кварц.

Существует мнение о генетической связи пиритизированных зон с сиенит-диоритовыми интрузиями, распространенными в районах, смежных с Цабланской зоной. Но, по наблюдениям автора, в экзоконтактной зоне интрузивов отсутствует заметная пиритизация, а в эоценовой вулканогенной толще известны многочисленные пиритизированные зоны и участки, вблизи которых не встречаются ни интрузивы, ни их жильные дериваты. Кроме того, в вышележащих синих неизмененных туфах автором были найдены обломки пиритизированных пород, указывающих на то, что пиритизация имела место до внедрения интрузий сиенит-диоритов (Дзоценидзе, 1960; Дзоценидзе, Твалчелидзе, 1965).

Видимо, явление размыва пиритизированных пород и включение их обломков в вышележащие неизмененные туфы той же толщи довольно характерно для колчеданных месторождений именно вулканогенно-осадочного генезиса.

В. Смирнов, один из первых обративший внимание на значение этих обломков, считает, что обломки руд в вышележащих слоях образовались в результате разрушения части рудного тела при последующих вулканических выбросах и накоплении туфогенных пород крови (1965). Не отрицая такой возможности, нам, однако, кажется, что обломки руд и оруденелых пород в надрудных слоях в большинстве случаев являются продуктами размыва нижележащих слоев.

Выше указанных брекчий в эоцене Аджарии встречается второй пиритизированный горизонт, связанный с последующей фазой проявления вулканизма той же Аджаро-Триалетской геосинклинали. Интересно отметить, что в смежном с Цабланским выходе пиритизированных вторичных кварцитов, в бассейне р. Схалта, встречается вкрапленность гематита в виде мелких чешуек.

Не менее интересно медноколчеданное месторождение в районе Болниси (Южная Грузия), приуроченное к верхнемеловым вулканогенно-осадочным образованиям верхнего мела. Здесь верхнемеловые отложения мощностью в несколько тысяч метров образованы тремя свитами: нижняя свита — нижнесеноманская, вулканогенно-карбонатная, следующая выше свита вулканогенная верхнесеноман-кампанского возраста и, наконец, верхняя свита карбонатная (кампан—дат). Оруденение приурочено только к вулканогенной свите.

В этих отложениях гематитовое оруденение и проявление барита были известны давно. В последние годы Ю. Назаров (1966) рядом с барит-полиметаллическим месторождением открыл и изучил крупную медноколчеданную залежь. Вулканогенная свита в целом имеет кислый дацитовый характер и состоит из разных туфов альбитофиров и кварцевых альбитофиров, чередующихся с покровами альбитофиров, реже андезитовых порфиритов. В нижней части еще попадаются прослои известняков, выше свита

чисто вулканогенная. В верхней части свиты часто встречаются дайки альбитофиров и дакитовые купола.

Медноколчеданное оруденение представлено брекчированными, окварцованными туфами, туфопесчаниками, мелкообломочными туфобрекчиями с вкрапленностью и прожилками халькопирита вместе с пиритом и иногда сфалеритом; жильные минералы — кварц, гипс и флюорит. Обычно рудоносная площадь находится в зоне обеленных вторичных кварцитов. В свое время мы отмечали генетическую связь этих месторождений с той эфузивной вулканической деятельностью, в результате которой образовалась сама рудовмещающая верхнемеловая вулканогенная свита (Дзоценидзе, 1960).

В. Бачалдин и Г. Твалчрелидзе (1963) на основании более детальных работ пришли к выводу, что Маднеульское месторождение приурочено к вулканическому конусу, который представлял собой благоприятную структуру для проникновения рудных растворов. С удалением от конуса оруденение постепенно разубоживается и исчезает. Но трудно согласиться с мнением авторов, что «субвулканические образования в одних случаях являются корнями лавовых покровов, а в других — интрузиями (кислого состава), обычно завершающими вулканические этапы на участках с четко выраженной дифференциацией магмы». При этом авторы ссылаются на работу Ю. Кузнецова (1958), который указывает, что так называемые субвулканические тела, иногда имеющие малыми интрузиями, являются или подземными, подводящими частями наземных эфузий, или же представляют собой гипабиссальные части интрузивных образований.

В Южной Грузии совершенно определенно виден лишь первый случай: альбитофировые дайки — подводящие каналы соответствующих покровов, кстати, встречающихся почти исключительно в верхней части вулканогенной толщи, а дакитовые тела — это экструзивные купола, образованные путем выжимания из кратера вязкой дакитовой лавы. Поэтому неправильно ориентировать поисковиков и разведчиков на якобы закономерное распределение оруденения вокруг дакитовых интрузий. Г. Дзоценидзе, а позже Г. Твалчрелидзе высказали мнение о верхнемеловом возрасте оруденения, что подтверждено В. Бачалдиным (1963), описавшим гальку пирит- и гематитсодержащих кварцитов в толще, перекрывающей рудоносный горизонт.

Кроме того, сам район распространения верхнемеловой (кислой) вулканогенной толщи не является геосинклиналью в обычном понимании. Болниssкий район — это западное окончание так называемой Сомхетско-Кировабадской зоны, представляющей собой предгорный прогиб, образовавшийся в результате воздымания гор из юрской вулканогенной геосинклинали. Таким образом, эта депрессия находилась между молодой развивающейся горной системой и Закавказской жесткой плитой. Именно соседством с последней и обусловлен кислый дакитовый состав про-

дуктов вулканизма этого прогиба, как результат контаминации андезит-базальтовой магмы вулканических очагов в контакте с кристаллическими породами Закавказской плиты. Поэтому здесь в развитии вулканизма нельзя выделить стадий доорогенные, синорогенные и посторогенные, как это характерно для типичных вулканогенных геосинклиналей. Наоборот, здесь налицо только эфузивный процесс в его разнообразных проявлениях: преобладающие эксплозивные извержения, резко подчиненное излияние небольших порций лав альбитофирового и андезитового состава и экструзии вязкой дациотовой лавы с образованием куполообразных тел. Конечно, отдельные структуры вулканических аппаратов должны были создавать более или менее благоприятные условия для фумарольно-сольфатарной деятельности, для возникновения и циркуляции гидротерм, поэтому палеовулканологические исследования этих вулканогенных образований могут оказать геологам большую помощь.

О Филизчайском месторождении. За последнее время среди юрских сланцевых толщ Большого Кавказа открыто несколько крупных залежей сульфидов железа с значительным содержанием свинца, цинка или меди. Многие из них находятся в пределах Азербайджанской ССР, а другие — в Дагестанской АССР. Из азербайджанских самым крупным является Филизчайское месторождение, за ним следует Катехское, остальные же рудопроявления пока изучены недостаточно. По данным М. Бородаевской и других авторов (1966), все они приурочены к песчано-сланцевым толщам аалена, но в условиях трудной корреляции сланцевых толщ Кавказа авторы не исключают возможности приуроченности некоторых залежей к тоару. Во всяком случае, по мнению авторов, они расположены на разных стратиграфических уровнях, и избирательной приуроченности оруденения к каким-либо четко выраженным стратиграфическим подразделениям разреза ааленских отложений не отмечается.

Главное месторождение Филизчай залегает в ааленских песчано-сланцевых отложениях вполне согласно с вмещающими глинистыми сланцами. Авторы считают, что филизчайская главная сульфидная залежь приурочена к наиболее крупному Филизчайскому взбросу. В сплошной пиритовой руде в изобилии встречаются включения интенсивно рассланцованных плойчатых и гидротермально измененных сланцев, реже песчаников, которые нередко ориентированы в самых различных направлениях, что придает руде брекчевую текстуру. В верхней части пластовой залежи широко распространены параллельнополосчатые руды, представленные чередованием глинистых сланцев с рудой. В более поздней работе, посвященной Филизчаю, Н. Курбанов и др. (1967) дают более детальную характеристику месторождения и указывают, что полосчатость обусловлена не только присутствием полос глинистых сланцев, но главным образом чередованием полос различного минерального состава — карбоната, гале-

нита и сфалерита, карбонатно-полиметаллической, халькопирит-пиритовой, причем мощность этих полос колеблется от долей миллиметра до 3 см. Обогащение галенитом и сфалеритом, что обусловливает ценность залежи как полиметаллического месторождения, наблюдается только у кровли, в то время как в нижней части залежи в массивных пиритах они встречаются в значительно меньших количествах.

Под массивной рудой в восточной части месторождения находятся пятнисто-вкрашенные руды, которые ниже постепенно переходят в прожилковые руды. По К. Курбанову и др. (1967), переход этот по падению осуществляется следующим образом: собственно прожилковые руды с относительно редкими прожилками, ориентированными вдоль сланцеватости, сменяются сетчато-брекчиями рудами, в которых благодаря возрастанию количества прожилков и их различной ориентировке сланцы расчленяются на мелкие блоки; далее, путем резкого увеличения мощности прожилков и уменьшения количества сланцев, сетчато-брекчия руды переходят в брекчииевые; последние, в свою очередь, постепенно сменяются пятнисто-вкрашенными, которые почти не содержат остатков сланцев.

Прожилковые руды, встречающиеся в самом нижнем горизонте вмещающих месторождение сланцев, тоже расположены в восточной части месторождения и даже продолжаются за пределами восточного фланга более чем на 1 км. Выше кровли залежи они не встречаются. Мощность прожилков колеблется от долей сантиметра до 0,5 м и обычно возрастает в местах их сгущения. По внутреннему строению и внешнему облику прожилковые руды близки к пятнисто-вкрашенным: в них наблюдаются одни и те же формы первичного пирита и та же степень перекристаллизации. Сульфиды полиметаллов развиты в прожилках в меньшем количестве и обычно наблюдаются только в наиболее мощных из них.

Пирротиновые руды также встречаются главным образом в восточной части месторождения в виде жилообразного тела в висячем боку пятнисто-вкрашенных руд и частично по контакту последних с полосчатыми рудами; при этом пирротиновые руды как бы секут полосчатые и пятнисто-вкрашенные: они срезают полосчатость, глубоко проникают в пятнисто-вкрашенные, местами дробят и цементируют их. Пирротин встречается также в виде прожилков в том же ореоле, что и прожилковые пиритовые руды; при этом пирротин или проникает в пиритовые жилки, или образует самостоятельные прожилки, обогащенные халькопиритом и пересекающие пиритовые прожилки.

Изменения вмещающих пород в надрудной толще слабые и выражаются в развитии вдоль сланцеватости кварц-пиритовых образований в виде линз и прожилков. В подрудной же толще изменение выражается в карбонатизации, хлоритизации, в меньшей степени в окварцевании; интенсивность карбонатизации воз-

растает в сторону рудного тела. Вообще распространение измененных подрудных пород совпадает с ореолом развития прожилковых руд.

Исходя из этих фактических данных, авторы приходят к выводу о гидротермально-метасоматическом генезисе месторождения. Прожилковые руды указывают на пути движения рудоносных растворов, которые, достигнув плоскости взброса, где имелась сильно раздробленная зона сланцев, отлагали пирит в свободном пространстве между обломками и вместе с тем замещали обломки сланцев. При этом отложение рудных и нерудных минералов происходило стадийно, с определенным разрывом во времени между отдельными минеральными ассоциациями, которые, по авторам (Курбанов и др., 1967), располагались в следующей последовательности:

а) предрудная ассоциация жильных минералов, представленная карбонатом, кварцем и серицитом, с подчиненным количеством хлорита;

б) ранняя пиритовая ассоциация с незначительной примесью халькопирита;

в) продуктивная ассоциация, представленная в основном сфalerитом, галенитом и пиритом;

г) халькопирит-пирротиновая ассоциация. Авторы считают, что она, вероятнее всего, более резко оторвана от двух предыдущих ассоциаций, так как известны самостоятельные месторождения медно-пирротиновых руд, пространственно не связанные с колчеданно-полиметаллическими;

д) пострудная кальцит-хлорит-кварцевая ассоциация, образующая серию жил и прожилков, секущих сульфидные тела и часто приуроченных к их висячему боку.

Н. Курбанов и другие авторы не касаются вопроса об источнике рудоносных растворов. Но М. Бородаевская и др. (1966) сравнительно детально освещают возможную связь Филизчайского месторождения с геосинклинальным эфузивным вулканализмом. Исходя из того, что колчеданные залежи в сланцевых толщах обнаруживают большое сходство с месторождениями, приуроченными к вулканогенным толщам, они высказывают предположение, что и Филизчайское, и другие аналогичные месторождения в юрских сланцевых толщах Большого Кавказа также связаны с геосинклинальным эфузивным вулканализмом. Кроме известного до сих пор мощного байосского вулканизма геосинклинали южного склона Большого Кавказа, одному из авторов (Б. Исаев) удалось установить наличие туфоосадочных пород в тоар-ааленских отложениях. В Вандамской зоне в это время вулканизм был более интенсивным и сопровождался внедрением даек основных пород. В конце байоса вдоль современного Кавказского хребта и в пределах современной Куриńskiej впадины зарождалась суша; эти поднятия сопровождались, по-видимому, новым этапом внедрения даек кислого и основного состава:

«Именно с этим этапом магматизма можно, по-видимому, связывать сульфидные руды Белокано-Закатальского рудного района», — заключают авторы.

Совершенно аналогичное Филизчайскому медноколчеданное месторождение Кизил-Дере открыто в 1965 г. в Дагестанской АССР, на северном склоне Большого Кавказа. По данным В. Андрушчука и др. (1967), оно находится в области развития нижнеюрских морских терригенных отложений и приурочено к толще верхнеааленских алеврито-глинистых сланцев. В нижней части вмещающей толщи установлены единичные секущие дайки диабазов предкелловейского возраста. Месторождения Кизил-Дере и Филизчай аналогичны по отсутствию во вмещающих толщах вулканогенных пород, значительному масштабу оруденения, связи с крупными тектоническими структурами и по колчеданному типу руд.

Месторождение Кизил-Дере представлено значительной протяженности рудным телом, согласно залегающим с вмещающими алеврито-глинистыми сланцами. На месторождении выделяются следующие типы руд: 1) преобладают массивные существенно пирротиновые колчеданные руды с переменным количеством халькопирита; 2) серноколчеданные массивные, полосчатые (чередование «прослоев» руды и сланцев); 3) серноколчеданные густовкрапленные, на отдельных участках цинковистые; 4) массивные, существенно халькопиритовые; 5) прожилково-сетчатые пирит-пирротин-халькопиритовые разности, преобладают в лежачем боку рудной залежи. На западном фланге месторождения развиты своеобразные кварц-сидеритовые руды с вкрапленным халькопиритом. На отдельных участках залежи и на глубоких ее горизонтах пирротин интенсивно замещается марказитом. В составе руд существенную роль играет кварц; в подчиненных количествах, но повсеместно встречаются также сидерит, доломит и хлорит.

Формирование рудной залежи, по авторам, происходило в следующие стадии гидротермального процесса: 1) кварцевую и кварц-карбонатно-пиритовую (дорудные), 2) халькопирит-пирротиновую, 3) кварц-сфалерит-галенитовую, 4) кварц-карбонатно-пиритовую (послерудную). Образование руд сопровождалось окремнением и каолинизацией вмещающих алеврито-глинистых сланцев; окорудные изменения наиболее четко выражены в лежачем боку колчеданной залежи. Авторы это месторождение также относят к гидротермально-метасоматическому типу, но они не рассматривают вопроса об источниках рудоносных растворов и о времени формирования рудной залежи.

Определенное мнение, отличное от высказанного М. Бордаевой и другими, по генезису колчеданных залежей в сланцевых толщах Большого Кавказа предлагает В. Смирнов (1967), который летом 1967 г. вместе с Г. Твалчрелидзе посетил почти все известные месторождения этого типа в пределах Азербайджан-

ской ССР и Дагестанской АССР¹. В. Смирнов считает, что месторождения Филичай, Катех (Азербайджан) и Кизил-Дере (Дагестан) имеют сложный гидротермально-осадочный генезис: пластовые залежи массивных сульфидов железа являются морскими осадочными, а медное, цинковое и свинцовое оруденение представляет собой гидротермальное образование, наложенное на пирит-пирротиновое. В пользу осадочного происхождения пластовых залежей массивных сульфидов железа, по В. Смирнову, говорят следующие факты:

1) они приурочены на огромной территории восточной части Большого Кавказа исключительно к песчано-сланцевому горизонту верхнего аалена с характерными конкрециями и линзами сидерита и пирита, говорящими о сингенетическом способе накопления этих минералов; в соседнем районе в этом горизонте известны проявления раннегеосинклинального магматизма в виде лав спилитов, вариолитов, диабазов и их туфов;

2) пластовая форма рудных тел и их резкие контакты;

3) переслаивание руды со сланцами, особенно характерное со стороны висячего бока и у выклинивания рудных тел;

4) согласное их залегание со слоистостью вмещающих пород и секущее к ним отношение сланцеватости; наблюдающаяся местами дисгармония контактов вмещающих пород и рудных тел объясняются позднейшими деформациями;

5) наличие терригенной примеси в составе руды в виде зерен кварца, слюдистых минералов и др.

6) равномерный состав руды, сложенной тонкозернистым пиритом или пирротином, массивной или тонкослоистой текстуры, часто метаколлоидного строения.

По мнению В. Смирнова, материал для формирования залежи сульфидов железа на дне ааленского моря доставлялся гидротермальным путем по системе трещин, которые в настоящее время находятся под рудной залежью в виде прожилков того же состава. Это подтверждается и фактом отсутствия оруденения в породах кровли месторождения. Здесь необходимо вспомнить, что при осмотре Филичайского месторождения мы видели, как эти прожилки секут сланцеватость пород; на этом основании геологи, работающие на месторождении, думают, что месторождение образовалось после значительного метаморфизма и рассланцевания глинистых осадков, т. е. залежь не может быть сингенетична с вмещающими осадками. Однако В. Смирнов замечает, что создающееся при первом знакомстве впечатление пересечения прожилками сланцеватости пород при внимательном изучении оказывается ложным, обусловленным разными механическими свойствами вмещающих пластичных сланцев и хрупких сульфидов прожилков.

¹ Рукопись статьи, в которой изложены взгляды о генезисе этих месторождений, В. Смирнов любезно предоставил в наше распоряжение еще до опубликования, за что автор искренне ему признателен.

Против метасоматического происхождения пластовых сульфидных залежей говорят следующие факты: 1) отсутствие в прожилковых рудах признаков метасоматоза, 2) отсутствие на всех месторождениях водоупорного экрана литологического или тектонического характера, 3) трудность гидротермального замещения глинистых сланцев сульфидным материалом, требующим выноса большого количества инертного глинозема, 4) отсутствие следов метасоматической перегруппировки минеральных масс и каких-либо признаков метасоматической зональности.

Что касается медного и свинцово-цинкового оруденения, то оно, по мнению В. Смирнова, относится к последующей стадии рудообразования и накладывается на пластовые тела колчеданов, которые к тому времени уже были перекрыты глинисто-песчанистыми осадками; эти минералы замещают сульфиды железа и образуют в них секущие прожилки.

В. Смирнов предлагает следующую схему образования этих месторождений: в ааленское время гидротермы, связанные с базальтоидным вулканизмом Кавказской геосинклинали, просачивались по многочисленным трещинам ко дну моря и в зависимости от количества серы отлагали там сульфиды железа в виде пирротина или пирита. Интенсивный приток гидротерм и обильное выделение сульфидов железа нарушили терригенное осадкообразование, которое снова стало заметным лишь после ослабления или полного прекращения гидротермального процесса; осадки, таким образом, перекрыли залежи сульфидов железа, которые позже подвергались влиянию новых импульсов гидротермальной деятельности, отложившей соединения меди, цинка, свинца и сопутствующих им элементов.

Приведенные соображения В. Смирнова выглядят вполне логичными, но есть моменты, которые требуют уточнения:

1) приуроченность всех колчеданных залежей в сланцевых толщах Большого Кавказа в пределах Азербайджана к тектоническим зонам, чаще к плоскостям взбросов. Это положение или надо опровергнуть, как неправильное, или же объяснить его, и тогда вопрос сингенетичности колчеданной залежи с вмещающими сланцами отпадает;

2) наличие в массивном пирите включений обломков сланцев, которые мы с В. Смирновым наблюдали на Филизчайском месторождении; эти обломки находятся достаточно ниже кровли залежи и считать их тектонически втиснутыми в руду нет никакой возможности, тем более что сама руда не носит каких-либо ясных следов брекчирования и раздробления;

3) наличие в нижней части залежи, у подошвы, брекчевых и пятнисто-вкрашенных руд, которые указывают на то, что когда рудоносные растворы поступали в эти осадки, последние не представляли собой свежесажденной малоуплотненной массы, а уже являлись плотными сланцами, прошедшими через определенную стадию метаморфизма и были раздроблены и брекчированы.

ваны в результате имевших место к этому времени тектонических явлений;

4) по данным разведочного бурения рудная залежь не согласуется со складчатыми структурами как ниже-, так и вышележащих отложений¹.

Исходя из приведенных выше соображений, геологическая история формирования сульфидных месторождений, приуроченных к сланцевым толщам, может быть представлена в следующем виде.

В юрской геосинклинали Южного склона Большого Кавказа отлагались терригенные, преимущественно пелитовые, реже алевритовые осадки. Как теперь установлено, уже в конце тоара — аалене имело место проявление мощного эфузивного вулканизма, ясные следы которого встречаются в разрезах в 30—40 км от месторождения Филизчай в виде горизонта туфов и лав почти на том же стратиграфическом уровне, на котором находится само месторождение (устное сообщение Б. Исаева), а на Северо-Западном Кавказе в области Сочи—Туапсе верхний тоар—нижне-ааленская вулканогенно-осадочная толща имеет мощность до 1500 м и представлена чередованием кислых и основных продуктов с преобладанием последних (Ломизе, 1958). С этим вулканализмом месторождение Филизчай и другие не могут быть связаны по причинам, изложенным выше. Возможно, что ааленский вулканизм способствовал образованию характерных для ааленских сланцев многочисленных конкреций пирита и сидерита, как думает В. Смирнов. Но еще более мощный вулканизм имел место в байосе, когда в зоне Южного склона образовались спилито-порfirитовые толщи мощностью до 3 км. Главная масса диабазовых даек, представляющих собой силловую и дайковую фации эфузивного вулканизма (Дзоценидзе, 1948, 1961), внедрялась в сланцевые толщи именно в это время, и поэтому они должны иметь байосский или реже батский возраст. Но часть их, по-видимому, представляет собой такую же фацию ааленского вулканализма.

В конце байоса — в бате проявилась весьма интенсивная для Кавказа фаза складчатости, которая обусловила замыкание вулканогенной геосинклинали Южного склона и вызвала складчатость и динамометаморфизм всех отложенных до бата глинистых осадков юры, превратив их в глинистые сланцы. С этой же орофазой связаны и явления дизъюнктивной дислокации, которые проявились в виде надвигов, взбросов, трещин. Поствулканическая деятельность байосского вулканизма, наиболее интенсивно проявившаяся, по-видимому, в бате, использовала для миграции вверх экскаваций и гидротерм именно эти трещины, часть кото-

¹ В. Смирнов, ознакомившись в рукописи с этими соображениями, считает, что наша аргументация не поколебала его выводов, и остался при своем мнении.

рых к этому времени была заполнена дайками диабазовых пород.

В последнем случае экспансии и гидротермы следовали вдоль зальбандов диабазовых даек, чем и объясняется частая приуроченность медно-пирротинового оруденения именно к зальбандам диабазов. Это явление очень характерно для Южного склона Большого Кавказа и наблюдается на многих участках, начиная от Абхазии и кончая Азербайджаном; частично оно встречается также и на северном склоне (Твалчелидзе, 1961; Харашвили, 1964).

В обоих случаях имеем довольно стабильный состав руд: главные минералы пирит и пирротин, к ним всегда примешаны в подчиненном количестве халькопирит, галенит, сфалерит, с преобладанием то халькопирита, то полиметаллов в разных жилах, а иногда в разных частях одной и той же жилы. Из нерудных минералов постоянно присутствуют кварц, кальцит, иногда хлорит, эпидот, цоизит. Минеральный состав этих рудопроявлений совершенно аналогичен таковому Филизчая, Кизил-Дере и др. Нет сомнения, что эти залежи и так называемые медно-пирротиновые месторождения и проявления образовались в одну и ту же металлогеническую эпоху и генетически связаны с поступлением вулканической деятельностью периода затухания байосского вулканизма. Характерно, что не только минеральная ассоциация, но и последовательность фаз выделения минералов во всех месторождениях идентичны. Г. Твалчелидзе и Г. Харашвили возраст медно-пирротинового оруденения также считают байосским.

Возникает вопрос, какие же особые условия обеспечили накопление мощных залежей в одних местах (Филизчай, Катех, Кизил-Дере и др.), в то время как на других участках имеем лишь слабые проявления или сравнительно бедные жилы.

Очевидно главным условием было сильное тектоническое раздробление юрских сланцевых толщ. Как было сказано, под пластовой залежью Филизчая находится огромное количество разной мощности жил, выше образующих сложное сетчатое переплетение, а еще выше так называемую прожилково-сетчатую руду с включениями сланцев. Дальше вверх они переходят в пятнисто-вкрапленную руду. Таким образом, по этим многочисленным трещинам поступала большая масса рудоносных растворов. Встретив на своем пути зону взброса, заполненную мелкораздробленной тектонической брекчией, растворы не могли дальше мигрировать, так как рассасывались в этой брекчии, заполняя пустые промежутки и постепенно замещая обломки. Рудоносным растворам приходилось замещать не пачки сплошных глинистых сланцев, а лишь рыхлую брекцию, которая, вероятно, занимала гораздо меньший объем, чем занимали бы сплошные пачки сланцев в том же пространстве зоны взброса. Кроме того, процесс метасоматоза, возможно, облегчился тем, что среди сланцев присутствовало определенное количество сидерита и пирита в виде конкреций. По

данным З. Тимофеевой (1963), в ааленских отложениях Дагестана количество сидеритовых конкреций в разных местах колеблется в разрезе от 4 до 47%.

Таким образом, если принять, что рудообразование связано с пост vulkanической деятельностью конца байосского вулканизма, то естественно ожидать, что колчеданные залежи как прожилкового, так и пластового типа могут быть приурочены ко всем формациям глинистых сланцев (до бата включительно) геосинклиналии Большого Кавказа; через них кверху мигрировали рудоносные растворы. Такой вывод логичнее распространить в первую очередь на прожилковые и жильные образования, которые действительно широко распространены на Большом Кавказе. Что касается пластовых залежей, то они, по-видимому, могли формироваться при наличии следующих условий: 1) интенсивно трещиноватой зоны, обеспечивающей обильный приток рудоносных растворов; 2) наличии зон тектонического дробления, благоприятных для задержания рудоносных растворов; 3) относительном богатстве сланцев сидеритами или другими карбонатами, благоприятствующими метасоматозу. Комбинация всех трех условий могла обеспечить формирование больших залежей типа Филизчая.

В заключение следует отметить, что нахождение валунов пирит-пиротиновых руд в ущельях некоторых рек Южного склона Большого Кавказа говорит о возможности открытия новых колчеданных залежей аналогичного генезиса.

Месторождения Сибири. Многочисленные месторождения сульфидных руд, приуроченные к вулканогенно-осадочным геосинклинальным формациям палеозоя, описаны в одном из крупнейших и интереснейших регионов Сибири — Алтае-Саянской складчатой области. Богатый материал по этому региону собран в вып. 35 Трудов Сибирского научно-исследовательского института геологии, геофизики и минерального сырья, вышедшем в 1964 г. По данным Ю. Нуварьевой (1964), в Колывань-Томской складчатой зоне устанавливаются три этапа девонского вулканизма: первый представлен покровами и силлами диабазов, авгитовыми порфиритами, туфами и нормальноосадочными породами — песчаниками, сланцами конгломератами; второй этап характеризуется формированием кварцевых и бескварцевых альбитофиров, фельзитов, кварцевых порфиров и их пирокластов; в третьем этапе образовались лишь лавы основного состава и диабазовые туфы, часто с включениями кислых пород второго этапа.

Породы первого и третьего этапов хлоритизированы, эпидотизированы, иногда альбитизированы, часто содержат жилы кальцита, но никакого оруденения в них нет. Кислые же породы второго этапа гидротермально изменены: они подверглись альбитизации, окварцеванию, серicitизации, пиритизации, баритизации. В них и встречается рассеянная полиметаллическая минерализация, в которой ведущим является свинец. Локализация оруденения в породах кислого состава и отсутствие поблизости интрузивных

тел дает основание автору считать единственным источником рудных растворов вулканические процессы, в результате которых образовалась сама рудовмещающая толща.

Синхронность оруденения с вмещающей толщей подтверждается наличием обломков гидротермально измененных и оруденелых пород как в вышележащей безрудной толще, так и в слоях самой рудоносной толщи.

Аналогичные закономерности развития колчеданно-полиметаллического оруденения установлены В. Агентовым и Г. Кудрявцевым (1964) в Тувинской АССР. В Восточной Туве, в районе междуречья Большого и Малого Енисея, широко распространены нижнекембрийские вулканогенные образования, также естественно распадающиеся на три части:

1. Нижняя подсвита тумматайгинской свиты сложена зелено-каменными породами базальтовых, диабазовых и, возможно, андезитовых порфиритов и спилитов и преобладающих над ними пирокластов. Видимая мощность 2250 м. Субэфузивные тела в этой свите редки.

2. Верхняя подсвита тумматайгинской свиты согласно продолжает нижнюю и отделяется от нее лишь по появлению кислых пород — кварцевых альбитофиров и их пирокластов, слагающих до 80% этой подсвиты, максимальная мощность которой достигает 3000 м. Латерально они замещаются как основными породами, так и осадочными образованиями (яшмоиды, углистые алевролиты, доломиты, известняки и др.). Дайки, штоки, некки, силлы и другие субвулканические образования кислых и основных пород в этой подсвите встречаются часто.

3. Таисинская свита, с небольшим несогласием залегающая на предыдущей свите, сложена в нижней части известняками, доломитами, туфогенными породами, выше появляются конгломераты, вулканические брекчии и агломераты андезитовых и базальтовых порфиритов и соответствующие покровы. Мощность свиты превышает 3000 м.

Рудные тела и сопровождающие их широкие гидротермально измененные зоны приурочены почти исключительно к верхней подсвите тумматайгинской свиты, т. е. к кислым породам. В более молодых толщах таких гидротермально измененных пород не встречено. Следовательно, здесь, как и в предыдущем случае, колчеданно-полиметаллическое оруденение приурочено исключительно к кислым породам. В вышележащих свитах, в том числе и в верхней части рудовмещающей подсвиты, найдена галька гидротермально измененных и оруденелых пород, что доказывает геологическую синхронность оруденения с процессами вулканизма, которые формировали и саму свиту.

Авторы отмечают, что оруденение не может быть связано ни с одной интрузией, известной в районе, так как гипербазиты не

древнее среднего кембрия, а гранитоиды не древнее верхнего кембрия. Эти и другие приведенные выше данные дают основание считать, что источником рудоносных растворов были поствулканические фазы эфузивного вулканизма, которому обязана своим происхождением рудовмещающая кислая толща.

По существу ту же картину видим в Николаевском колчеданном месторождении Рудного Алтая, которое, по данным Н. Воронцова и М. Воронцовой (1964), приурочено к вулканогенно-осадочной толще верхнего девона; в ней кислые породы кварцальбитофирового состава играют важную роль. Рудное тело представляет собой пластовую согласную залежь, состоящую в основном из марказита и пирита, но с содержанием свинца, меди и цинка в сумме 8—9%. Эти элементы встречаются преимущественно в виде сульфидов, однако авторы отмечают и наличие первичных кислородных соединений свинца, а также цинка и меди, но в резко подчиненных количествах. Интересно, что здесь также отмечается наличие обломков руд в вышележащей свите. Авторы правильно считают, что источником металлов был вулканизм, в результате которого образовалась сама рудовмещающая вулканогенно-осадочная толща нижнефаменского возраста (снегиревская свита), в которой кроме главной (крещенской) залежи, приуроченной к подошве свиты, выше встречаются линзовидные тела гораздо меньших размеров.

В. Кудрявцев и И. Кокодзеев (1964) отмечают в ордовикских и силурийских отложениях Западной Тувы наличие медноколчеданного оруденения. В этих свитах продукты основного и кислого магматизма играют значительную роль. Сульфиды в меденосных породах представлены халькопиритом, халькозином, борнитом, реже ковеллином и пиритом. Но большая часть сульфидов изменена в гидрокарбонаты меди. Исходя из линзовидного и пластообразного залегания медистых пород, приуроченности их к свитам, содержащим первичный вулканический материал, а главное, нахождения обломков медистых пород в гальке внутриформационных конгломератов, авторы приходят к выводу о сингенетичности оруденения с вмещающими породами. Источником меди они считают как сушу, сложенную доордовикскими образованиями, содержащими медные рудопроявления, так и подводные вулканические экскавации. В статье не дано доказательств ни для одного из этих источников.

Таким образом, как видно из краткого обзора, колчеданные залежи в вулканогенных толщах обычно приурочены или к эвгеосинклинальным зонам, или к прогибам, соседним с поднятиями, и преимущественно связаны с кислым вулканизмом. Колчеданное оруденение встречается и в связи с основными вулканогенными толщами, но отличие их от оруденения, связанного с кислыми вулканогенными породами, может быть выяснено лишь в результате дальнейших более детальных исследований.

Образование колчеданных месторождений вызвано как экскальационными процессами при наземном вулканизме, так и экскальационно-осадочными явлениями подводного вулканизма. Они часто ассоциируют с прожилково-вкрапленными образованиями субвулканического генезиса, встречающимися, как правило, ниже главной рудной залежи.

Н. Страхов (1963), характеризуя колчеданные залежи в вулканогенных толщах и объясняя их генезис на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа, указывает, что колчеданные руды Раммельсберга и Мегена (ФРГ) отличаются от советских месторождений тем, что они локализовались на самой периферии вулканогенно-осадочного среднедевонского комплекса, т. е. там, где лав уже нет, туфы образуют редкие, маломощные тонкозернистые прослои и преобладают глинистые породы, иногда обогащенные органическим веществом. Колчеданные руды залегают именно в этих осадочных породах. Поэтому Н. Страхов допускает, что вначале осаждались окисные формы железа, марганца, свинца, цинка, меди и других элементов, а позже, в процессе диагенеза, под влиянием имеющегося в глинах органического вещества они перешли в сульфидную форму.

При поисках колчеданных залежей в районах развития вулканогенных формаций необходимо, вероятно, обратить внимание на возможность обнаружения и такого типа месторождений.

Н. Наковник (1954) одним из первых указал на связь сульфидного оруденения, встречающегося во вторичных кварцитах во многих вулканогенных формациях, с эфузивным вулканизмом.

Однако неправильно думать, что все колчеданные залежи, встречающиеся в вулканогенно-осадочных формациях, генетически связаны только с эфузивным вулканизмом. Мы вполне согласны с мнением С. Иванова (1959) о том, что кроме колчеданных залежей эфузивно-осадочного генезиса, существуют месторождения и другого происхождения, причем они по многим признакам очень похожи на первые и иногда почти неотличимы от них. Этот вопрос детально освещен в работе В. Смирнова (1960), который, указывая на конвергентность колчеданных месторождений, выделяет в основном три генетических класса: 1) осадочно-экскальационные, 2) субвулканические экскальационно-гидротермальные и 3) plutонические гидротермальные. Однако трудно согласиться с В. Смирновым в вопросе отнесения к последнему генетическому классу месторождения Рио-Тинто в Испании, которое, как видно из приведенных выше данных, представляет собой скорее экскальационно-осадочное образование.

В. Кузнецов с соавторами (1966) в работе, посвященной вопросам формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области, отмечая пространственную связь многих медно-свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических рудных формаций, не всегда соглашаются с мнением о генетической связи их с эфузивным вулканизмом и сингенетичности их с вме-

щающими толщами. Однако приводимые ими аргументы далеко не всегда окончательно убеждают читателя в правильности их мнения. Правда, картина во многих случаях сложная и не всегда можно однозначно решить вопрос. Описываемые авторами факты против вулканогенного генезиса колчеданно-полиметаллических залежей часто легко могут быть объяснены позднейшими тектоническими и рудными процессами, наложенными на сингенетичную с вмещающими толщами минерализацию, обусловленную поствулканическими явлениями.

Кроме сульфидов железа и меди известны также сульфиды других металлов, для которых вулканогенно-осадочное происхождение является более или менее ясным. Не останавливаясь на многих примерах, рассмотрим лишь свинцово-цинковое месторождение в Известняковых Альпах Австрии, которое, по мнению О. Шульца (Schulz, 1964), имеет подводно-гидротермальное происхождение. Месторождение это приурочено к карнийскому горизонту триаса, в котором наблюдается тонкое переслаивание руды и пелитовых доломитов. Анализ структурно-текстурных особенностей месторождения приводит автора к выводу о подводно-гидротермальном генезисе месторождения с частично экструзивно-осадочным отложением рудных минералов.

Еще раньше почти аналогичную мысль о месторождениях Известняковых Альп высказал Ф. Гегеманн (Hegemann, 1960), который относил их к экструзивно-осадочному типу. По его данным, во всех рудоносных толщах известны проявления эфузивного вулканизма, причем интенсивность оруденения и вулканизма находятся в прямой зависимости друг от друга. Это мнение Гегеманна трудно теоретически обосновать и вряд ли оно справедливо: интенсивность оруденения зависит не от мощности вулканизма, а от поствулканических процессов, которые не всегда прямо пропорциональны первому. В доказательство генетической связи оруденения с триасовым вулканизмом Ф. Гегеманн приводит также то обстоятельство, что эфузивы и руды характеризуются одними и теми же рассеянными элементами. Гидротермальные растворы, по Гегеманну связанные с триасовым вулканизмом, проходили на дно моря и обусловливали формирование сингенетичных с вмещающими осадками руд, а трещины в нижележащих слоях, по которым поднимались рудоносные растворы, оказались заполненными рудными жилами.

Г. Твалчелидзе (1964) вслед за В. Петрашеком (Petraschek, 1960) высказывает сомнение в обоснованности гипотезы Гегеманна, но, вероятно, критика их также является не более аргументированной.

Типы месторождений, образующихся в результате эфузивного вулканизма, морфология рудных тел и связь разного оруденения с разным вулканизмом геосинклиналей и платформ описаны в работах В. Котляра (1960, 1962), а также В. Котляра и М. Фаворской (1962). Выводы этих авторов помогут геологам,

занимающимся поисками месторождений в районах распространения вулканогенно-осадочных формаций в геосинклинальных и платформенных областях¹.

5.

ПАРАГЕНЕЗИС СУЛЬФИДОВ И ОКИСЛОВ ЖЕЛЕЗА

Гематит-магнетитовые вулканогенные месторождения железа, которые сопровождаются залежами сульфидов, целесообразно, вероятно, рассмотреть отдельно. Здесь, конечно, речь идет не о случаях, когда в одной и той же вулканогенной или вулканогенно-осадочной толще встречаются залежи железа и сульфидов, но они пространственно разобщены или даже находятся на разных горизонтах толщ, указывая тем самым на их образование при разных импульсах одного вулканического цикла. Мы имеем в виду месторождения железа, которые или латерально замещаются сульфидами, или же сульфидные залежи образуют подошву железорудных месторождений. В этих случаях приходится допустить сосуществование резко восстановительных и ясно окислительных обстановок или сравнительно быструю смену одной обстановки другой.

Одним из ярких примеров такого парагенеза является желестистая формация района Верхнего Озера, в которой, по Х. Джеймсу, сульфиды железа играют значительную роль и представлены черными пиритовыми сланцами (James, 1954).

В районе Айрон-Ривер—Кристалл-फолс (штат Мичиган) пиритовый аспидный сланец мощностью около 15 м с содержанием серы приблизительно до 20% образует лежачий бок железистых кварцитов. Умеренная оценка количества серы в этом пиритовом аспидном сланце дает, по Джеймсу, цифру порядка 25 миллионов т. Но ввиду того, что первоначальное распространение пиритоносного пласта было, вероятно, в несколько раз больше, чем сохранилось к настоящему времени, то вначале, по-видимому, был отложен пирит с общим количеством серы до 100 миллионов т.

Х. Джеймс считает, что все месторождения как железа, так и пирита являются осадочными образованиями и вулканизм не играет в их происхождении никакой роли. Но трудно себе представить, что при отложении геосинклинальной формации были такие условия, когда за период отложения пласта мощностью всего 15 м образовалось такое огромное количество пирита лишь за счет H_2S , выделившегося в результате разрушения органиче-

¹ Новую сводку по колчеданным месторождениям дал В. Смирнов (1968). В ней всесторонне рассмотрены вопросы условий образования колчеданных залежей разного генезиса; при этом главное внимание уделено гидротермально-осадочному типу. К сожалению, мы не смогли полностью использовать эту работу В. Смирнова для данной книги, так как она уже находилась в производстве.

ского материала ила. Вероятно H_2S , выделившийся в большом количестве из подводных вулканических очагов, создавал, как об этом пишет Н. Страхов (1963), резко восстановительные условия и способствовал образованию пирита за счет железа, как принесенного с вулканических очагов, так и имеющегося в осадке.

Однако, судя по имеющейся литературе, не известно ни одного случая образования таких мощных пластов пирита в нормально-осадочных глинистых сланцах. В них если и встречаются сульфиды, то лишь в виде отдельных конкреций, не образующих массивных скоплений. Значительное количество сульфидов железа встречается иногда лишь в угленосных отложениях, но ведь условия их образования совершенно специфичные.

Характерные примеры ассоциации сульфидных и окисных за- лежей железа приводит в своей работе А. Кинкель (Kinkel, 1966). В области Мичипикотен-Годро (Онтарио) мощные слои массивного пирита составляют существенную часть железистой формации. Она описана многими исследователями, но А. Кинкель опирается главным образом на данные А. Годвина (Goodwin, 1960, 1962). Эта формация содержит как большие тела массивного пирита, так и малые тела цветных металлов. Ассоциирующая с подводными вулканическими породами пиритовая железная формация образует Центральную область, которая частично окружена окисными железными рудами, залегающими уже в осадочных породах. Пиритовая железистая формация состоит из трех частей (сверху вниз): 1) верхние полосатые силициты в виде чередования кремнистых сланцев, кремнистых карбонатов и сульфидов; 2) пиритовый слой, содержащий также пирротин и другие сульфиды; 3) карбонатные слои, состоящие главным образом из сидерита, с малым количеством анкерита, доломита и кальцита. Фельзические вулканические породы, в которых большие риолитовые брекчевые купола и пирокласты обычны, подстилают железистую формацию, в то время как средние и основные вулканические породы обычно перекрывают ее.

Кремнистые сланцы верхних полосатых силицитов состоят главным образом из тонкозернистого кремня, аморфного углерода и сульфидов; пирит и пирротин встречаются в кремне как в виде тонких прерывистых слоев и линз менее чем $1/8$ дюйма толщиной, так и в виде разбросанных зерен и конкреций. Местами встречаются также тонкие прослойки халькопирита и сфалерита. Слоистые кремни содержат слои и линзы тонкополосчатых углистых сланцев от 30 до нескольких сотен футов длиной.

Второй горизонт, т. е. пиритовый слой, залегает согласно между покрывающими кремнистыми сланцами и подстилающими карбонатными слоями. Мощность слоя до 30 м, слой содержит 90% пирита и 10% пирротина и магнетита с небольшим количеством сидерита и кремня. Пирит обычно массивный, латунного вида и имеет хорошо развитую зернистую текстуру. Полосы плотного тонкозернистого пирита встречаются вместе с зернистой раз-

новидностью, так же, как и во многих других массивных сульфидных рудах. Небольшое количество кремния и сидерита рассеяно в массивном сульфидах, а также в виде слоев и линз в полосчатых сульфидах. Пиритовый слой содержит (в %): около 1—1,5 Zn, 0,5—2 Mn, 0,03—0,2 Cu, 0,02—1,1 Ni, а также постоянные следы As и Au.

А. Годвин полагает, что относительная чистота железистой формации вулканического происхождения в области Мичипикотен указывает на быстрое химическое подводное осаждение в период затишья извержений. Присутствие огромного количества грубой пирокластики указывает на близость к вулканическому центру. Вулканическая пирит-железистая формация латерально переходит в осадочные породы, содержащие окисные железистые руды, которые дальше сменяются черными сланцами, пиритовыми сланцами, аргиллитами и вертикально сортированными граувакками. Осадочные породы, по его мнению, образовались за счет размыва воздымающихся подводных вулканических конусов; он считает, что и вулканическая толща, и осадочные породы, и находящиеся в них руды имеют общее вулканическое происхождение.

В. Коллис и Т. Квирк (Collins and Quirke, 1926), еще в 1926 г. высказали мнение о том, что район мичипикотенской пиритово-железистой формации в раннем докембрии представлял собой арену действия вулканических горячих источников большого масштаба. Кинкель полагает, что происхождение этих руд должно быть аналогично с современными месторождениями Японии и Тайваня, но присутствие в Мичипикотене полосчатого кремня указывает на их образование в подводных условиях.

Другой пример приводится из Канады, где в Нью Брансуике, в области Басарст известна железистая формация, которой обычно приписывается осадочный генезис. Эта формация, разрабатываемая в одной области на железо, представлена породами от тонко- до грубополосчатых, состоящими из трех фаций: 1) окисной, богатой магнетитом, 2) окисной, богатой гематитом и 3) хлоритовой. Контакты как с вышележащими серicitовыми сланцами, прошедшими путем метаморфизма риолитовых покровов и пирокластов, так и с подстилающими хлоритовыми сланцами очень резкие. Богатая магнетитом фация представляет собой пачку, состоящую из переслаивания магнетита, гематита, кремния и небольшого количества хлорита и сидерита. Богатая гематитом фация, местами слоистая, содержит слабо складчатые слои яшмы, что предполагает синхронную с осаждением деформацию. Хлоритовая фация встречается во многих слоях и представлена тонко-слоистыми хлоритовыми сланцами, которые местами переходят в хлорит-пиритовые и хлорит-магнетитовые сланцы.

Тела массивных сульфидов приурочены к этой железистой формации, в том же горизонте встречаются графитовые сланцы. Например, у Аустин Брун залежь массивного пирита мощностью более 4 м залегает среди сланцевых риолитовых покровов и слоев

пирокластов, а также осадочных слоев среднеордовикского возраста. Пирит лежит непосредственно под железной формацией и подстилается риолитами с рассеянной сульфидизацией.

Другая, менее правильная зона рассеянных сульфидов и согласных сульфидных слоев лежит непосредственно под железной формацией. Это тело массивного пирита содержит 65—85% сульфидов, в которых присутствует значительное количество свинца, цинка и серебра. В Брансуйском сульфидном теле № 6, мощность которого более 100 м, а запасы руды около 30 млн. т, кроме перечисленных элементов, присутствует и медь. Пирротин встречается в большинстве сульфидных руд. Характерно, что в этом теле массивного сульфида имеются включения смятых и частично замещенных слоев.

По мнению Р. Бойли и Д. Девиса (Boyle a. Davis, 1964), сульфидная руда образовалась путем замещения уже деформированных пород вдоль контакта железистой формации и рассланцованных риолитов и пирокластов. Замещение пород обеих формаций наблюдал и Кинкель, который указывает также, что пирит, галенит, халькопирит и сфалерит кажутся пронизывающими железистую формуацию как вдоль, так и поперек слоистости. В руде часто встречается коллоидной текстуры масса исключительно тонкозернистого пирита. Р. Стантон (Stanton, 1959) предполагает, что источником металлов были подводные термальные источники и фумаролы, связанные с вулканизмом, и что сульфаты восстанавливались в сульфиды бактериями. Последующие деформации и метаморфизм изменили текстуру руды и вмещающих пород.

В Советском Союзе также известно немало случаев ассоциации в одном и том же месторождении залежей окисных руд железа и сульфидов. Так, например, в докембрийских образованиях Карелии известна ассоциация окислов и сульфидов железа. Детальную характеристику их дает В. Чернов (1966), который среди протерозойских комплексов Карелии выделяет две одновозрастные разновидности железорудных толщ, которые резко различаются парагенетическими ассоциациями пород; первая из них характеризуется переслаиванием железистых кварцитов с разнообразными, в различной степени метаморфизованными вулканитами кислого состава (лептитовые гнейсы, туфосланцы, геллелфлинты, порфириоды, метаморфизованные туфобрекции); вторая разновидность представлена железистыми кварцитами, залегающими в спилитовых и кератофиро-спилитовых вулканических сериях, с которыми пространственно и генетически связаны также крупные залежи колчеданных руд. Они разобщены и пространственно: первая распространена в Западно-Карельской структурно-фацальной подзоне, а вторая — в Восточно-Карельской подзоне карелид.

В первой из них, известной под названием гимольской серии, В. Чернов выделяет два седиментационных цикла: первый (мощность 400—850 м) представлен главным образом метаморфизован-

ными терригенными, местами грубокластическими породами; заметное место в нем занимают также метаморфизованные кислые и средние пирокласти; второй седиментационный цикл верхней части (мощность 200—400 м) состоит из кислых вулканитов, превращенных в лептитовые гнейсы, плагиопорфиры, кварц-биотитовые туфосланцы; верхняя же часть сложена железистыми кварцитами, ритмично переслаивающимися с кварц-биотитовыми туфосланцами, графитистыми, тальк-хлоритовыми сланцами (максимальная мощность 1000 м).

Во второй разновидности железорудных толщ нижняя часть (мощность 300—500 м) сложена ортоамфиболитами и амфиболовыми сланцами (продукты метаморфизма основных эфузивов и диабазов); верхняя часть здесь представлена пластами магнетитовых кварцитов, часто переслаивающихся с эфузивными телами в различной степени измененных плагиопорфиров, пачками кварц-биотитовых туфосланцев, слюдисто-хлоритовых и графитистых филлитовидных сланцев, содержащих вкрапленность пирита. Эта верхняя часть, как видно из характеристики, аналогична верхней части первой разновидности, т. е. тоже представляет собой ассоциацию железистых кварцитов с кислыми вулканическими породами.

Но железисто-кремнистые породы в этой толще редки и не образуют крупных скоплений. В них широко распространены многочисленные месторождения и рудопроявления колчеданных руд. В Юго-Западной Карелии отмечено наличие в свите пластовых тел колчеданных руд, а также пачек мощностью до 28 м тонко-зернистых, местами яшмовидных, тонкослоистых кварцитов с тонкими прослоями магнетита.

Таким образом, в Карелии также имеется хороший пример ассоциации окислов и сульфидов железа. При этом сульфиды, как правило, приурочены к графитистым сланцам, что подчеркивает восстановительные условия бассейна осадконакопления, обеспечившие превращение части принесенного железа в сульфиды, вместе с сероводородом, поставляемым вулканическими источниками. В. Чернов справедливо рассматривает колчеданные залежи как сульфидную фацию железистых пород, образовавшуюся при вулканическом процессе в условиях восстановительной геохимической среды. Связывая образование колчеданов с кислым вулканализмом, В. Чернов считает, что парагенетически связанные с альбитофиро-спилитовыми толщами колчеданные залежи по генезису не отличаются от известных месторождений Рио-Тинто в Испании, японских «черных руд» и многочисленных колчеданных месторождений Урала, Кавказа и Алтая.

В северной части Западного Саяна, у р. Енисей находится Майнское месторождение. По данным Н. Белоус и В. Новожилова (1964), месторождение приурочено к существенно сланцевой свите среднекембрийского возраста, состоящей из серых и зеленых сланцев с прослоями глинистых, углистых пиритсодержащих слан-

цев и песчаников. В них встречается единственный тонкий прослой конгломератов. Зеленокаменные эфузивы — порфиры и мандельштейны — залегают как ниже, так и выше руд, и являются продуктами подводного вулканизма. На рис. 25 дана схема геологического строения месторождения (приводимая авторами по Ф. Дудковскому), на которой хорошо видны взаимоотношения железных и сульфидных руд. Они локализуются в двух горизонтах

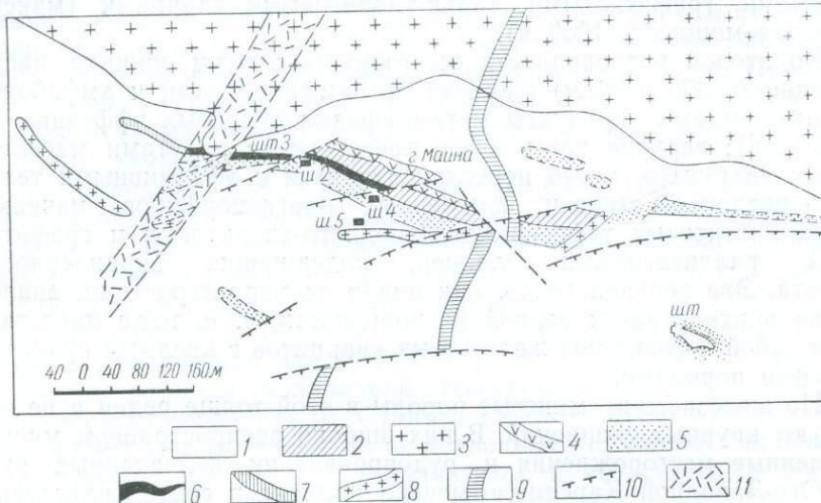


Рис. 25. Схема геологического строения Майнского месторождения

1 — метаморфизованные песчаники, песчано-глинистые, известково-глинистые, глинисто-хлоритовые и другие сланцы с редкими прослоями порфиритов и конгломератов; 2 — глинисто-хлоритовые сланцы; 3 — гранитоиды; 4 — хлоритизированные миндалевидные; 5 — руды и магнетит-пиритоносные породы; 6 — магнетитовые и гематит-магнетитовые руды; 7 — гематитовые руды; 8 — кварцевые порфириты и альбинофирмы; 9 — дайки диабазов; 10 — тектонические нарушения; 11 — зоны смятия и дробления

так. Нижний горизонт мощностью 150—170 м залегает среди сланцев и представлен рассеянным пиритом. Севернее пиритоносного горизонта встречаются небольшие пиритоносные прослои, сочетающиеся с линзами сульфидных руд или гематитоносных яшмовидных пород.

Главный рудоносный горизонт содержит богатую руду на протяжении лишь 1 км. Состав руды по простирианию и по падению быстро меняется. В западной части рудного поля горизонт представлен лишь гематит- и магнетитоносными сланцами. Восточнее они обогащаются гематит-магнетитовыми прослойями. Дальше руда начинает переслаиваться с серным колчеданом и образует магнетит-пиритовые и чисто колчеданные пирит-халькопиритовые прослои. Краткая характеристика типов руд сводится к следующему:

1) магнетитовые вкрапленные и слоистые руды представлены очень тонкокристаллическим агрегатом со слабо заметной слоин-

стостью, с мощностью прослойков 1—10 мм. Эти руды встречаются как самостоятельно, так и в виде прослоев в гематитовых бобовых рудах;

2) гематит-магнетитовые бобовые руды имеют слоистую, местами линзовидную текстуру; они состоят из тонкокристаллического серицит-магнетитового агрегата, в котором послойно или линзовидно распределены округлые гематитовые бобовины размёром 2—4 мм. Наличие линзовидных и неправильнослоистых бобовых руд, обладающих неравномерным распределением бобовин и их различными размерами, показывает, по мнению авторов, что бобовины распределяются почти так же, как и обломочный материал в прибрежных глинистых осадках; это указывает на формирование большинства бобовин на поверхности осадка;

3) массивные магнетитовые руды образуют прослон как среди бобовых гематитов, так и среди пиритовых руд. Состоят они из мельчайших кубиков магнетита размером 0,02—0,04 мм, тесно срастающихся друг с другом, с чешуйками серицитовидного минерала и хлорита;

4) пирит-магнетитовые руды встречаются в центральной части месторождения и на глубинном продолжении рудных тел в восточной части залежей. В штуфах хорошо наблюдается тесное переслаивание магнетито- и пиритоносных прослоев при постепенных переходах от магнетитовых руд к сульфидным. Пирит обычно обрашает зерна магнетита, не замещая его;

5) сульфидные руды встречаются в виде прослоев в магнетит-пиритовых рудах и самостоятельно среди пиритоносных сланцев; обычно состоят из мелкокристаллического пирита, тесно срастающегося с хлоритом и глинисто-гидрослюдистым веществом; в отдельных прослойках пирит образует мелкие сгусточки; иногда в пирите наблюдаются включения халькопирита. Химический анализ железных руд показал почти полное отсутствие в них глиноzemа, но повышенное содержание магния, что, по мнению авторов, резко отличает их от типично осадочных железных руд, образованных за счет продуктов коры выветривания.

Во многих прослоях и рудоносных пачках авторы отмечают общий порядок смены пород и руд в виде следующего ряда: гематитоносные хлорит-сериицитовые сланцы и гематитоносные яшмы \rightleftharpoons бобовые гематит-магнетитовые руды с серицитом и хлоритом \rightleftharpoons хлорит-магнетитовые слоистые руды или магнетитоносные сланцы \rightleftharpoons магнетит-пиритовые руды \rightleftharpoons пиритовые руды \rightleftharpoons пирит-халькопиритовые руды \rightleftharpoons сульфиноносные сланцы \rightleftharpoons хлорито-сериицитовые сланцы \rightleftharpoons серицит-глинистые сланцы. Авторы считают, что сходная смена фаций наблюдается и во всем рудном поле, о чем уже говорилось выше.

Исходя из того, что обломочный материал в рудоносной свите представлен лишь свежими обломками эфузивов, вероятно принесенных с соседних вулканических поднятий, авторы делают вывод о невозможности поставки в бассейн осадконакопления про-

дуктов химического выветривания суши; формирование рудной залежи происходило между двумя вспышками вулканизма и поэтому авторы считают, что рудный материал приносился кремнисто-сероводородными гидротермами, связанными с тем же вулканализмом.

Быстрое изменение состава руд в горизонте авторы объясняют тем, что «вблизи гидротермального источника, где морская вода насыщалась сероводородом, шло осаждение сульфиноносных пород и колчеданных руд, а по мере удаления от источника, где в морской воде шло окисление приносившихся соединений, создавалась благоприятная обстановка для возникновения магнетитоносных, а затем гематитоносных осадков» (Белоус, Новожилова, 1964).

Предлагаемая Н. Белоус и В. Новожиловой схема генезиса железоокисных и сульфидных руд кажется логичной, но она не объясняет тонкого переслаивания магнетита и пирита, а также окружения магнетита пиритом. Кроме того, авторы не оценили приводимый ими же факт, что «в центральной и восточной частях рудного поля (т. е. там, где появляются сульфиды. — Г. Д.) рудный горизонт рассечен разломами, зонами гидротермальной сульфидной минерализации и дайками. В этом же районе сильнее оказывается влияние приближающегося к рудному горизонту интрузива: магнетит-сульфидные руды локально изменены дополнительной жильной и гнездовой гидротермальной медной, редко свинцово-цинковой минерализацией». У читателя не может не создаться впечатление, что под влиянием интрузива гематит переходил в магнетит именно в центральной и восточной частях месторождения (как это, по И. Дербикову, наблюдается во многих месторождениях Алтай-Саянской области), а гидротермы, связанные, по-видимому, с тем же интрузивом, вызывали сульфидную минерализацию в центральной и восточной частях, где имеются и свидетельства этой гидротермальной деятельности в виде сульфидных жил. Это, конечно, не относится к горизонту пиритоносных хлорит-серицитовых сланцев, где пирит может быть и является осадочным.

Несмотря на это, авторы дают попытку интересных обобщений наблюдаемых ими явлений. При этом они приводят как пример аналогичного парагенезиса гематита и сульфидов Чатахское месторождение в Грузии, где якобы Чатахская гематитовая залежь фациально связана к западу с Болниским и к востоку с Маднеульским медноколчеданными месторождениями. Здесь очевидное недоразумение, и хотя Чатахская гематитовая залежь уже была охарактеризована выше, необходимо вкратце коснуться затронутого вопроса.

Чатахская гематитовая залежь находится в верхнемеловой кислой вулканогенной толще, в которой обнаружено и разведано медноколчеданное месторождение с солидными запасами, а также марганцевые рудопроявления. Все эти месторождения приурочены

к меловой вулканогенно-осадочной формации сеноман-датского возраста. Нижняя часть формации (сеноман) представлена чередованием известняков с туфами дацит-альбитофирирового состава, средняя часть (турон—сантон) сложена вулканическим материалом — туфами, туфобрекциями, покровами и дайками альбитофириров, экструзиями дацитов. Прослои и линзы карбонатных пород в них фактически отсутствуют или весьма редки, но в туфах часто встречается примесь кальцита. В верхней части (кампан) опять появляются известняки, количество которых все увеличивается, и датский ярус представлен уже карбонатными осадками без вулканического материала.

Оруденение начинается лишь с туронских вулканогенных образований, в которых на разных стратиграфических уровнях находятся месторождения железа и меди. По данным В. Бачалдина (неопубликованная кандидатская диссертация), внизу залегают гематитовые руды, выше расположены медноколчеданные руды, а марганцевые рудопроявления находятся уже в самых верхних частях сантона и низах кампана. При этом в гематитовом месторождении иногда находятся следы наложения более позднего медноколчеданного оруденения в виде тонких прожилков в руде и вкраплений во вмещающих породах. Встречены даже прожилки марганца в одной альбитофирировой дайке, залегающей на уровне гематитового месторождения и содержащей гематит. Характерно, что марганец часто сопровождается гематитом, образуя железо-марганцевые месторождения.

Таким образом, ни о каком-либо взаимопереходе и взаимозамещении гематита и колчеданов не может быть и речи; железо, медный колчедан и марганец связаны с отдельными фазами верхнемелового кислого вулканизма. Лишь гематит является сквозным минералом, проявлявшимся от начала до конца верхнемеловой вулканической активности. Но главная фаза, давшая Чатахское гематитовое месторождение, относится к низам турона; выше встречаются лишь слабые его проявления.

По тектоническому положению между складчатой зоной Малого Кавказа и Закавказским срединным массивом, по характеру магматизма (кислый, преимущественно дацитовый состав) и металлогении Чатахская зона, продолжающаяся на восток на территорию Азербайджана и названная автором Сомхитско-Кировабадской зоной, вполне аналогична Среднегорской зоне Болгарии, которая также находится между складчатой зоной Балкан и Родопским массивом (Дзоценидзе, Твалчелидзе, 1965).

Особое место среди вулканогенно-осадочных месторождений занимает так называемый атасуйский тип в Казахстане, детально описанный многими авторами, но наиболее полно освещенный в капитальной многотомной монографии, посвященной геологии и металлогении Успенской тектонической зоны (1967 г.). Характерной чертой атасуйского типа является ассоциация руд железа и марганца с полиметаллическими рудами и их чередованием в раз-

резе. Очевидно, лишь практическое удобство описания раздельно черных и цветных металлов заставило авторов и редакторов вышеупомянутой монографии поместить железо и марганец в одном томе, а полиметаллы в другом, так как они настолько тесно переплетаются друг с другом, что при описании каждой из этих групп обязательно должна быть рассмотрена и другая группа.

Лучшим представителем атасуйского типа является месторождение Жаирем, приуроченное к верхнефаменским отложениям общей мощностью около 450 м. По данным А. Рожнова и др. (1967), верхнефаменские отложения разделяются на три пачки: нижняя продуктивная, промежуточная и верхняя красноцветная пачка. Разрез нижней продуктивной пачки имеет следующий характер (снизу вверх):

1. Кремнистые слоистые известняки и кремни (силициты) серой и темно-серой окраски, со скучной фауной пелеципод 5—15 м
2. Кремнистые известняки, железистые яшмы, чередующиеся с прослойями магнетита и гематита (горизонт убогих руд, выклинивающийся в западном направлении) 30 „
3. Углисто-кремнисто-карbonатные слоистые породы с маломощными прослойками туфов андезитовых порфиритов, с обломками пузырчатых лав, с линзами и пластообразными залежами полиметаллических руд («нижний полиметаллический горизонт») 40—100 „
4. Углистые темные силициты и кремнисто-карbonатные породы с вкрапленностью и тонкими (несколько миллиметров) пропластками полиметаллических руд («средний полиметаллический горизонт») до 20 „
5. Кремнистые известняки и убогие железные руды 20—30 „
6. Углисто-кремнисто-карbonатные породы с вкрапленностью и тонкими прослойками (несколько миллиметров) полиметаллических руд («средний полиметаллический горизонт») 17 „
7. Горизонт железных руд (верхний); только в восточной части месторождения 20 „
8. Кремнисто-карbonатные породы с углистым веществом, с вкрапленностью и прослойями сульфидов («верхний полиметаллический горизонт») до 17 „
9. Кремнистые известняки, светлые силициты с прослойями железо-марганцевых руд. Рудные прослои выклиниваются к западу до 8 „
10. Кремнистые известняки серого и розового цвета, с маломощными прослойками железистых яшм и гематитовых руд до 10—15 „
11. Гематитовые железные руды, выклинивающиеся в западном направлении до 8 „

Промежуточная пачка представлена слоистыми серыми кремнистыми известняками мощностью 60—80 м, верхняя красноцветная пачка также сложена кремнистыми известняками, но розовой и красно-буровой окраски.

Из этого разреза видно, что в продуктивной толще имеется пять железорудных горизонтов, с которыми чередуются четыре цинковорудных горизонта.

Кроме Жаирена, аналогичные месторождения имеются и в других местах Успенской тектонической зоны.

Для всех месторождений характерна изменчивость количественного соотношения железных и марганцевых руд: на одних месторождениях преобладают железные руды, на других — марганцевые, но чаще они имеют смешанный характер. Фациальные изменения в рудах выражаются следующим рядом: гематит-магнетитовые → окисные марганцевые → слабоуроденелые известняки. Такие переходы наблюдаются как на отдельных рудных телах, так и в пределах рудных полей. Так, например, на Западном Караджалие преобладают железные руды, а на Восточном — исключительно марганцевые. Эта зональность, по мнению И. Ноховатского и Г. Щербы (1967), связана с положением руд по отношению к вулканическому очагу: ближе к нему отлагались железные руды с яшмами, далее — карбонатные. Они обоснованно считают, что образование руд связано с некоторым затишьем вулканической деятельности — периодом, когда усиливалась активность подводных источников и фумарол, поставляющих кремнезем и рудное вещество.

Многочисленные жильные метасоматические проявления, известные в Успенской зоне, авторы считают корневыми частями месторождений атасуйского типа. Наиболее благоприятными участками для развития оруденения авторы считают те части разреза, которые характеризуются чередованием неоднородных по химическому составу и физическим свойствам пород, что явилась причиной возникновения в них межпластовых срывов, трещин отслоения и дробления кремнистых прослоев. Именно такой характер имеет разрез продуктивной пачки месторождения Жаирен и др.

Аналогичным образом объясняет генезис этих и других медных, полиметаллических и железо-марганцевых месторождений Центрального Казахстана (Берканы, Джайрены) и Киргизии (Ташкоро—Южное) В. Попов (1967).

Г. Щерба, изучая Атасуйское и ряд других вулканогенно-осадочных месторождений Казахстана, приходит к выводу, что они являются эндогенными и связаны с базальтоидным вулканизмом, что доказывается как пространственной, структурной и временной близостью к самим вулканитам, так и тесным переслаиванием с явными продуктами вулканической деятельности — пирокластами, вулкано-химическими осадками, наличием в рудах вулканического материала (лапиллы, обломки кристаллов, стекла), либо, наконец, фациальным переходом вулканитов в руды. Исходя из этого Г. Щерба (1964, 1965, 1967) предлагает следующую схему генезиса месторождений атасуйского типа,

Базальтоидные магмы, попадая в верхние промежуточные бассейны, в иные физико-химические условия, не имели выхода на поверхность и неизбежно стремились к дифференциации по типу серийной ликвации. При этом из базальтовой магмы образовывались: 1) андезитовая магма, 2) дацио-липаритовая магма, 3) избыточные продукты. Последние выделялись в подводных или наземных условиях в виде надкритических флюидов, эксгалаций или терм. При этом образовывались подводные осадки или гидротермальные метасоматиты.

В тесной ассоциации с сульфидами встречается на Северном Кавказе и гематит. По Н. Скрипченко (1966), сульфидно-гематитовые руды в Худесском и Урупском месторождениях представляют собой фациальную разновидность обычных массивных медноколчеданных руд и наблюдаются как в области выклинивания, так и в кровле последних.

На восточном продолжении так называемой Главной залежи Худесского месторождения сульфидно-гематитовые руды образуют тонкие пласти (мощностью до 1 м) на том же стратиграфическом уровне, что и сама сульфидная залежь. Структура пласта симметричная (рис. 26); в подошве и в кровле залегают спилиты, за ними следуют вишнево-красные кремнисто-гематитовые руды мощностью 20—30 см, в центре залегает полосчатая руда мощностью 5—50 см, представленная переслаиванием массивной сульфидной руды, вишнево-красной кремнисто-гематитовой руды, смешанных кремнисто-сульфидно-гематитовых прослойков, красных туффитов и зеленовато-серых песчаников.

Вмещающие спилитовые лавы также содержат вкрапленность гематита, иногда достигающего до 15% объема породы. На рис. 27 показана фациальная изменчивость сульфидной залежи к востоку, где встречаются своеобразные брекции, состоящие из обломков медисто-колчеданной руды, сцементированной кремнисто-гематитовым туффитом. Интересно, что в тонких песчаниковых прослоях полосчатой сульфидно-гематитовой руды гематит отсутствует. В кровле Главной рудной залежи в одном штреке наблюдается следующая картина (рис. 28): подушечная спилитовая лава, содержащая до 8% вкрапленности гематита, налегает на бордово-красную гелевидную кремнисто-гематитовую руду мощностью 30 см, которая книзу переходит в рудную брекцию, состоящую из обломков нижележащей серноколчеданной руды, сцементированных той же кремнисто-гематитовой рудой; последняя по системе неправильных трещин проникает ниже в массивную колчеданную руду. Аналогичная картина наблюдается и в Промежуточной залежи Худесского месторождения, где на массивную медисто-колчеданную руду налегает слой кремнисто-гематит-баритовой руды; на контакте, в полосе мощностью 2—3 мм, массивная колчеданная руда приобретает тонкообломочную структуру — мелкие обломки пирита сцементированы мелкокристаллическим гематитом.

По существу те же явления наблюдаются в Урупском месторождении, где имеется чередование массивных медноколчеданных тонкослоистых пачек колчеданной руды и кремнистых осадочных пород, красных гематитовых и кремнисто-гематитовых туффитов и зеленых хлоритовых и кремнисто-хлоритовых туффитов. При этом в колчеданной руде

почти во всех слоях наблюдаются обломки или кислых эфузивных пород или кремнистых гематитсодержащих пород (рис. 29).

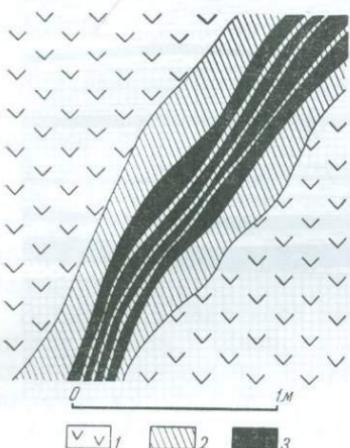


Рис. 26. Схема строения пластового тела сульфидно-гематитовых руд
По Н. Скрипченко

1 — спилит; 2 — красный кремнисто-гематитовый туффит; 3 — медноколчеданная руда

Приведенные данные с несомненностью показывают, что образование сульфидов и гематита происходило одновременно. Н. Скрипченко считает, что главной причиной образования тонкого переслаивания гематита и

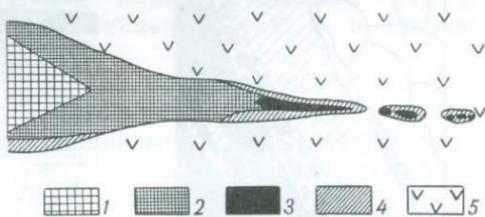


Рис. 27. Схема распределения типов руд на восточном фланге Худесского месторождения
По Н. Скрипченко

1 — серноколчеданные руды; 2 — медноколчеданные руды; 3 — сульфидно-гематитовые руды; 4 — кремнисто-гематитовые руды и туффиты; 5 — вмещающие спилиты с прослойками яшм и брекций

сульфида заключается в прерывистом поступлении экскальаций и в изменчивости их состава. Но если железо поступало в виде экскальаций, то процесс метасоматического замещения им обломочных частиц должен быть выражен более или менее ясно, чего, по Н. Скрипченко, не наблюдается. Трудно также понять такую резкую и частую изменчивость условий среди осадкоотложений, когда в результате смены окислительных условий восстановительными железные прослойки заменялись сульфидными и наоборот.

Вместе с тем очевидно, что принос сульфидов является процессом более непрерывным; так, за мощным слоем массивного сульфида следует пачка тонкого переслаивания сульфида со слоями кластического материала, чистого, или богатого железом и кремнеземом. Совершенно ясно, что осаждению сульфида помешало внедрение механического материала, который иногда сопровождался коллоидными массами кремнезема и окислов железа. Именно этот материал и поступает прерывисто, периодически, то в меньшем, то в большем количестве, то с преобладанием кластического материала над гелиями кремнезема и железа, то наобо-

рот. Когда этого материала нет или почти нет, то осаждается сульфид; усиленный же принос класто-гелевого материала подавляет процесс сульфидаобразования. Каков же источник класто-гелевого материала? Что кластический материал поступал с близлежащей суши или за счет разрушения вулканических островов, это вряд ли требует особых доказательств. Но и кремнезем вместе с железом также, по-видимому, приносился с тех же источников, где под действием кислых вулканических гидротерм происходил процесс интен-

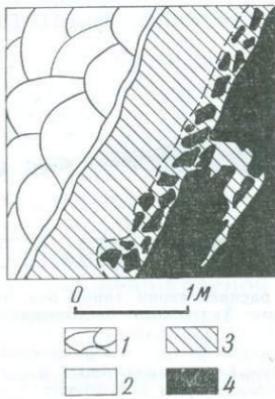


Рис. 28. Строение кровли Главного рудного тела Худесского месторождения
По Н. Скрипченко

1 — спилит; 2 — стекловатая хлоритизированная корка;
3 — кремнисто-гематитовая руда (кварцит);
4 — медно-и серноколчеданная руда

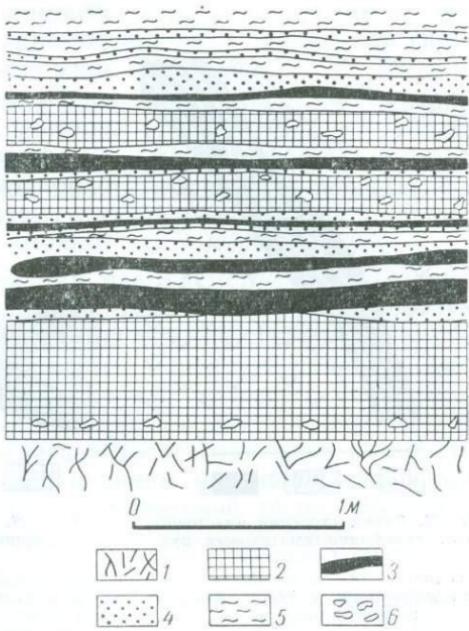


Рис. 29. Зарисовка разреза Главной рудной залежи Уральского месторождения
По Н. Скрипченко

1 — гидротермально измененные кварц-серицитовые породы с сульфидно-кварцевыми жилами; 2 — массивная медисто-цинковистая и медистая колчеданная руда; 3 — очень тонкое переслаивание колчеданной руды и кремнистых осадочных пород; 4 — красные гематитовые и кремнисто-гематитовые сланцы (туффиты); 5 — зеленые хлоритовые и кремнисто-хлоритовые сланцы (туффиты); 6 — гальки и обломки кислых эффузивов и кремнистых пород в руде

сивного кислотного выщелачивания с выносом железа в виде лимонита и геля SiO_2 .

Что этот процесс происходит довольно интенсивно и в настоящее время, наглядно показал К. Зеленов (1961, 1963) на примере Курило-Камчатской вулканической области. Гематит образовался лишь после в результате дегидратации и раскристаллизации геля гидроокиси железа. Конечно, не исключено, что эвакуации и гидротермы тоже поставляли какое-то количество железа, но их доля должна быть совершенно незначительной.

Для объяснения парагенезиса сульфидных и окисных форм железа в одном и том же месторождении придется вкратце суммировать высказанное о разных месторождениях этого типа. Обычно сульфидные руды залегают под окисными рудами; так, например, на месторождении Айрон-Ривер пиритовый аспидный сланец образует лежачий бок железных кварцитов. В Канаде в области Батарст, у Аустин Брук, залежь массивного пирита мощностью более 4 м лежит непосредственно под железистой формацией и подстилается риолитами с рассеянной сульфидизацией.

В Майнском месторождении Алтая-Саянской области наблюдается тонкое переслаивание магнетитоносных и пиритоносных прослоев.

В Худесском и Урупском месторождениях Северного Кавказа сульфидно-гематитовые руды представляют собой фациальную разновидность обычных массивных медноколчеданных руд и наблюдаются как в области выклинивания, так и в кровле последних.

В случае Канадского месторождения вопрос решается просто, так как Бойли и Девис, а также Киппель наблюдали как пирит, галенит, халькопирит и сфалерит пронизывают железистую формуацию и вдоль, и поперек слоистости. Таким образом, сульфидная руда образовалась явно позже железной.

Для случаев сингенетичных сульфидов и окислов железа приходится допустить наличие на ряду расположенных участках дна бассейна разных обстановок: окислительных и восстановительных, обусловленных или поступлением термальных вод различного состава, или же наличием восстановительных условий в самом бассейне в виде накопления на определенных участках повышенных концентраций органического вещества.

Для решения этого вопроса большое значение имеют наблюдения Г. Бутузовой (1967) над условиями накопления железа в кальдере вулкана Санторин в Эгейском море, по данным которой ниже приведен краткий обзор обстановки осадкообразования в этой области.

Последнее самое мощное извержение вулкана Санторин, расположенного среди островов Греческого архипелага, относится к XV в. до н. э. В настоящее время вулкан находится в фумарольно-солифатарной стадии развития. Мелкие вулканические острова Санторинской группы окружают кальдеру, имеющую площадь около 83 км². Продукты извержения представлены андезит-дацитовыми лавами и пирокластами. Внутри кальдеры наиболее распространены алевритовые илы; пелитовая фракция присутствует в небольшом количестве и ее роль постепенно возрастает за пределами кальдеры. Такая же картина наблюдается в распределении карбоната кальция, которого в осадках кальдеры содержится менее 10%, постепенно возрастаая в сторону открытого моря и дойдя до 50—60% в глубоководных илах Критского

моря. Количество аутигенного SiO_2 не превышает 4,14—4,86 %.

Вокруг внутрикальдерного о. Нео-Камени имеется много фумарольных полей, термальные источники которых делятся на две группы: 1) безжелезистые сероводородные источники, 2) источники без запаха сероводорода, но выносящие большие количества железа, придающего морской воде ржаво-бурую окраску.

Эти две группы источников иногда встречаются в пределах одного фумарольного поля, на небольшом расстоянии друг от друга; но есть поля, где имеется только один тип источника. В железистых источниках газовый компонент на 80—95 % представлен CO_2 ; кроме того, присутствует небольшое количество SO_2 ; хлора нет совсем. Температура воды 30—40°. Над фумарольными полями заметно обогащение морской воды железом, марганцем, SiO_2 и, очень слабо, фосфором. Наибольшее число интенсивно действующих термальных источников наблюдается в узкой бухте площадью около 2000—2500 m^2 , которая глубоко врезана в сушу с юго-западной стороны о. Нео-Камени. Видимо, в этой бухте существуют наиболее благоприятные условия для вулканогенно-осадочного железорудного процесса — осадок, образованный в бухте, имеет мощность 60—70 см. При этом верхняя часть этого осадка мощностью 25—40 см находится в окислительной обстановке и представлена оранжево-красным или ржаво-бурым очень тонкозернистым веществом. Под ним залегает черный ил восстановительной среды, который при высушивании на воздухе окисляется и приобретает зеленовато-бурую пятнистую окраску.

Преобладающим компонентом рудного слоя, как показали микроскопические исследования, являются изотропные частицы гидроокислов железа; кроме того содержатся примесь пепловых частиц, обломков пород, створки диатомовых, спикулы губок и мелкие комочки опала.

Рудные накопления содержат окислы железа в пределах 28,32—53,77 %, кремнезема 8,77—24,59 %, фосфор в руде колеблется от 0,14 до 1,64 %. Основное различие между верхним и нижним рудными слоями заключается в разных формах железа — в верхнем слое железо трехвалентное, а в нижнем — двухвалентное; в последнем случае железо представлено карбонатами (около 7 %), фосфатами (около 4 %), сульфидами (около 5 %), сульфатами (около 3 %) и свободными гидроокислами (около 30 %).

Г. Бутузова считает, что железо поставляется в морской бассейн низкотемпературными углекислыми гидротермами в закисной форме. Смешиваясь с морской водой, содержащей кислород, закисное железо окисляется и выпадает в виде гелевидных хлопьев аморфной гидроокиси трехвалентного железа. H_2S , поступающий из рядом расположенных источников, проходя через железистый осадок, восстанавливает трехвалентное железо и, при достижении pH 4,5—5, начинается сульфиообразование. Восстановленные ионы железа частично связываются с CO_2 , образуя

карбонат железа, частично с SO_3 и P_2O_5 с образованием сульфата железа и вивианита. Основная часть железа все же присутствует в осадке в виде свободных гидроокислов.

Кремнезем Г. Бутузова также правильно связывает с гидротермами, указывая, что садка его происходит биогенным путем. Необходимо добавить, что кремнезем выпадает и химическим путем, о чем свидетельствует наличие комочеков опала.

Марганец, поступающий в небольшом количестве, благодаря большей миграционной способности уносится за пределы фумарольных полей и выпадает в осадке кальдеры, где самые тонкие осадки содержат от 0,5 до 0,69% Mn, в то время как в рудном слое его не более 0,02%.

Таким образом, осадкообразование в кальдере вулкана Санторин дает ясное представление об условиях совместного образования окислов и сульфидов железа в обстановке поствулканической деятельности на дне морского или озерного бассейна.

Вместе с тем необходимо отметить, что в условиях, когда гидротермы выносили железо на дно геосинклинального бассейна, в котором отлагались богатые органическим веществом глинистые осадки, восстановление железа и образование сульфидов и карбонатов могло происходить и без сероводородных источников, за счет органической серы самого осадка.

Для выяснения условий совместного накопления сульфидов и окислов железа ценный материал дают также наблюдения И. Калугина (1967) над вулканами Курильских островов. Автор описывает условия залегания и образования отложений железа на вулканах Менделеева и Головнина на о. Кунашир и вулканах Эбеко, Владавца, Татаринова и Чикурочки на о. Парамушир, где он устанавливает следующие парагенетически связанные типы отложений: 1) на фумарольно-сольфатарных полях, 2) вблизи выходов источников на дневную поверхность, 3) в фильтрующих горизонтах, 4) в русле проточных и в ложе застойных вод.

При этом на фумарольно-сольфатарных полях, по И. Калугину, наблюдаются вкрапленные и сплошные метасоматические послойные и секущие близповерхностные отложения сульфидов железа, которые образуют также поверхностные корки и налеты; редко попадаются серно-мельникитовые потоки и отложения землистого гематита. Все они связаны с восходящими термами и горячими газовыми выделениями.

Под влиянием богатых кислородом водозных вод сульфиды железа окисляются; освободившаяся серная кислота производит в близповерхностных зонах и на поверхности интенсивное оглинивание и опализацию пород, и вынесенное из них железо отлагается местами в виде бурового железняка и ярозита.

Эту зону измененных пород, где решающее значение имеют водозовая вода и кислород воздуха, можно было бы назвать, по И. Калугину, «фумарольно-сольфатарной фацией коры химиче-

ского выветривания». Аналогичное мнение высказывает и С. Левченко.

Бурый железняк отлагается в разных условиях: и в зонах окисления сульфидов, и в фильтрующих горизонтах делювия, пролювия и аллювия, и на выходах источников — в руслах ручьев и речек; а в области пологой подошвы вулканов и вдоль морского побережья формируются болотные бурые железняки. Таким образом, на вулканической постройке рядом существуют различные по составу, условиям залегания, морфологии и генезису отложе-

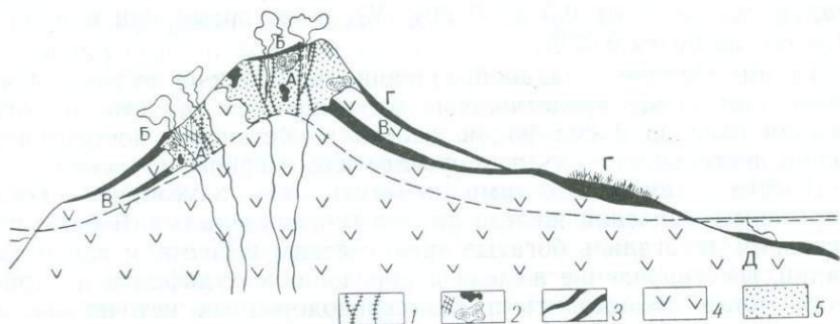


Рис. 30. Размещение отложений железа на постройке вулкана. По И. Калугину
А — на фумарольно-сольфатарных полях; Б — вблизи выходов источников; В — в фильтрующих горизонтах; Г — в русле проточных и в ложе застойных вод; Д — возможные морские отложения
1 — сульфиды железа; 2 — жилы, линзы и пятна бурого железняка на фумарольно-сольфатарных полях; 3 — бурые железняки в фильтрующих горизонтах и отложениях проточных и застойных вод; 4 — туфы, лавы и др.; 5 — зоны фумарольно-сольфатарного изменения. Пунктиром ограничена зона циркуляции водозовых вод

ния железа: эндогенные и экзогенные, близповерхностные и поверхность, метасоматические и осадочные, закисные, первично-окисные и окисленные. Все это в обобщенном виде И. Калугина графически изображает в виде наглядной схемы (рис. 30).

Именно это разнообразие условий залегания и состава являются главной причиной возникновения разногласий при объяснении генезиса вулканогенных месторождений. Но оно как раз и является характерным признаком и одним из главных показателей генетической связи месторождения с вулканализмом.

Нередко наблюдаемое отклонение от пластовой формы залегания в вулканогенно-осадочных месторождениях железа используется многими как аргумент против вулканогенно-осадочного генезиса. Наблюдения И. Калугина убедительно показывают, что для месторождений, связанных с наземным вулканализмом, ясно выраженная пластовая форма может наблюдаться лишь в болотной фации у пологой подошвы вулканов и вдоль морского побережья. Та часть железа, которая выносится в море, может образовать пластовую или согласную линзообразную залежь в определенных условиях сравнительно спокойной бухты.

Другое дело при подводном вулканизме, где вынесенное на дно моря железо, ювенильное или выщелоченное из пород, должно формировать именно пластовую залежь, которая по мере удаления от источника железа будет постепенно обогащаться осадочным терригенным или хемогенным материалом и переходить сначала в песчанистые руды, а дальше в пески, где железо в виде цемента играет резко подчиненную роль.

Безусловно справедлив вывод И. Калугина о том, что описанные в современных вулканических областях отложения железа по условиям залегания, морфологии тел и текстурным признакам в ряде случаев аналогичны гематитовым рудам в древних вулканогенных толщах. Заслуживает внимания также вывод о том, что «изучение наземных отложений железа в современных вулканических районах может иметь значение для выяснения условий рудоотложения в областях древнего вулканизма».

Но если учесть, что большинство залежей железа в древних вулканогенных толщах являются подводно-морскими образованиями, то наземный вулканизм может дать лишь представление о путях и масштабах выноса железа из пород при кислотном разложении и о количествах его, выносимых в море. Для правильного понимания связанных с вулканизмом процессов подводного рудогенеза необходимо изучение явлений подводного вулканизма, которое за последнее время все более расширяется.

6. БОКСИТЫ

Вопросу происхождения бокситовых месторождений посвящена огромная литература, однако многие стороны сложных процессов образования бокситов до сих пор остаются далеко не ясными. Особенно большие трудности возникают при выяснении генезиса тех бокситовых залежей, для которых палеогеографические условия и вся обстановка не позволяют считать источником глинозема латеритную кору выветривания.

Нашей задачей не является рассмотрение теорий генезиса бокситов. Сжатый, но содержательный обзор вопроса дан в работе Г. Бушинского (1966₂), который считает наиболее обоснованной теорию латеритного выветривания; при этом могут формироваться бокситовые залежи или непосредственно в коре выветривания (*in situ*), как остаточный продукт, или же, при определенных геологических условиях, кора выветривания может быть размыта и переотложена с образованием морских или пресноводных осадочных месторождений. Для нас, интересующихся в данном случае лишь вопросом об источниках глинозема, это один генетический тип, образованный за счет латеритного выветривания, но находящийся в первичном или во вторичном залегании. Вряд ли кто-нибудь отрицает в настоящее время наличие таких латеритных бокситов: месторождения этого типа обнаружены как

у нас, так и в других странах (Бушинский, 1966₂; Михайлов, 1966; Бейтс, 1964; Вольфенден, 1964 и др.), кроме того процессы латеритного бокситообразования в условиях тропического климата широко распространены и в настоящее время.

Многие авторы, исходя из теории исключительно латеритного образования бокситовых залежей всех возрастов, приходят к необоснованному выводу о том, что в соответствующие геологические периоды в областях, где находят бокситы, существовал тропический климат.

Особенно большие трудности возникают при объяснении генезиса большинства бокситовых месторождений мира, приуроченных к карбонатным формациям, в которых боксит залегает на закарстованной поверхности доломитов или известняков, заполняя все неровности и карстовые формы. В связи с этим возникла гипотеза терра-rossa, по которой бокситы представляют собой нерастворимый остаток карбонатных пород. Несостоятельность этой гипотезы хорошо показана Зансом (1964), Келли (1964), Бернсон (1964) и другими, по данным которых содержание глинозема (и то часто не свободного, а алюмосиликатного) настолько незначительно, что для образования боксита требовалось растворение огромной толщи карбонатных пород, чего в природе не наблюдается.

Недавно Г. Бушинский (1966) предложил еще одну гипотезу образования бокситов, так называемую «латеритно-осадочную диагенетическую», которая заключается в следующем: при размыке латеритной коры выветривания вместе с бокситом переотлагались и глины, а также слабо разложенные обломки пород: они накапливались на сухе и подвергались дальнейшей бокситизации; процесс особенно интенсивно протекал в том случае, если переотложенный материал располагался на карбонатных породах. Эта гипотеза, быть может, хорошо объясняет особенности строения и состава некоторых бокситовых залежей, но не содержит ничего нового в смысле источника глинозема, который опять заимствуется из латеритной коры выветривания с продолжением незаконченного процесса на новом месте.

Следовательно, согласно всем теориям и гипотезам образования бокситов источником глинозема может быть лишь латеритное выветривание. Однако во многих случаях невозможно объяснить происхождение бокситов за счет латеритного выветривания, поэтому геологи все чаще стали обращаться к возможному эндогенному источнику глинозема.

Наиболее обстоятельно вопрос об эндогенном источнике глинозема для формирования бокситовых залежей рассмотрен А. Пейве (1947). Правда, у него были и предшественники. Так, например, Н. Штрейс предположил, что связанные с палеозойским эфузивным вулканизмом Урала фумаролы и сольфатары выносили в растворенном виде соединения алюминия, который отлагался в морском бассейне Уральской геосинклинали в виде гидратов гли-

нозема, давших впоследствии известные бокситовые залежи Урала.

Еще раньше А. Яншин (1941), указав на генетическую связь бокситовых залежей восточного склона Урала и Южной Ферганы, высказал мнение, что фумаролы и гидротермы не поставляют ювенильный или другой алюминий непосредственно, а своими сильными кислотами выщелачивают его из вулканических пород; богатые глиноземом кислые воды и переносят главную массу алюминия в бассейн бокситонакопления, где в результате соприкосновения с морской водой он быстро коагулирует в виде гелей гидрата оксида алюминия.

Изучая тектонику Североуральского бокситового пояса, А. Пейве (1947) пришел к следующим выводам:

1) перед отложением бокситов в бокситовом поясе (Петропавловская фациальная зона) отлагались рифогенные известняки, образующие ряд узких вытянутых меридиональных массивов, сменяющихся иногда вулканогенными породами андезит-базальтового состава;

2) для рифообразования были необходимы длительные восходящие движения в данной узкой зоне, происходящие на фоне общего эпайрогенического опускания геосинклинальной области;

3) эти восходящие движения иногда сменялись кратковременными фазами опускания, или «обрушений», совпадающими с эпоями появления продуктов вулканической деятельности в Петропавловской фациальной зоне. Одной из таких фаз было время начала верхнего лудлоу, а вторая приходится на середину нижнего девона и совпадает с периодом образования нижнедевонских бокситов;

4) в период отложения бокситов эта гряда опустилась под уровень моря, что подтверждается находкой в бокситах морской фауны, указывающей на нормальную соленость морской воды;

5) после отложения нижнего горизонта бокситов происходило дальнейшее опускание дна моря и занос большого количества терригенного материала, образующего прослои в известняках кровли; в дальнейшем снова установились условия рифообразования;

6) в зеленокаменной полосе, окружающей бокситовый пояс с востока и запада, происходило накопление очень мощных вулканических серий основного и среднего состава. Спилиты и альбитофирсы жединского века сменяются граувакками и песчаниками кобленецкого века; в этот период смены обстановки образуются бокситы в Петропавловской зоне, а к востоку и западу от нее, в зеленокаменной зоне, в отдельных участках Среднего и Северного Урала в это же самое время накапливается большое количество кремнистых пород и яшм, приуроченных к самым верхам спилитов и альбитофиров; они палеонтологически уверенно коррелируются с бокситами;

7) по всем данным в это же время на глубине нескольких сотен метров от поверхности дна моря, в некоторых благоприят-

ных для этого участках происходило образование большинства колчеданных залежей Среднего Урала;

8) массовое излияние лав в середине нижнего девона почти прекратилось, но зато в море, по-видимому, поступали в громадном количестве разнообразные продукты поствулканической деятельности, о чем можно судить, к примеру, по яшмам и кремнистым породам.

Переходя к выяснению условий генезиса североуральских бокситов, А. Пейве исключает принос глинозема с латеритной коры выветривания, так как в центральную часть геосинклиналии глинозем не мог попасть с суши; если даже он переносился речными водами, то он должен был коагулировать в прибрежной зоне при соприкосновении с морской водой.

Латеритная кора выветривания и соответствующие залежи бокситов могут, по мнению А. Пейве, развиться лишь на платформах, а в геосинклиналях для этого нет условий. Детально рассмотрев гипотезу терра-rossa, он справедливо считает ее несостоятельной для объяснения происхождения уральских, да и других бокситовых месторождений.

Анализ всего комплекса фактических данных приводит А. Пейве к выводу о гидротермально-осадочном происхождении бокситовых месторождений Северного Урала. Он считает, что Петропавловская рифогенная зона явилась тектонически более проницаемой для гидротермальных растворов, подъемающихся с магматических очагов, питающих эфузивный вулканализм начальной стадии развития геосинклиналии. Благодаря этому гидротермальные растворы, несущие глинозем, сравнительно легко достигают дна геосинклиналии и поверхности поднятий, сложенных карбонатными породами, где выпадает глинозем, образующий в дальнейшем бокситы. Исключительная роль этой карбонатной зоны видна и из того, что как только подстилающие бокситы известняки сменяются терригенными фациями, исчезают бокситы.

Ссылаясь на Н. Штрейса, А. Заварицкого и других, А. Пейве приходит к выводу, что медно-серноколчеданные, марганцевые и железистые залежи в палеозое Урала образовались за счет тех же гидротерм, но они находятся в смежной, менее проницаемой зоне и поэтому образуют гнездово-жильные метасоматические месторождения, аналогично нижним горизонтам бокситов, которые имеют такие же формы залегания в известняках. Считая, таким образом, бокситы Урала гидротермальными образованиями, наиболее близкими к поверхности земли или дна моря, формировавшимися фактически на поверхности, Пейве их называет супратермальными, т. е. расположеннымными выше всех других гидротермальных образований (колчеданов, марганца, железа), связанных с теми же очагами магматизма.

Признавая стройный характер рассуждений А. Пейве и полностью соглашаясь с ним в основных выводах, вместе с тем следует отметить, что в его концепции сильно преувеличена роль

ювенильного алюминия. В этом отношении мнение А. Яншина, который главную массу алюминия считает вынесенной из вулканических пород под действием кислых растворов, нам кажется более близкой к действительности. Ссылка на наличие высокоглиноземистых пород в Казахстане, изученных Н. Наковником (1941), как раз и доказывает, что под действием поствулканических агентов происходит разложение алюмосиликатов, их каолинизация, а иногда полный распад алюмосиликатного ядра; освободившийся в результате последнего процесса глиноzem дает диаспор, корунд, андалузит и другие минералы с высоким содержанием Al_2O_3 . По данным Г. Власова и М. Василевского (1964), в монокварцитах Камчатки обычно содержится около 1% Al_2O_3 , в то время как в исходных свежих андезитах его 17—19%. Как видим, в процессе образования вторичных кварцитов освобождается огромное количество глинозema, которое в соответствующих условиях может дать залежи бокситов.

В этой связи интересны данные К. Зеленова (1961), который на примере вулканических областей Курило-Камчатской дуги показал, что кислые термальные воды, образовавшиеся путем растворения вулканических газов в подземных водах, имеют характер смеси концентрированных кислот. Эти воды, циркулируя среди вулканических пород и взаимодействуя с ними, обогащаются щелочами, щелочными землями, железом, алюминием и другими элементами и выходят на поверхность в виде термальных источников, ручьев и реже горных потоков. Дебит их иногда достигает десятков литров в секунду, они имеют низкий pH (1—3) и содержат сотни, иногда тысячи миллиграммов на литр растворенных металлов. При выходе на поверхность гидротерм находящиеся в них Fe^{3+} (pH 2—3) ввиду повышения pH до 3—5 интенсивно выпадают из раствора в виде Fe^{3+} . Поэтому значительная часть железа оседает уже на суше, и лишь меньшая часть выносится в море.

Алюминий, в отличие от железа, не задерживается на суше, так как он коагулирует из сернокислых растворов при pH 4,1, а из солянокислых — при pH 6,5. Этим объясняется, что большую часть алюминия гидротермы выносят в море и там отлагаются. По подсчетам К. Зеленова, одна лишь р. Юрьева ежесуточно выносит в Охотское море более 65 т алюминия.

Из этих данных нетрудно рассчитать, что даже маленькая р. Юрьева, которая за год выносит в море приблизительно 23 000 т Al_2O_3 , за тысячу лет даст накопление 23 млн. т глинозema. А ведь тысяча лет — это миг для геологических процессов. Кроме того, ведь на Камчатке не одна р. Юрьева выносит продукты поствулканического изменения вулканогенных толщ. Получается, что за сравнительно короткое время могут накопиться значительные залежи бокситов, что объясняет наличие пластов бокситов среди карбонатных пород одного стратиграфического горизонта, без каких-либо следов перерыва между породами

подошвы и кровли бокситов. Конечно, бокситообразование происходит не всегда даже при обильном приносе в бассейн глинозема. Для этого необходимы, как указывает Н. Страхов (1963), соответствующие условия: спокойный бухтообразный залив, отсутствие приноса терригенного материала и, по-видимому, карбонатное ложе. Иначе вносимый в бассейн Al_2O_3 рассеивается и не образует рудных скоплений.

Вулканогенные породы, подвергшиеся фумарольно-сольфатарному изменению, в дальнейшем подвергаются процессам выветривания, в результате чего значительные площади обеленных пород покрываются коркой лимонита, который, кроме того, образует жилы и прожилки, достигающие иногда 1 м и более мощности. Таких примеров много; например, в изученном автором Аджаро-Триалетском хребте эоценовые вулканогенные толщи во многих местах испытали окварцевание, каолинизацию, алюнигацию, а участками пиритизацию разной интенсивности. Лимонитовые шляпы над пиритизированными участками и мощные жилы довольно частое явление. По-видимому, именно эти процессы выветривания поствулканически измененных вулканических толщ и послужили причиной того, что С. Левченко и В. Наседкина (1966) предложили выделить так называемую «фумарольно-сольфатарную кору выветривания». По их мнению, интенсивная вулканическая деятельность, подводная и особенно наземная, может сказаться на появлении кор выветривания особого типа, где разложение пород обусловлено фумарольно-сольфатарной деятельностью.

Что фумарольно-сольфатарная деятельность вызывает интенсивное изменение вулканогенных толщ — общеизвестно. Но это ведь нельзя назвать «корой выветривания». Другое дело, что на таких измененных породах легко может развиться мощная кора выветривания с далеко зашедшем разложением силикатов; в этом процессе безусловно большую роль играет пирит, который, окисляясь, дает серную кислоту, являющуюся активным агентом глубокого разложения пород. Поэтому детальное изучение кор выветривания, развитых на формациях «вторичных кварцитов», представляет большой интерес и может выявить некоторые специфические особенности, которые оправдают выделение такого типа коры выветривания. Но называть ее «фумарольно-сольфатарной корой» никак нельзя.

Приведенный выше обзор показывает, что поствулканические процессы должны являться одним из основных источников глинозема для формирования геосинклинальных бокситовых месторождений. Если это так, то естественно возникает вопрос: а почему в самих вулканогенных толщах не встречаются если не месторождения, то хотя бы проявления бокситов? Действительно, было бы логично ожидать накопления бокситов недалеко от тех мест, где поствулканические изменения проявились наиболее

интенсивно, т. е. вблизи районов распространения формаций вторичных кварцитов. Однако таких находок до сих пор нет.

Н. Страхов, одним из первых высказавший мнение о возможности формирования в некоторых случаях бокситов за счет выноса глинозема подводными термами (Страхов, 1962), позже стал относиться к этому вопросу довольно скептически. В одной из своих последних работ он указывает, что бокситовых руд, которые органически включались бы в наземно-вулканогенные или даже наземно-морские вулканогенные комплексы, т. е. имели бы своим ложем и кровлей туфы и переходили бы в них по простианию, до сих пор не известно ни среди современных отложений, ни среди древних толщ. Их в природе, видимо, и не существует. Это своего рода запрещенная ассоциация.

Причиной этого, при известном факте обилия алюминия в кислых гидротермах, Н. Страхов считает два обстоятельства: первое уже было приведено при характеристике условий накопления железа и заключается в рассеивании алюминия и железа в открытом море, если для их накопления нет особых условий в виде островного побережья, с лагунами, заливами, с западинами дна между островами. Второе обстоятельство заключается в том, что если даже имелись такие условия в прошлые геологические периоды, то и в этом случае бокситы не возникали, так как выносимый кислыми гидротермами глинозем всегда мигрировал и осаждался вместе с большим количеством кремнезема; в процессе диагенеза осадков Al_2O_3 и SiO_2 , взаимодействуя друг с другом, давали алюмосиликаты типа каолинита, гидрослюд или монтмориллонита и вместо боксита формировался глинистый слой.

Эти соображения, безусловно, заслуживают большого внимания и требуют дальнейших исследований. Но вместе с тем, естественно, возникает вопрос, почему же во многих месторождениях бокситов, где встречается значительное количество свободного кремнезема, не произошло такого взаимодействия Al_2O_3 и SiO_2 с образованием алюмосиликатов. По геологическим данным точно установлено, что эти месторождения после образования были погребены под достаточно мощные отложения.

Правда, высказывается мнение, что весь кремнезем бокситов представлен в виде зерен терригенного кварца. Но минералогическое изучение бокситов показывает, что значительная часть кремнезема встречается в них в виде халцедона (видимо, происшедшего из опала), иногда переходящего в кварц. В некоторых же бокситах установлено наличие и опала (Бенеславский, 1958).

В. Аллен (1959), например, приводит данные Бриджа о наличии халцедоновых и опаловых конкреций в разработках бокситов близ Колд-Спрингс (Виргиния).

Очевидно, вполне естественный процесс образования алюмосиликатов из Al_2O_3 и SiO_2 не всегда имел место в осадках. Чем

это объяснить, мы пока точно не знаем; необходимы дальнейшие исследования.

Что бокситы не встречаются в вулканогенных толщах, это легко объяснить тем, что в местах интенсивного отложения вулканогенного материала, так же как и терригенного, образование бокситов, как и всяких химических осадков, полностью или почти полностью подавляется. Но ведь процессы интенсивного поствулканического изменения совпадают с затишьем вулканических извержений. Поэтому такие накопления бокситов в той или иной форме все-таки должны были бы встречаться в вулканогенно-осадочных формациях. Если их не нашли, то это можно объяснить тем, что их плохо искали, а также тем, что их трудно заметить в вулканогенных толщах, если бокситы не представлены красными разновидностями.

Доказательством этого является интересный факт обнаружения диаспоровых конкреций в вулканогенных отложениях Казахстана. Научный сотрудник Геологического института АН СССР Л. Котова при литологическом изучении девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай в Восточном Казахстане обнаружила слои и линзы пемзовых пород с содержанием Al_2O_3 от 18 до 30 %. В одной из них встречены многочисленные диаспоровые конкреции с содержанием глинозема в пределах 51—61 %.

Ниже приводится краткая характеристика условий нахождения диаспоровых конкреций по данным Л. Котовой (1966₁, 1966₂, 1966₃)¹.

В районе исследования распространены ордовикские и силурийские отложения, которые несогласно перекрыты девонской вулканогенно-осадочной серией. Последняя сложена переслаивающимися эфузивами, игнимбритами, туфами и осадочными породами, которые по простиранию сильно изменчивы. Серия содержит три фациальных комплекса: наземный, прибрежно-морской и морской. Наземный комплекс состоит из четырех толщ: 1) базальтовой, 2) риолитовой, 3) дацит-андезит-базальтовой и 4) трахириолитовой, указывающих на четырехкратную смену состава извергающегося материала. Породы с повышенным содержанием глинозема пока встречены лишь в наземном комплексе и приурочены к верхней части второй толщи, частично к третьей толще и особенно характерны для четвертой, самой верхней толщи.

Глиноземистые породы залегают в виде прослоев мощностью 0,5—4 м и линз мощностью до 20—25 м, протяженностью 100—300 м. Внешне они представляют собой красные, черные, темно-серые плотные, тяжелые породы. Под микроскопом видно интенсивное замещение их тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюды и

¹ Кроме опубликованных работ Л. Котова любезно предоставила в распоряжение автора также рукописные данные, из которых взяты приводимые в этой главе химические анализы, за что автор выражает Л. Котовой глубокую благодарность.

гематита; но сохранившиеся реликты структуры и текстуры позволяют установить их первичную природу спекшихся пемзовых пород и туфов. Эти породы сменяют друг друга как вертикально, так и латерально.

Диаспоровые конкреции встречены в линзе пемзовых пород в верхней части второй (риолитовой) толщи, залегающих между двумя слоями марганцовистых игнимбритов. Здесь разрез имеет следующий характер (снизу вверх):

1. Мандельштейновые базальтовые порфиры, неравномерно ожелезненные, особенно в верхней части покрова
3—5 м
2. Гидрослюдизированная пемзовая спекающаяся порода, расположенная на неровной поверхности базальтового порфира с заполнением в нем глубоких карманов и трещин. Под микроскопом видно, что порода сложена обломками пемзы и плотного стекла, по которым развивается гидрослюда, выполняющая также пустоты в пемзе; остальная часть породы замещена гематитом и пиритом.
1—15 „
3. Гидрослюдизированный туф, пемзовый. Обломки замещены тонкочешуйчатым агрегатом гидрослюд, а в основной массе присутствует большое количество железной пыли, распределенной неравномерно, вследствие чего порода имеет или красную, или белую окраску (содержание железа соответственно меняется от 15—17 до 1,79%)
0,5—1 „
Перерыв в обнажении
4. Гидрослюдизированный пемзовый красный туф, аналогичный описанному в третьем слое; в нем беспорядочно рассеяны диаспоровые конкреции на расстоянии 0,1—1 м друг от друга; они имеют сферическую форму с диаметром от 0,05 до 0,02 м. Конкреции внешне похожи на вмещающий красный туф, отличаясь от него большей тяжестью и твердостью. Микроструктура конкреций маскируется большим количеством окислов и сульфидов, но иногда все-таки можно различить скопления чешуек гидрослюд и длиннопризматические прозрачные кристаллы диаспора размером до 0,02 мм, расположенные беспорядочно, или образующие радиальнолучистые агрегаты. Диагностика диаспора подтверждена термическим анализом.

Выше по склону породы не обнажены, но в высыпках встречаются такие же красные пемзовые туфы. Неравномерность распределения железа в туфе, вмещающем конкреции, имеет такой же характер, как и в слое 3. В табл. 4 даны результаты химических анализов пород из второго слоя (анализы 1, 2, 3, 4), вмещающих конкреции пород четвертого слоя (анализы 5 и 6), некоторых пемзовых туфов (анализы 7, 8, 9, 10) и трех диаспоровых конкреций (анализы 11, 12, 13). Кроме того, приводим один анализ спекшейся пемзы (анализ 14), которая, судя по составу, является сравнительно неизмененной и может служить для сравнения с измененными, а также для понимания характера

Анализы диаспоровых конкреций и

№ анализа	№ образца	Название породы	Содержание						
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	500—24	Спекшаяся пемза	48,07	1,12	33,63	1,79	0,18	0,01	Нет
2	81—14	То же	47,51	1,60	26,61	9,61	1,72	0,09	0,77
3	500—27		43,82	2,21	23,61	17,39	1,58	0,05	0,49
4	500—18	" "	45,98	1,51	25,00	13,35	1,74	0,17	1,10
5	500—13	Вмещающий туф	50,21	1,30	30,76	6,75	0,14	0,01	Нет
6	500—14	То же	49,09	1,35	31,67	4,72	0,18	0,02	"
7	82—4	Пемзовый туф	50,22	0,84	30,79	5,70	0,29	0,01	"
8	244—8	То же	49,38	1,26	24,74	11,59	0,35	0,05	0,05
9	244—9	" "	51,96	1,35	23,92	9,70	0,50	0,07	0,35
10	517—6	" "	55,85	1,52	20,85	10,21	0,63	0,06	1,09
11	81—12	Конкреция	23,85	1,05	53,84	6,78	0,83	0,02	0,03
12	81—12a	"	15,93	1,35	61,01	6,02	1,00	—	Нет
13	500—12	"	16,52	1,17	59,75	8,55	0,43	0,43	"
14	579—12	Спекшаяся пемза	57,00	2,34	18,29	6,97	1,52	0,07	2,30

изменения (описаний анализированных пород в работах Л. Котовой нет).

Как видно из этих анализов, повышенное содержание глиноzemа в породах связано с их гидрослюдизацией, а железа — с гематитизацией туфов. С процессом гидрослюдизации связано, по-видимому, и повышенное содержание K₂O. Исходя из этого нет, вероятно, достаточных оснований говорить о породах типа фонолитов, как предлагает Л. Котова: это не подтверждается также низким содержанием Na₂O. Петрографический анализ затруднен в виду сильной измененности пород, поэтому выделить редкие породы, какими являются фонолиты, которые не характерны для риолитовой ассоциации, вряд ли целесообразно.

Что касается генезиса диаспоровых конкреций, то это нелегкий вопрос. Из данных Л. Котовой не видно отношения конкреций и вмещающей породы (резкая ли граница или постепенный переход); трудно понять, в конкреции гидрослюд и диаспор замещают породу, аналогичную вмещающему туфу, или образуют скопления в пустотах. Мнение Л. Котовой об участии кислых вод в растворении и перемещении железа и алюминия безусловно заслуживает внимания, но генезис этих конкреций все-таки требует дальнейшего изучения.

Проявления диаспора в вулканогенных измененных породах известны и в других местах. Богатый материал о них собран Н. Наковником (1954) в монографии, посвященной вторичным кварцитам. Среди многочисленных выходов формаций вторичных

Таблица 4

вмещающих пород. По Л. Котовой

окислов, вес. %							Формы кремнезема				
CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	H ₄ O ⁻	C	Сумма	Кварц	Аморфный SiO ₂	Алюмо-силикат SiO ₂	SiO ₂ ·Al ₂ O ₃
0,55	1,11	7,61	0,03	5,90	0,12	Нет	100,16				
0,59	0,82	6,19	0,01	3,66	0,22	0,47	99,88	12,80	0,34	34,17	1,28
0,51	0,85	5,40	0,11	3,10	0,27	0,14	99,53	12,24	—	31,58	1,38
0,83	0,81	5,40	0,21	3,22	0,35	0,12	99,79	12,65	—	33,33	1,33
0,36	1,08	4,40	0,07	4,59	0,28	0,14	100,09	1,88	—	48,0	1,56
0,45	1,11	5,02	0,05	5,93	0,27	Нет	99,96	1,54	—	47,50	1,50
0,60	1,09	5,60	0,07	3,91	0,16	0,33	99,65	6,60	0,50	43,92	1,42
3,22	1,20	4,19	0,05	3,18	0,44	0,44	100,21	15,12	0,26	33,80	1,32
3,58	1,31	3,35	0,09	3,19	0,32	Нет	89,47	21,00	0,56	30,20	1,31
1,68	1,05	3,46	0,14	2,81	0,33	"	99,68	23,24	—	32,61	1,56
0,85	0,63	2,09	0,18	9,38	0,28	0,12	99,93	—	—	—	—
1,07	0,49	1,96	0,05	10,10	0,53	Нет	99,52	—	—	—	—
0,77	0,51	1,97	0,05	10,09	0,32	"	100,16	—	—	—	—
2,41	0,22	5,30	0,53	3,05	0,12	"	100,12	15,66	—	41,34	2,24

кварцитов Казахстана, Узбекистана, Урала Н. Наковник указывает на наличие диаспоровых пород, в которых содержание диаспера колеблется от следов до 10—12%, но местами диаспор концентрируется до 60—80%, образуя желваки, гнезда и даже линзообразные тела мощностью до 1 м. Примеры аналогичного накопления диаспера во вторичных кварцитах алюнит-пирофиллитового типа приведены Н. Наковником также из мезо-кайнозойских отложений Японии.

Интенсивным фумарольно-солифтарным разложением вулканогенных пород нижнего кембрия и среднего палеозоя Урала и Саян объясняет И. Дербиков образование высокоглиноземистых пород и диаспоровых конкреций в рудных полях некоторых месторождений. Но его тезис о том, что рассмотренные данные по Салаирю и Уралу подтверждают точку зрения Н. Страхова о фиксировании подавляющей массы выносимого глинозема в осадке совместно с кремнеземом в виде глин, не подтверждены приведенными в статье фактическими данными (Дербиков, 1967). Поэтому очень важно выяснить пути миграции глинозема, выносимого при кислом разложении вулканических толщ, и его дальнейшую судьбу.

Следовательно, с процессами поствулканического изменения вулканогенных толщ нередко связано формирование высокоглиноземистых пород, в том числе диаспоровых накоплений. Детальное изучение механизма их формирования и их дальнейшей судьбы в условиях выветривания могут пролить свет на некоторые сто-

роны образования ряда бокситовых месторождений. Ведь было бы неправильно не учитывать безусловно огромное количество Al_2O_3 , выносимое из вулканических толщ при их поствулканических изменениях. Известно, что при этом формируются или мономинеральные кварциты, или породы с высоким содержанием SiO_2 и ничтожным Al_2O_3 , т. е. из пород, в которых первоначальное содержание Al_2O_3 было около 15%, вынесен почти весь глинозем. Если учесть, что в большинстве случаев вторичные кварциты имеют значительное распространение, то освобождающийся при их окварцевании глинозем без сомнения выразится внушительной цифрой. Так, например, вторичные кварциты Цабланского месторождения в Аджарии занимают более 100 км² при средней мощности более 200 м. Это дает массу измененных пород в 20 млрд. т. Если считать, что в среднем из пород было вынесено 5% Al_2O_3 , то получим внушительную цифру в 1 млрд. т. Накопление хотя бы части этой массы глинозема в соответствующих благоприятных условиях спокойной бухты или озера может обеспечить формирование значительной бокситовой залежи.

Факты обнаружения непосредственно в вулканогенных толщах диаспоровых конкреций и приводимые выше ориентировочные расчеты вносят в ультрапессимистические взгляды о возможной бокситоносности вулканогенно-осадочных формаций определенный оптимизм и укрепляют позиции тех геологов, которые в формировании геосинклинальных бокситовых месторождений отводят значительную роль эфузивному вулканизму. За последние годы число сторонников вулканогенно-осадочной теории образования бокситов все увеличивается. Ведь нельзя считать случайностью, что известный специалист по бокситам и один из ортодоксальных латеритистов Г. Бушинский в своем обзоре теорий образования бокситов вулканогенно-осадочному генезису уже уделяет серьезное внимание (Бушинский, 1966₂).

В 1967 г. опубликована работа А. Калугина (1967), в которой автор делает попытку по-новому объяснить роль вулканизма в образовании бокситовых залежей, располагающихся на рифовых формациях. Он исходит из давно известного факта, подмеченного впервые С. Дарвина, сопряженности в пространстве вулканов и коралловых рифов, который получил дальнейшее развитие и тектоническое обоснование в виде триады: разлом—вулкан—риф в трудах советских геологов (Хайн, 1962). А. Калугин на составленной им карте показал эти сопряженности рифовых зон с областями распространения современных вулканов, а также выделил области наземных и подводных пеплопадов, часто достаточно удаленных от центров извержений.

Исходя из того, что многие месторождения бокситов разных возрастов расположены на закарстованных поверхностях карбонатных отложений, Калугин обосновывает мысль, что бокситы должны были образоваться за счет пепла, принесенного ветром

со смежной вулканической области (но удаленной, быть может, на 100 км и более от места пеплопада) на поднятое рифовое плато, где пепел подвергался интенсивной латеритизации. Позже эти латеритизированные пеплы размываются и сносятся в рифовые и карстовые углубления, образуя плащеобразные залежи бокситов; этот тип бокситов Калугин предлагает назвать «латеритно-пролювиальным». Когда рифовые плато опускаются ниже уровня моря, молодые разрастающиеся рифы полностью перекрывают бокситы, предохраняя их от размыва. В лагуну, образующуюся на месте рифового плато, сносятся продукты размыва «латеритно-пролювиального» боксита, где отлагаются и позже перекрываются карбонатными или другими осадками. Этот тип Калугин предлагает назвать «морскими латеритно-осадочными» бокситами.

Гипотеза А. Калугина выглядит довольно стройной и аргументация автора вполне логична. Но, вероятно, некоторые вопросы следует еще доработать. Наиболее слабой стороной этой гипотезы является то, что требуется тропический климат для сравнительно быстрой латеритизации пеплов в субаэральных условиях на рифовых плато. Вряд ли так легко доказать, что во всех областях и во все геологические периоды, в которых встречаются бокситовые залежи в карбонатных отложениях, существовали такие климатические условия. Непонятно также, куда девались кремнезем и гидроокислы железа, в большом количестве освобождавшиеся в результате латеритизации пеплов. Ведь естественно ожидать, что в те рифовые углубления и карстовые полости, куда позже переотлагался боксит, в первую очередь должны были сноситься именно эти продукты латеритизации. А если они почему-то выносились за пределы поднятого плато, то вокруг последнего должны существовать морские осадки, обогащенные кремнеземом и железом. Будем надеяться, что на эти вопросы в дальнейшем можно будет дать ответ.

Характерно, что Уотермен также обосновывает невозможность образования известных залежей бокситов Ямайки путем растворения известняков. Он справедливо считает главным аргументом тот факт, что известняки были интенсивно закарстованы, когда на них отложился материал, давший бокситы. Они не могли образоваться также за счет материала, принесенного дождевыми потоками с соседних возвышенностей, так как в бокситах размеры обломков очень тонкие ($0,1$ — $1,0$ мк) и такой материал не мог быть быстро принесенным и тем более быстро осажденным на интенсивно закарстованной поверхности, которая вместе с водой поглощала бы и весь принесенный материал. Исходя из этого он приходит к единственному возможному выводу о приносе вулканического материала ветром и осаждении его на закарстованной поверхности, где и происходила бокситизация, аналогично тому, как это допускают С. Гольдич и Х. Бергквист для бокситовых залежей Республики Гаити (Goldich a. Bergquist, 1948).

Вместе с тем нельзя не отметить в поддержку «пепловой гипотезы», что, как правило, бокситонакопление в карбонатных толщах совпадает с проявлением эксплозивного вулканизма в смежных областях. К сожалению, в данной работе нельзя привести данные по всем таким месторождениям, но для примера рассмотрим бокситы Венгрии, месторождения которых автор посетил в 1967 г.

В Венгрии известны многочисленные месторождения бокситов. Все они, по данным Д. Бардоши (1957), являются типично «карстовыми», так как бокситовая залежь в них располагается на закарстованной поверхности триасовых доломитов или на такой же поверхности известняков как нижнего, так и верхнего мела. Бардоши критически рассматривает теорию Т. Гедеона, по которой венгерские бокситы образовались за счет пепла основного состава в мелководном море в условиях высокого рН. Главные возражения заключаются в следующем: 1) районы венгерского бокситообразования были частями древней суши; 2) в период образования венгерских бокситов не известно никакой вулканической деятельности, 3) нигде не сохранилось остатков вулканического пепла. «Трудно представить, — пишет Бардоши, — чтобы следы вулканической деятельности сохранились только в форме бокситовых залежей и полностью исчезли там, где предполагается ее широкое развитие».

Бардоши справедливо отвергает теорию терра-rossa как неспособную объяснить генезис венгерских бокситов и приходит к выводу, что материал для образования бокситов приносился с юга, из района современного озера Балатон, где была развита кора выветривания на древнепалеозойских эруптивных и метаморфических породах.

В доказательство этого Д. Бардоши приводит состав тяжелых минералов венгерских бокситов, в котором установлены циркон, ильменит, берилл, турмалин и др. Первые два минерала могут характеризовать и пеплы, а появление двух последних легко объяснить примесью песка после погружения бокситов под водой или нерастворимым остатком известняков. Однако все это необходимо проверить. Во всяком случае, наличие в мезозое коры выветривания на месте озера Балатон не подтверждается другими геологическими данными.

Что касается критики теории Г. Гедеона со стороны Д. Бардоши, то первое замечание безусловно справедливо. Относительно второго замечания надо сказать следующее: по данным Д. Бардоши (1957) и Э. Вадаса (1964), бокситовые месторождения Венгрии приурочены к мезозойским отложениям гор Баконь и Вареш, так называемых Венгерских Средних гор (табл. 5).

По данным последних лет к нижнему мелу вулканизм был довольно широко развит как в Карпатской геосинклинали, окружающей Венгерскую впадину с севера и востока, так и в самой Венгрии. Например, в горах Мечек развита нижнемеловая фор-

Таблица 5

**Стратиграфическое положение венгерских бокситов.
По Б. Кальману (1966)**

Название и местонахождение месторождения	Периоды	Подошва	Кровля
Шгомеч, Южный Баконь Юркут, Южный Баконь	Верхний мел То же	Верхний мел (сенон); известняки Нижний мел (альб); известняки Верхний триас; доломиты	Нижний эоцен; глины Нижний эоцен; глина, известняк Верхний олигоцен; песчаники, глины
Надъэдвхаза, Оборок (горный хребет Герече) Местерберек, г. Герече	" "	То же	Нижний эоцен; глины
Гант, г. Вертеш	" "	" "	Нижний эоцен; глины
Искасентдьёрдь, Верхний Баконь; Сёц и Ньирал, Южный Баконь; Халимба, Южный Баконь	Турон	Верхний триас; доломиты и ретские известняки	Верхний мел (сенон); глины, мергеля
Фенёфё, Боконьсентласио, Восточный Баконь	Верхний мел	То же	Нижний эоцен, пески; средний эоцен, известняки
Надъхаршань, г. Вилланы	Нижний мел (валанжин)	Верхняя юра, известняки	Нижний мел (валанжин-готерив); известняки
Алшопере, Восточный Баконь	Нижний мел (нижний апт)	Верхний триас (рет); известняки	Нижний мел (апт); глины, мергеля

мация трахидолеритового состава с большим количеством вулканокластического материала. Формация, по Э. Вадасу (1964), занимает положение: конец юры — начало мела (берриас — валанжин). Кроме того, нижнемеловой эксплозивный основной вулканизм известен в Западных Карпатах (Чехословакия, Поважье), в Восточных Карпатах (Закарпатье, Чивчинский и Раховский массивы) и Южных Карпатах (Румыния, Марамуреш, Металичи) и везде представлен диабазами, порфиритами и туфами. Естественно допустить, что и карпатский вулканизм мог поставлять пепловый материал на возвышенные плато, сложенные триасовыми доломитами.

Для верхнемеловых бокситов Венгрии источника пепла в непосредственной близости от них не обнаружено. Таковыми являлись, возможно, вулканы Среднегорской зоны Болгарии и Сербии, которые извергали андезитовый материал, в результате чего накапливались довольно мощные толщи разных пирокластов. Но этому противоречит сравнительно более молодой, сенонский возраст среднегорского вулканизма, в то время как некоторые бокситовые месторождения перекрываются апским (месторожде-

ния Алшопере, Теш и Надъхаршань) и туронскими (месторождения Халимба и Баканьбел) отложениями. Во всех остальных месторождениях кровлей являются нижне- и средненоценовые отложения, а в одном случае (Надважоньское месторождение) даже плиоценовые известняки.

Обращает на себя внимание также одна общая особенность большинства бокситовых месторождений Венгрии — подошвой их являются верхнетриасовые доломиты или известняки. Лишь месторождение Надъхаршань в Южной Венгрии залегает на юрских породах. Кроме того, в месторождении Юркут постелью бокситов являются альбские, а в месторождении Шгомеч — сеноманские известняки. Вероятно материал для образования почти всех бокситов Средневенгерских гор был принесен одновременно, по-видимому, из очагов нижнемелового вулканизма; осажденный на верхнетриасовых карбонатных плато пепел подвергался латеритизации, с последующим переотложением глинозема, с формированием бокситовых залежей. Но опускание некоторых из этих триасовых плато под уровень моря происходило дифференцированно, в виде отдельных блоков, в разное время мелового периода (перед аптом, перед сеноном).

Большинство этих карбонатных триасовых плато с расположеннымными на них бокситовыми залежами оставались сушей вплоть до эоцена, когда на них образовались лагуны, началось заболачивание, и лишь после этого они погрузились под воду. Ведь определение возраста бокситовых залежей по кровле, даваемое венгерскими геологами (Бардоши, 1957; Вадас, 1964; Кальман, 1966), условное, так как кровля указывает лишь на то, что залежь не может быть моложе перекрывающих пород. Зато их общая подошва в виде верхнетриасовых отложений в какой-то мере дает основание думать, что материал для бокситообразования был принесен более или менее одновременно. Тот факт, что наиболее древней кровлей являются апты отложения, и то, что в Венгрии нигде нет бокситовых залежей юрского возраста, дает основание сделать вывод о начале бокситообразования именно после верхней юры, т. е. в нижнемеловое время, как думает и Э. Вадас (1964). Это время — конец юры — начало мела — как раз и было временем интенсивного проявления основного геосинклинального вулканизма в Карпатах и трахидолеритового вулканизма в горах Мечек в Южной Венгрии. Естественно допустить, что именно этот вулканизм и поставлял пепел для бокситообразования на триасовые карбонатные плато, согласно новой концепции А. Калугина.

Характерно, что за последнее время все чаще привлекают вулканический материал для объяснения генезиса некоторых бокситов разными путями. В этом отношении показательны интересные бокситовые залежи острова Ямайки, расположенные на третичных известняках. По мнению В. Занса (1964), В. Келли (1964) и Д. Бернса (1964), бокситы Ямайки не могли образо-

ваться за счет терра-rossa. В поисках других источников Занс приходит к выводу, что бокситы Ямайки, по-видимому, образовались за счет разложения туфов, носящих явные следы латеритизации. Хотя эти туфы древнее бокситов, они часто расположены топографически выше известняков. Бернс также допускает возможность образования бокситов Ямайки путем выветривания меловых туфов. Но Хильдебранд (1964), проводя сравнение бокситового месторождения в Карстовом районе центральной части Северного Пуэрто-Рико с месторождениями Ямайки, считает возможным допустить, что бокситы образовались, аналогично Ямайке, за счет вулканогенных пород, занесенных в кавернозные известняки, где они подвергались бокситизации.

Заканчивая раздел о бокситах, хочется указать на необходимость изучения выдвинутой в свое время О. Аншелесом гипотезы образования некоторых бокситов путем разложения глинистых или основных вулканогенных пород путем окисления содержащегося в них пирита с образованием серной кислоты (последняя выносит из пород алюминий в виде сульфатной соли). Воды, обогащенные сульфатом алюминия, попадая в водный бассейн, легко гидролизуются с осаждением гидрата окиси алюминия, который при отсутствии кремнезема может дать бокситовую залежь.

Такие пиритсодержащие породы встречаются очень часто; таковы, например, многие угленосные аргиллиты, глинистые сланцы геосинклинальных формаций и пиритизированные зоны вторичных кварцитов вулканогенных формаций. Часто можно наблюдать, как огромные обнаженные поверхности таких пиритсодержащих толщ покрыты высыпкой тончайших кристаллов алюминиевых квасцов. Но этот процесс, особенно с количественной стороны, изучен очень слабо. В этом отношении интересны данные П. Теобальда, У. Лекина и Д. Хоукинса (1964), которые в округе Саммит (плато Колорадо) обнаружили осаждение в русле р. Снейк гидрата окиси алюминия. Река Снейк протекает через пиритизированные породы, в нее впадает р. Дир-Крик. В воде р. Снейк содержится в 3—4 раза больше сульфата, чем в воде Дир-Крик; соответственно pH воды р. Снейк в среднем 4,2, а р. Дир-Крик 8. На дне р. Снейк в условиях низкого pH выделяется бурый осадок гидроокиси железа. Но у слияния с р. Дир-Крик pH воды повышается до 6,8, а ниже слияния — до 5,9. В этих местах из воды выделяется осадок в виде белого ила, состав которого приведен в табл. 6 (высушенные пробы).

Авторы справедливо считают, что эта гипотеза заслуживает внимания, особенно для условий умеренного климата, где латеритное выветривание исключается. По их подсчетам, р. Снейк осаждала бы в год около 100 т Al_2O_3 .

Целесообразно также привести предлагаемые Г. Бушинским (1966₂) критерии, которыми можно пользоваться при поисках бокситовых залежей вулканогенно-осадочного генезиса: 1) нали-

Таблица 6

Состав белого ила (в вес. %)

Место взятия пробы	Al_2O_3	Суммарное железо в виде Fe_2O_3	MnO	SO_3
У слияния р. Снейк и Дир-Кирк	64	7,2	0,04	7,5
Река Снейк ниже слияния . . .	56	3,9	0,09	8,3

чие следов наземного вулканизма и прежде всего так называемых вторичных кварцитов; 2) нахождение железных руд, материал для которых приносился из зоны вторичных кварцитов; 3) нахождение диаспора или бемита в шлихах; 4) наличие карбонатных пород не моложе времени образования вторичных кварцитов.

К этим критериям следует добавить критерии, предлагаемые А. Пейве (1947): наличие зон интенсивного геосинклинального вулканизма и сопряженных с ними областей длительного развития карбонатных формаций; кроме того, Пейве указывает на необходимость наличия перерывов в карбонатной серии. По мнению Пейве, районы геосинклинального типа с месторождениями железа, марганца, колчеданов и яшм благоприятны для поисков бокситов супратермального типа. Пейве указывает также на наличие *небольших* (курсив мой.—Г. Д.) скоплений вторичных кварцитов как благоприятный признак для поисков бокситов этого типа. В примечании он поясняет, что «районы с массовым появлением вторичных кварцитов, как Казахстан, по-видимому, мало благоприятны для поисков геосинклинальных бокситов». Это вряд ли справедливо. Все равно, имеем ли мы в виду поиски диаспоризованных зон во вторичных кварцитах, скопление диаспоровых конкреций (а может быть и линз, и слоев) типа Тарбагатайского хребта или вынос глинозема путем кислого разложения пород в зоне вторичных кварцитов, во всех случаях чем больше площадь вторичных кварцитов, тем больше шансов на успех.

Аналогичное замечание следует сделать и по поводу первого критерия Г. Бушинского: необходимо иметь не «следы» наземного вулканизма, а наличие мощной вулканогенной или вулканогенно-осадочной толщи. Лишь при интенсивном вулканизме могут быть условия выноса из недр большого количества фумарольно-солифатарных газов и гидротерм, способствующих формированию широких площадей вторичных кварцитов, или отложения на известняковых плато сравнительно мощных слоев пепла.

Во всяком случае, приведенные выше критерии безусловно будут полезными как рабочие гипотезы при поисках бокситов в районах развития мощного геосинклинального вулканизма.

7. МАРГАНЕЦ

При рассмотрении вопроса о вулканогенно-осадочном происхождении некоторых месторождений марганца поневоле придется повторить многое из того, что было сказано выше о кремнеземе и железе в вулканогенно-осадочных формациях.

Хотя залежи марганца, приуроченные к вулканогенным и вулканогенно-осадочным образованиям, давно известны и описывались в разных странах, но классификацию типов таких марганцевых формаций впервые дал Н. Шатский (1954). По его мнению, большинство известных марганцеворудных месторождений относится к месторождениям, породы которых находятся в парагенетических отношениях с кремнистыми породами в вулканогенно-кремнистых формациях. Среди последних Н. Шатский отмечает две группы: первая связана с эвгеосинклиналями, вторая — со срединными массивами в геосинклинальных зонах. Их краткая характеристика, по Шатскому, уже была приведена выше при рассмотрении вопроса о происхождении кремнезема, и здесь нет необходимости ее повторять.

В первой группе Н. Шатский выделяет зеленокаменные, яшмовые, кремнисто-сланцевые и отдаленные кремнистые формации. Во второй группе — те же формации, кроме яшмовых, но первая, зеленокаменная, здесь представлена так называемым «порфировым» типом, в котором, в отличие от основных пород зеленокаменной формации, ведущую роль играют кислые породы липарито-андезитового ряда. Другие члены (кремнисто-сланцевая и отдаленная кремнистая) этой группы также отличаются рядом особенностей. Например, отдаленная кремнистая во второй группе представлена преимущественно спонголитовыми отложениями.

Месторождения марганца предположительно вулканогенно-осадочного генезиса широко распространены как в Советском Союзе, так и за рубежом. Из многочисленных месторождений этого типа приведем лишь несколько примеров.

Зарубежные месторождения

Из зарубежных залежей марганца, приуроченных к вулканогенным толщам, одним из наиболее хорошо изученных является месторождение марганца п-ова Олимпик (штат Вашингтон), которому посвящено довольно детальное описание Ч. Парка (Park, 1946). По данным автора, нижнетретичная вулканогенная толща мощностью около 9 км состоит из переслаивания аргиллитов, граувакк, лав и туфов и прослоев известняков. Лавы переслаиваются с агломератами, туфами и осадочными породами. Некоторые покровы представлены богатыми альбитом мандельштейнами с ясным подушечным строением и должны быть отнесены к спи-

литам. Многие потоки имеют массивное строение и содержат лабрадор. Внутренние части мощных потоков по структуре являются диабазами, но последние образуют и самостоятельные силлы.

В вулканогенной толще встречаются прослои и пачки известняков и аргиллитов, имеющих часто красный цвет и поэтому называемых «красными породами». Красные кремнистые известняки содержат плохо сохранившиеся остатки глобигерин и дают постепенные переходы в известковые аргиллиты и туфы, и во многих местах содержат неправильной формы гнезда и скопления яшм. Красные породы местами образуют между двумя шаровыми лавами пласт мощностью 3—15 м и более, чаще они приурочены к верхним частям лавовых потоков, но иногда встречаются и в самих потоках в виде выполнения пространства между шарами, в виде обломков в лаве, цемента или обломков агломератов, а также в ядре шаровых тел.

По мнению Ч. Парка, красные породы следует рассматривать как тонкораздробленный вулканический материал; химический материал отложился, по-видимому, одновременно с подводным извержением и фумарольной деятельностью. Известняки отложились из морской воды в результате волнения и некоторого повышения температуры, вызвавших потерю CO_2 . Трудно согласиться с Парком в том, что обилие известняковых прослоев связано с выносом кальция из лав в результате их альбитизации. Ведь в морской воде достаточно бикарбоната кальция для образования не только таких маломощных пачек и то не чистых известняков.

Верхние части потоков нормального базальта благодаря тонкораспыленному гематиту обычно окрашены в красный цвет. В спилитах также отмечается обилие гематита, магнетита и иногда гаусманита. Гематит присутствует также в известняках. По мнению Парка, гематит образовался за счет изменения железосодержащих минералов лав.

Марганец в виде небольших линз и гнезд и более редких сравнительно крупных плоских тел приурочен к красным породам, пронизывает и замещает их. Представлен он минералами: гаусманитом, родонитом, неотокитом, манганофиллитом и другими, а также карбонатами — родохрозитом и мангансульфидом. Силикаты марганца, как правило, сопровождаются большими скоплениями яшм, в отличие от гаусманита и карбонатов. Иногда гнезда марганцевых силикатов замещают верхние части спилитов, и тогда красные породы отсутствуют.

По Парку, марганец, содержащийся в базальте, выносился при спилитизации в результате разрушения ферромагнезиальных минералов и вместе с другими компонентами мигрировал в верхние части потоков, где и отлагался. Альбитизация сопровождалась цеолитизацией. Пироксен почти весь был изменен, хотя в некоторых шлифах он прекрасно сохранился. Наиболее сильно измененные лавы превращены в агрегат альбита, цеолитов, кварца и кальцита.

Нагретая в результате подводного извержения морская вода, богатая экскальциями, изменяет лавовые породы; растворы, обогащенные выщелоченным кремнеземом, марганцем, железом, кальцием, мигрируют вверх к кровле вулканических накоплений. Достигнув сравнительно холодной зоны вблизи кровли, кремнезем начинает отлагаться в виде нечистых масс яшмы, замещая местами туфы, известняки и лавы. Марганец с кремнеземом отлагается в трещинах или замещает известняки. Наконец растворы достигают известкового осадка, перекрывающего лаву.

По данным Ч. Парка, содержание MnO в сравнительно свежем, слабо измененном и сильно преобразованном базальте соответственно составляет 0,18, 0,23 и 0,13%. Сделав вывод об интенсивном выносе марганца, Парк старается доказать, что вынесенное из этих лавовых покровов MnO достаточно для образования месторождения. «Если даже выносится лишь 0,01% MnO, — пишет Парк, — из кубической мили базальта с удельным весом 2,9 было бы получено около 1 333 980 т, а из потока площадью в 1 кв. милю и мощностью 100 футов — около 25 264 т MnO».

Однако автор не может доказать, что подводные базальты изменены на такую мощность. Даже лавы п-ова Олимпик часто слабо изменены; в них не только пироксен, но и лабрадор сохранился свежим. И вообще такое глубокое разложение спилитовой формации в результате автометаморфизма — явление нехарактерное. Обычно бывают изменены, и то слегка, лишь краевые части шаров или покровов. Поэтому, вероятно, без выноса экскальциями и гидротермами марганца нельзя объяснить наблюдаемое на п-ове Олимпик явление. Следует также отметить, что приведенные три анализа далеко не так убедительно доказывают вынос MnO. Например, первая, наиболее свежая порода содержит MnO 0,18%, а вторая, слабо измененная, 0,23%, т. е. даже больше, чем свежая; в третьей породе MnO содержится столько (0,13%), сколько обычно бывает в большинстве эфузивных пород геосинклинальных вулканогенных формаций. Для этого более чем достаточно примеров хотя бы в Закавказье.

Кроме того, в этой работе Парк не дает ответа на поставленный им в поздних работах вопрос об исчезновении железа, которого должно быть вынесено в 40—50 раз больше марганца. Ведь К. Краускопф (Krauskopf, 1956₁) экспериментально доказал, что никакого преимущественного выщелачивания марганца морской водой не происходит.

Е. Соколова (1963) отнесла к калифорнийскому типу марганценосные формации Калифорнии, Новой Зеландии, Японии, Новой Каледонии, п-ова Олимпик. Давая довольно детальную характеристику этим марганценосным формациям, автор убедительно обосновывает принципиально одинаковый характер этих образований и правильно объединяет их под названием калифорнийского типа, так как в Калифорнии месторождения этой группы развиты очень широко и изучены достаточно подробно.

Отсылая заинтересованного читателя к работе Е. Соколовой, здесь лишь кратко укажем, что все эти формации представляют собой не что иное как спилито-порфиритовые формации, в которых нижние части обычно представлены спилитовым комплексом (лавы, туфобрекции, туфы, туфосланцы), а верхние части — нормальными порфиритами. Этот эффузивный комплекс обычно переслаивается с туффитами и граувакковыми песчаниками, большинство из которых образовано не за счет терригенного материала, а путем размыва и близкого переотложения туфов и лав на вулканических островах. Поэтому эти так называемые граувакки содержат слабоокатанный и почти не измененный материал и по составу не отличаются от первичных туфов, с которыми они переслаиваются и за счет размыва которых они произошли.

Прослои и пачки красных пород, встреченные во всех выше-названных формациях и являющиеся носителями марганцевого и железного оруденения, не являются обязательными членами этих формаций. Они по существу образовались в результате процесса рудообразования, так как их красная окраска почти всегда вызвана импрегнацией гематитом и поэтому там, где нет оруденения, нет и этих «красных пород», а не наоборот. Прослои известняков в этих красных породах также являются не очень характерным компонентом. Иногда вместо них встречаются лишь туфы, в той или иной степени обогащенные карбонатным материалом.

Различие между этими марганценосными формациями заключается лишь в их разной распространенности, возрасте, в различной роли вулканогенного компонента и в разных масштабах оруденения.

Так, формация в Калифорнии весьма широко распространена в пределах Берегового хребта и Сьерра Невады. Возраст формации верхнеюрский.

В Новой Зеландии главная марганценосная вулканогенно-осадочная формация имеет пермско-юрский возраст. Но аналогичная формация снова появляется выше в мелу.

В Японии марганценосные формации, совершенно идентичные, широко распространены в палеозое и мезозое вдоль внешней зоны Юго-Западной Японии, на о. Хоккайдо имеется лишь юрская формация.

По данным авторов книги «Геологическое развитие Японских островов» (1966 г.), почти все японские палеозойские формации содержат следы марганцевого оруденения, и, как правило, когда шальштейны, известняки и кремни развиты в тесной ассоциации, то в них всегда встречаются месторождения окислов марганца или марганцовистого железа.

В Новой Кaledонии возраст марганценосной формации верхний эоцен — олигоцен.

Характерно, что во всех случаях в этих месторождениях оруденение приурочено не только к яшмам и кремнисто-сланцевым линзам, но и к самим спилитам, хотя и менее часто. Исключением

является месторождение Раймонд в Новой Каледонии, где, по данным П. Рутье (Routhier, 1954), руды никогда не бывают приурочены к базальтам. В Новой Каледонии распространение марганценосной формации совпадает с хорошо развитой зоной оphiолитов.

Исследователи, изучавшие перечисленные выше марганцевые или железо-марганцевые месторождения, считают бесспорным, что оруденение генетически связано с подводным вулканизмом. Однако нет единого мнения о способе выноса марганца, железа и кремнезема. По мнению Н. Талиафера и Ф. Гудсона (Talliaferro a. Hudson, 1943), для калифорнийских месторождений главным агентом выноса этих веществ являются термальные источники, вытекающие на дне моря. Д. Рид (Reed, 1960) аналогично объясняет генезис новозеландских марганцевых месторождений, а А. Такабатака (Takabatake, 1956) — японских месторождений. Первый из них связывает генезис с фумарольно-сольфатарной стадией спилитового вулканизма, а второй — с подводными горячими источниками поствулканической стадии (о мнении Парка относительно генезиса марганцевых месторождений п-ова Олимпик уже говорилось выше).

К основному геосинклинальному вулканизму оphiолитовой зоны Западных Альп приурочены и марганцевые месторождения Швейцарии и Италии. Месторождение Гонцен в Швейцарии находится выше залежи красного железняка в том же разрезе. Месторождение Граубюнден в Италии приурочено к верхнеюрским морским радиоляритам, с которыми связаны верхнепеннинские оphiолиты (Шнейдерхён).

По мнению И. Костова (Kostić, 1946), марганцевые месторождения в верхнемеловой вулканогенно-осадочной толще Среднегорской области являются типичными вулканогенно-осадочными образованиями, связанными с подводным вулканизмом. Такого мнения придерживается и В. Петрашек (1957), изучавший верхнемеловые марганцевые месторождения Болгарии, а также А. Циссарц (1958) и И. Иовчев (1965).

Детальное описание крупного месторождения карбонатных марганцевых руд Болгарии дает Б. Алексиев (Aleksiev, 1959).

На рис. 31 приведен схематический разрез марганценосного олигоцена Варненской области. Из разреза хорошо видно, что прослои марганцевой руды или повышенные содержания марганца появляются лишь после отложения туфовых прослоев риолитового состава.

По мнению Ч. Парка (1956), многочисленные мелкие месторождения марганца на о. Куба, приуроченные к мощной вулканогенной серии основного состава, содержащей прослои известковых туфов и известняков, также образовались в результате подводного вулканизма. По его данным марганцевые месторождения этого типа широко распространены в центральной части Чили, в Мексике. В США, в некоторых местах штатов Невада и Ари-

зона, марганцевые залежи ассоциируются с андезитовыми туфами.

Парк отмечает, что вулканические туфы и другие породы этих ассоциаций, когда они свежи, имеют андезитовый состав, хотя

Мощ- ность, м	Колонна	Характеристика пород
105,5		Глинистые алевролиты
0,1	▽ - ▽ - ▽ - ▽ - ▽	Слабо илеобритовые глины
24,7		Белые туфы
0,1	▽ - ▽ - ▽ - ▽ - ▽	Алевроптические глины с конкрециями наработки марганца
41,5		Белые туфы
4,0	± ± ± ±	Слабо илеобритовые глины
30,3		Мергель
16,7	▲ ▲ ▲ ▲	Глины и илеобритовые глины
0,8	-/-/-/-/-/-	Марганцевые карбонатные руды с иломокитом
0,8	▽ - ▽ - ▽ - ▽ - ▽	Белые риолитовые туфы
0,6	▲ ▲ ▲ ▲	Нарбонитная марганцевая руда
2,1	× × × × × × × ×	Серые риолитовые туфы
4,0	● ● ● ●	Глиукониты

Верхний зоен

Рис. 31. Схематический разрез олигоцена у Зид-
лунг Оброшице (около Варны)
По Б. Алексиеву

иногда они так сильно изменены, что об их первоначальном составе можно только догадываться.

Е. Раген (Raguin, 1956) считает, что вулканогенно-осадочный тип марганцевых месторождений имеет, вероятно, гораздо большее значение, чем кажется, так как вулканогенные подводные привносы могли произойти довольно далеко, и фиксирование марганца могло иметь место в лагунах или бассейнах, где строго вулканические проявления отсутствуют.

Месторождения Советского Союза

Марганцевые месторождения Башкирской АССР распространены вдоль зеленокаменной полосы восточного склона Урала, где они подчинены мощной вулканогенной толще верхнесилурийского и девонского возраста. Толща состоит из многократного переслаивания лав и туфов, имеющих состав диабазов, спилитов, андезитовых порфиритов и альбитофирам. Геология этих месторождений и условия их генезиса изложены в работе Н. Хераскова (1951), который убедительно доказывает, что первичным источником марганца, а также железа и кремнезема являются водные или газовые выделения (фумаролы в широком смысле слова).

Н. Штрейс (1938) изучал месторождения и проявления железа и марганца в нижнекарбоновых отложениях Успенско-Спасского района Центрального Казахстана. Он приводит следующий разрез древнейших осадочных образований области водораздела рек Джансы-Сарысу и Джаман-Сарысу (снизу вверх):

1.	Темно-серые и зеленовато-серые песчаники, кварциты и сланцы с прослойками плагиоклазовых порфиритов и туфов	свыше 1500 м
2.	Серые известняки, сланцы и песчаники, выше сменяющиеся авгитовыми и плагиоклазовыми порфиритами и туфами	1000 „
3.	Кварц-полевошпатовые порфириты и кварцевые альбитофиры с подчиненными прослойками лавобрекций, туфов и туфопесчаников. Несогласно залегают на подстилающих породах	2000 „
4.	Зеленовато-серые глинистые и кремнистые сланцы, песчаники и кварциты. Несогласно лежат на третьей свите	1500 „

В основании каменноугольных отложений, по Н. Штрейсу, постоянно присутствуют определенного типа породы в виде очень плотных, яшмовидных кремней, сменяющихся на коротких расстояниях по простирации (10—20 м) красно-бурыми оруденелыми туфами, переходящими затем в типичные бурье железняки. Кроме железа, в том же горизонте обнаружены марганцевые руды. К этому же горизонту приурочено железо-марганцевое месторождение Шонитас. Все породы в районе месторождения Успенско-Спасского района сильно изменены. Порфириты альбитофиевой свиты, туфы и туфопесчаники сильно окварцованны; сильно развиты процессы метасоматоза, выразившиеся в проникновении растворов железа и марганца довольно высоко в толще.

Считая месторождения железа и марганца осадочными образованиями, Н. Штрейс справедливо указывает на то, что материал для их образования поставлялся вулканической деятельностью. «Начало каменноугольной эпохи, — пишет Н. Штрейс, — ознаменовалось развернутым процессом эффузивной деятельности. Обильное поступление в водоем сопровождавших ее гидротермальных растворов, надо думать, и определило образование рудо-

носных горизонтов. Связь железных и марганцевых руд Успенско-Спасского района с толщей туфов и кварцевых альбитофиров нижнего горизонта, с нашей точки зрения, не случайна, а закономерна».

Описанные Н. Штрейсом железо-марганцевые месторождения являются, на наш взгляд, довольно типичным случаем образования залежей в связи с мощным геосинклинальным вулканализмом.

И. Варенцов (1962) дает полный детальный обзор главнейших марганцеворудных формаций, характеризуя типичные признаки и условия генезиса всех девяти выделенных им формаций, но особенно детально рассматривает лишь никопольскую (так называемую ортокварцит-глауконит-глинистую), гондитовую и известково-доломитовую формации, остальные затрагиваются им лишь вскользь.

В этой работе оригинально освещены особенности строения многих известных марганцевых месторождений мира. Однако есть ряд положений, требующих дальнейшей доработки, а также обоснования и выводы, с которыми трудно согласиться. О выделении типа «марганценосной флишевой формации» и отнесении к ней палеоценовых марганцевых месторождений Тетрицкаройского района мы скажем ниже.

Объединение Чиатурского месторождения в один формационный тип с Никопольским месторождением вряд ли правильно.

Во-первых, тектонические позиции их совершенно различные. Никопольское и Большое Токмакское месторождения находятся на древней слабоподвижной платформе, а Чиатурское — на Грузинской глыбе — сравнительно небольшом срединном массиве в зоне геосинклиналей и в непосредственном соседстве с областями проявления мощного палеогенового вулканизма.

Во-вторых, Чиатурское месторождение залегает в ясно выраженной спонголитовой формации, в то время как в Никопольском месторождении нет даже и следов спонголитов.

В-третьих, Никопольское месторождение располагается на коре выветривания кристаллического фундамента (очень важный факт для объяснения генезиса месторождения), а Чиатурское месторождение — на верхнемеловых известняках, нигде не соприкасаясь с кристаллическим фундаментом.

Также не обосновано объединение в одну формацию с Никопольским Лабинского и Мангышлакского месторождений. Оба они залегают в майкопской свите и являются аналогами не Никопольского и даже не Чиатурского месторождений, а той части олигоценовых месторождений Грузии, которые приурочены к типичной майкопской свите и представлены карбонатными рудами (месторождения полосы Зестафони—Маяковски—Вани, а также Карельского района и восточное продолжение Чиатурского месторождения).

Усинское месторождение, выделяемое автором как марганценосная известняково-доломитовая формация, образовано, по-види-

мому, в результате вулканических процессов, которые севернее месторождения дали настоящую геосинклинальную зеленокаменную вулканогенную формацию. Тот факт, что между марганценосной и вулканогенной формациями лежит известняково-доломитовая серия без признаков марганцевого оруденения, не может служить доводом против такой возможности, так как растворенный марганец мог мигрировать не только на 7—12 км, но и на значительно большие расстояния, не оставив по пути каких-либо заметных следов.

Это мнение подтверждается и данными Ю. Миртова и Р. Цыклана (1964), которые указывают, что в Западной Сибири в отложениях синия — нижнего кембрия рудопроявления и месторождения марганца приурочены к трем формациям: вулканогенной, карбонатно-кремнистой и рифогенной карбонатной.

Вулканогенная зеленокаменная формация спилито-кератофирового состава в Горной Шории содержит месторождение Мозульское и ряд рудопроявлений, приуроченных к пачке кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев и кварцитов с прослойями туфогенных пород и вверх по разрезу, а также по простианию, переходящих в спилиты, порфиры и их туфы. Первичные руды имеют согласную с вмещающими породами пластовую форму и состоят преимущественно из родохрозита, манганосидерита, реже водных силикатов марганца. В зоне окисления они замещаются псиломелан-пиролюзитовыми рудами.

Аналогичный характер имеет Дурновское месторождение окисных марганцевых руд на Салайре, приуроченное к спилито-кератофировой толще. Марганцевая руда в виде неправильных тел гнездо- и линзообразной формы залегает среди яшмовидных вулканогенных пород с прослойями гематитизированных известняков и доломитов.

Проявления марганца имеются и в карбонатно-кремнистой формации, в которой местами отмечаются пачки эфузивов и туфов. Что касается крупнейшего в Сибири Усинского марганцевого месторождения, в котором рудные тела ассоциируют с марганцовистыми известняками и кремнистыми сланцами, то оно, правда, приурочено к верхам рифогенной карбонатной формации, но в 20—25 км от месторождения свита становится существенно вулканогенной.

Исходя из этого авторы приходят к вполне обоснованному выводу, что образование месторождения тесно связано с вулканической деятельностью, и источником рудообразующих растворов следует считать экскальации синхронных эфузивов.

Аналогичная картина наблюдается, по-видимому, и в рифейской формации Забайкалья, к которой приурочено Икат-Гаргинское месторождение, на востоке замещающееся свитой мраморов с многочисленными линзами лав, туфов, туфобрекчий, которые также содержат пластовые и линзовидные тела железо-марганцевых руд, переслаивающихся с кремнисто-карбонатными, крем-

нисто-гематитовыми и яшмовидными породами. Поэтому, по-видимому, правы Е. Павловский и В. Беличенко, относящие это месторождение к вулканогенно-осадочному типу (1958).

Многочисленные проявления марганца, приуроченные к среднепалеозойским вулканогенным отложениям Алтая, отмечены А. Калугиным и др. (1964, 1967). По их данным, марганец в виде проявлений встречается в том же стратиграфическом горизонте среднего девона, в каком находятся железные руды. В марганценосных фациях замечено повышение в железных рудах содержания марганца и кальция, а в марганцевых рудах — фосфора. Характерно, что содержание марганца в прослоях псаммитовых и алевритовых туффитов Калгутинского месторождения на один порядок выше, чем в гематитах: в первых Mn 0,01—0,1%, а в гематите 0,001—0,1%. Это указывает на отделение марганца от железа в процессе формирования железорудных слоев и вынос марганца в более мелкозернистые осадки. Иначе в железной руде не должно быть марганца меньше, чем его кларковое содержание в эфузивных породах (0,1%). В некоторых же месторождениях железа содержание марганца повышается до 0,1—0,5%.

Более детальную характеристику марганценосности вулканогенно-осадочных образований Западного Алтая дают Т. Калугина и В. Марич (1964). Они указывают, что большинство рудопроявлений марганца в Западном Алтае приурочено к полям распространения эфузивно-осадочных отложений среднего девона, особенно к карбонатно-кремнистым лиофациям эйфеля, т. е. к тому горизонту, который известен многочисленными вулканогенно-осадочными месторождениями железа, приведенными в соответствующей главе данной книги. Характерно, что в этом горизонте вулканизм представлен лишь кислыми продуктами. Проявления марганца в ряде случаев встречаются на переходе вулканогенных отложений в карбонатно-кремнистые лиофации.

Руды и минералы марганца приурочены к разнообразным породам: мраморизованным известнякам, кварц-серicit-кремнистым сланцам, окварцованным слюдистым песчаникам, роговикам, кварцитам и скарноидам, встречающимся в ассоциации с гематит-кремнистыми сланцами, кремнистыми гематитовыми рудами, полосчатыми магнетитовыми кварцитами или магнетитовыми роговиками. Первичные минералы марганца представлены родохрозитом, мanganocalцитом, родонитом, спессартином, а вторичные — продуктами окисления: вернадитом, псиломеланом, пиролюзитом. Содержание марганца в породах очень низкое и колеблется от 1 до 7%. Но встречаются и богатые родонитом, почти мономинеральные породы с содержанием окиси марганца 33%, и родохрозитовые руды с 57% MnO . Характерно, что наиболее низкое содержание MnO встречается в гематитовых рудах. Авторы считают, что марганец отлагался в морских условиях в виде карбоната, а также в виде гидроокислов, которые позже переходили в карбонат. Убедительных доказательств для такого вывода в статье

нет. Они относят эти месторождения к отдаленным кремнистым формациям второго рода по Н. Шатскому.

Интересное марганцевое рудопроявление описано П. Андрущенко и А. Гавриловым (1966) с правого берега р. Кос-Истек (Северные Мугоджары, Актюбинская область). Рудопроявление здесь приурочено к ордовикским отложениям, представленным чередованием туфов и туфогенных аргиллитов с линзами и прослойками конгломератов, туфобрекчий и яшм. Туфогенные аргиллиты в основании рудовмещающей толщи содержат большое количество сильно измененных, замещенных хлоритом и гидрослюдами обломков вулканического стекла. Туфы имеют кислый, плахиолипаритовый состав, среди них преобладают витрокластические типы, причем стекло обычно почти нацело замещено агрегатом хлорита и мельчайших зерен кварца.

Марганец непосредственно заключен в вишнево-красные радиоляриевые яшмы отчетливо слоистого строения, при мощности отдельных прослоев не более 10—15 см. Состоят яшмы из крипто- и микрокристаллического кварца и тонко рассеянных чешуек гематита, иногда образующего хлопьевидные скопления. Содержание железа в яшмах колеблется от 4,7 до 17,3%, обычно 8—9%. Наряду с гематитом в яшмах встречаются пылевидные скопления окислов марганца, составляющих 0,7—1,5% марганца. Постоянно присутствуют остатки радиолярий в виде шариков, сложенных более крупнокристаллическим кварцем, чем в основной массе. Марганцевая руда залегает в пачке яшм, приуроченной к определенному горизонту слабоуроделенных железистых яшм, образуя прерывистые пластообразные залежи и небольшие линзы. Мощность рудного горизонта 10 м, прослеживается он на 2,5 км. Длина рудных линз 1,5—2,0 м, мощность 15—20 см. Марганцевые руды, по данным авторов, по существу являются конкреционными образованиями, чаще уплощенной сферической караваеобразной формы, 3—15 см в поперечнике. Конкреции имеют грубо концентрически-слоистое строение и состоят в центре из темно-серого пористого кавернозного скопления гидроокислов марганца с небольшими участками криптокристаллического кремнезема; с поверхности конкреции покрыты плотной коркой псиломелана.

Минералогическое исследование руд позволило авторам прийти к выводу, что первоначальные марганцевые рудные отложения были представлены исключительно гидроокислами железа, которые в настоящее время встречаются преимущественно в виде безводных окисных соединений. Если они в первоначальном виде и сохранились, то, по мнению авторов, отличить их от вторичных гидроокислов марганца зоны окисления невозможно. Первичные минералы представлены мanganитом, сохранившимся в виде реликтов, гаусманитом, браунитом, а также минералом, похожим на биксбит. Все эти минералы почти полностью замещены псиломеланом. Ассоциацию вторичных минералов зоны окисления составляют гидроокислы марганца и железа: рансьеит, криптомелан,

вернадит, с которым тесно связан гидрогётит. Из первичных минералов лишь гаусманит выполняет остатки радиолярий.

Это месторождение интересно присутствием в рудных линзах тонких кремнисто-фосфористых прослоев, которые состоят из мелких стяжений; некоторые стяжения достигают 9 см в поперечнике и состоят из радиальнолучистых агрегатов тонкокристаллических зерен апатита. Размеры отдельных зерен апатита колеблются в пределах 0,2—0,4 мм. Располагаясь в гематите содержащей кремнистой массе, стяжения окрашены в темно-красный цвет. В одном анализе бедной кремнисто-фосфористой марганцевой руды содержится 6,82% P_2O_5 , в других анализах окисленных и полуокисленных руд количество P_2O_5 колеблется от 0,06 до 0,32%. Как видно, фосфорит находится именно в мельчайших, но самостоятельных прослоях.

Четыре анализа марганцевых руд показывают низкое содержание Fe_2O_3 : в одном анализе его совсем нет, а в других количество Fe_2O_3 колеблется от 2,13 до 6,09%, при полном отсутствии, естественно, FeO . Из окислов марганца ведущим является MnO_2 , содержание которого меняется от 40,91 до 64,28%. В кремнисто-фосфористой бедной руде содержится 10,99% MnO_2 , а Mn_2O_3 — от 4,46 до 7,67%; MnO лишь в одном анализе достигает 4,63%, в остальных его меньше одного процента.

Авторы предполагают, что усиленное поступление в бассейн осадконакопления термальных растворов, обусловивших накопление кремнистых, кремнисто-железистых и марганцевых осадков, было связано с вулканизмом, игравшим большую роль в формировании ордовикской вулканогенно-осадочной формации. При этом отложение толщи кремнистых осадков с подчиненными линзовидными залежами марганцевых руд происходит в периоды затишья эксплозивной деятельности.

Тот факт, что железо в марганце встречается в ничтожных количествах и концентрируется главным образом в железистых яшмах, подстилающих и покрывающих марганцевые руды, говорит о периодической изменчивости состава поступающих растворов: кремнисто-железистые растворы сменялись кремнисто-марганцевыми, содержащими фосфор. Обычно в вулканогенных осадочных месторождениях железо и марганец присутствуют вместе (Страхов, 1963). Возможно, это своеобразие Костистенского месторождения может быть объяснено приносом железа с суши, за счет кислого выщелачивания вулканогенных толщ сульфатными гидротермами, в то время как марганец и фосфор поставлялись вулканическими термами.

Е. Соколова, изучавшая вулканогенно-осадочные месторождения марганца, в одной из своих работ (Соколова, 1967) высказывает ряд интересных соображений о генезисе вулканогенно-осадочных марганцевых руд. Не касаясь деталей, укажем лишь наиболее важные, на наш взгляд, выводы. Е. Соколова считает, что надо различать вулканогенно-осадочные марганцевые месторож-

дения двух типов: 1) генетически связанные с кислым вулканизмом; для них характерно отсутствие заметных количеств кремнезема и железа; 2) связанные с основным вулканизмом, в которых железо и кремнезем наряду с марганцем играют значительную роль. Это очень важное наблюдение, но вряд ли отсутствие железа можно объяснить характером рудоносных растворов, связанных с кислыми расплавами. Наблюдения многих авторов и детальный анализ фактического материала подтверждают принос главной массы железа за счет разложения вулканогенных толщ кислыми гидротермами в зонах фумарольно-сольфатарной деятельности. Поэтому, естественно, что именно в вулканогенных толщах основного, а не кислого состава происходила мобилизация достаточного количества железа для формирования железорудных месторождений.

Е. Соколова описывает марганценосные формации вулканогенно-терригенного и вулканогенно-карбонатного рядов и приходит к выводу, что рудоносные и кремнистые растворы поступали в морской бассейн в течение всего времени формирования эффузивных толщ, но индивидуализация кремнистых пород или марганцевых руд возможна лишь в периоды, когда ослабевала эффузивная деятельность и массовое, обильное излияние лав не подавляло хемогенную седиментацию. Вряд ли это положение доказано. Дело в том, что рудоносные растворы, в том числе марганценосные, обычно появляются в большом количестве в периоды затишья или к концу вулканических извержений. Если это было не так, то мы в вулканогенных толщах, в частности в силурийских образованиях Зеравшанского хребта, во всем разрезе должны иметь если не залежи, то хотя бы повышенные количества MnO. Но ведь этого во всех известных нам вулканогенных рудоносных толщах не наблюдается?!

Заслуживают внимания предлагаемые Е. Соколовой признаки вулканогенно-осадочных месторождений. Она считает, что появление сингенетических с вмещающими породами рудных залежей на однородном фациальном фоне является указателем вулканогенно-осадочного происхождения месторождения. Это мнение обосновывается тем, что возникновение рудных концентраций за счет материала, поступающего с суши, обычно следует за резким изменением палеогеографической обстановки; поэтому такие месторождения никогда не залегают в средних частях непрерывных однородных морских серий.

Другой признак заключается в резко выраженной разнородности состава отдельных рудных линз и прослоев в продуктивной пачке вулканогенно-осадочного месторождения, что, по мнению Е. Соколовой, нельзя объяснить с позиций теории экзогенного происхождения вещества. Наблюданное в разрезах и по простирианию рудоносных горизонтов неоднократное чередование линз железных, марганцевых и иногда сульфидных руд она объясняет пульсационной подачей гидротермальных растворов различного состава.

Вероятно, такая неоднородность часто легче объясняется или по-дачей материала с двух разных источников: с одной стороны, гидротермами (марганец, сульфиды), с другой стороны — вымыванием кислыми вулканическими водами из лавово-пирокластических толщ, или же, при однородности подаваемого гидротермами рудного вещества, наличием в разных частях бассейна разных условий: восстановительного и окислительного (окиси железа и сульфиды; карбонаты и окиси железа и марганца и др.).

А. Суслов (1967) в результате рассмотрения особенностей ряда зарубежных и советских вулканогенно-осадочных марганцевых месторождений приходит к следующим выводам:

1) месторождения марганцевых руд вулканогенно-осадочного происхождения образуют обширную группу, связанную постепенными переходами, с одной стороны, с собственно осадочными, с другой — с субвулканическо-гидротермальными месторождениями;

2) железо-марганцевые месторождения связаны в одних случаях с диабаз-порфиритовыми и андезитовыми комплексами, в других — с кварцевыми кератофирами;

3) формирование пластовых вулканогенно-осадочных месторождений совпадает с ослаблением вулканической деятельности, когда усиливается газо-гидротермальная активность, вызывающая интенсивное изменение вмещающих пород и накопление кремнезема, марганца, железа;

4) формирование предположительно вулканогенно-осадочных месторождений, приуроченных к чисто осадочным карбонатным или кремнистым толщам, происходит уже по законам осадочного процесса, и выяснение источника их материала является особенно сложным.

Разные авторы, анализировавшие фактический материал по марганцевым месторождениям, естественно, приходят к аналогичным выводам, которые сводятся к следующему:

1) вулканогенно-осадочные месторождения марганца бывают связаны как с основным, так и с кислым вулканализмом. Есть ли между ними какая-нибудь разница, трудно сказать. Этот вопрос требует специального изучения;

2) пластовые залежи, как правило, формируются в периоды затишья вулканических извержений, когда усиливается поствулканская деятельность;

3) накопление рудных концентраций возможно лишь в условиях спокойных бухтообразных заливов, в углублениях дна бассейна и отсутствия или весьма замедленного приноса терригенного или пирокластического материала;

4) в районе пластовых залежей, часто непосредственно под ними, находятся прожилково-метасоматические рудопроявления субвулканическо-гидротермального генезиса, представляющие собой пути движения рудных растворов.

Эти положения, высказанные в отношении вулканогенно-осадочных марганцевых месторождений, во многом отображают особенности формирования и других вулканогенно-осадочных образований (железо, медь, полиметаллы), поэтому они будут детально рассмотрены в одной из последних глав.

Месторождения Закавказья. В Грузии и Азербайджане среди меловых отложений известны месторождения и проявления марганца; для большинства из них вулканогенно-осадочный генезис не вызывает сомнения. Но если в Грузии марганец приурочен к самим вулканогенным отложениям, то в Азербайджане руда залегает среди слоистых глин и внешне имеет облик чисто осадочного месторождения. Ниже приводим краткую характеристику некоторых из них.

Марганцевые месторождения вулканогенно-осадочного генезиса известны в Грузии в разновозрастных отложениях. Из них в первую очередь следует отметить залежи марганца в мелу и палеогене. Из меловых месторождений наиболее интересные находятся в Тетрицкаройском районе. Здесь развиты меловые отложения, в нижней части, относимой к сеноману, представленные чередованием альбитофировых и дацитовых туфов и туфобрекчий (реже покровов) с известняками, а выше переходящие в вулканогенную толщу без известняковых прослоев. Марганцевое месторождение окрестностей сел. Самшвильдо, по данным Г. Авалиани (1958), приурочено к туфам и туфогенным песчанистым известнякам в виде небольших линз, железо-марганцевых гнезд диаметром 10—50 см, а иногда неправильных прожилков. Из разновидностей руд заслуживают внимания: черная марганцевая (местами с примесью железа), красная железная (местами марганцовистая) и ороговикованная железная и железо-марганцевая. Рудные минералы представлены пиролюзитом, псиломеланом, браунитом, мanganитом, гидрогётитом. Максимальное содержание марганца 37%, а железа 20%. О масштабе оруденения дает представление следующая цифра: запасы месторождения составляют несколько десятков тысяч тонн со средним содержанием марганца 12% и железа 15%.

Аналогичные Самшвильдскому месторождения находятся в окрестностях селений Вархуна и Самгрети того же района. Эти марганцевые месторождения приурочены к тому же горизонту вулканогенного мела, что и описанное выше гематитовое месторождение вулканогенно-осадочного генезиса. Но если вместе с марганцем встречается значительное количество железа в виде гематита, то в железной руде марганец присутствует в малых количествах (Авалиани, 1958).

В Азербайджане, в Ханларском районе, в той же тектонической зоне предгорного прогиба между Закавказским срединным массивом и Малым Кавказом, к верхнетуронским отложениям приурочены Моладжалинское и Эльворское месторождения марганца. По данным Г. Халиловой (1960), марганец в виде соглас-

ного пластового тела и линз залегает среди глинистых слоев нижней части верхнего турона. Марганценосные слои подстилаются песчаниками и конгломератами, несогласно налегающими на вулканогенный нижний турон. Выше, над рудоносными слоями идет толща песчанистых известняков верхнего турона, которые в верхней части переслаиваются с мандельштейновыми порфирами.

Таким образом, если в Грузии имеем субвулканическо-гидротермальный тип марганцевого оруденения, то в Азербайджане в том же стратиграфическом горизонте марганец из того же вулканогенного источника дает типичную вулканогенно-осадочную залежь, имеющую правильный пластообразный характер и поэтому принимаемую за чисто осадочный тип. Нет сомнения, что марганценосные слои Моладжалинского месторождения по простиранию к западу сменяются вулканогенной фацией верхнего турона.

В том же Тетрицкаройском районе Грузии марганец обнаруживается также в отложениях палеогена, который представлен: нижним флишевым горизонтом мощностью 200 м, дакитовыми туфами — около 200 м и верхним флишевым горизонтом — около 600 м. Первые два горизонта относятся к палеоцену, а третий — к нижнему эоцену, который выше постепенно переходит в мощную вулканогенную толщу среднего эоцена.

Залежи марганца приурочены к верхней части нижнего флишевого горизонта, залегают большей частью в виде нормальных слоев, а иногда — в разной степени оруденелых туфов, туфобрекций, туфопесчаников, микроконгломератов. Оруденение такого типа встречается в окрестностях селений Чхиквта, Самеба, Богви, Алгети и Тетрицкаро. В последнем селении в отличие от других оруденение представлено плотным туфом, содержащим мелкие гнездо- и прожилкообразные рудные тела, состоящие из псиломелана и пиролюзита. В Алгетском месторождении марганец приурочен к оруденелым роговикам, согласно залегающим во вмещающей толще.

Среднее содержание марганца в палеоценовых рудах Тетрицкаройского района колеблется (для разных месторождений) от 4 до 23%, при максимальном содержании 40%. В некоторых пробах из месторождения Самеба содержание железа достигает 18—20%.

Аналогичную картину показывают пробы из месторождений сел. Богви, где вместе с марганцем присутствует железо в количестве от 8 до 47%, и сел. Ваке, т. е. залежи, приуроченные непосредственно к вулканогенным породам. Залежи, находящиеся среди осадочных пород — мергелей и глин, — обычно содержат незначительное количество железа; так, например, в месторождении Агулах содержится 15—44% марганца, а железа — лишь от 1 до 5%.

Таким образом, палеоценовые месторождения Тетрицкаройского района образовались под действием поствулканических

агентов, так же как и месторождения меловые. Характерно, что и вулканизм этих двух эпох в данном районе имеет одинаковый характер по составу продуктов вулканизма: и в мелу, и в палеоцене преобладает андезит-дацитовый комплекс лав и пирокластитов.

Поэтому нельзя согласиться с И. Варенцовым (1962), который эти месторождения выделяет как тип марганцевосной флишевой формации. Ведь неслучайно, что другого примера приуроченности марганцевой залежи к флишевым отложениям он и не может привести. Дело в том, что палеоценовый «флиш» — лишь условное название, он ни по мощности (около 1000 м), ни по положению (на Артвино-Сомхитской глыбе, а не в геосинклинали) не является флишем. А если учесть, что марганцевое оруденение появляется лишь в связи с палеоценовым кислым вулканизмом, то станет ясно, что никакого флишевого типа здесь не существует. Да и вообще условия накопления флиша, характеризующиеся интенсивным приносом терригенного материала, исключают возможность образования в нем осадочных месторождений полезных ископаемых. Они могут появиться лишь в связи с вулканизмом и поэтому должны быть отнесены к вулканогенно-осадочным, а не к флишевым формациям.

Меловые и палеоценовые месторождения марганца Тетрицкой района в геотектоническом отношении находятся в зоне Сомхитской глыбы, к югу от Аджаро-Триалетской складчатой системы.

Гораздо менее ценными, но интересными в генетическом отношении являются марганцевые проявления на Грузинской глыбе, приуроченные к туронской вулканогенной толще полосы Кутаиси—Цхакая. Эта вулканогенная толща (свита мтавари) слагается из анальцимовых оливиновых базальтов, пикрит-базальтов, трахибазальтов и фонолитов (последний встречен лишь в одном месте) и переслаивается с туфами, туфобрекчиями, зернистыми и водорослевыми известняками. Марганец образует тонкие пропластки, линзообразные скопления в туфах и туфопесчаниках, а иногда мелкую сеть прожилков в базальтовом покрове.

Естественно возникает вопрос о генетической связи этих проявлений с туронским вулканизмом, но ввиду их недостаточной изученности пока следует воздержаться от окончательных выводов. Нами установлено (Дзоценидзе, 1963₁), что оливиновые базальты этой толщи на вулканических островах туронского моря подверглись интенсивному субаэральному выветриванию. Не исключено, что это выветривание и поставляло марганец и фосфор для тех небольших проявлений, которые разбросаны по всей толще.

Можно было бы продолжить список марганцевых месторождений как Советского Союза, так и зарубежных стран, парагенетически связанных с вулканогенно-осадочными формациями, но в этом нет необходимости. Для примера названных типичных

случаев вполне достаточно. Проявления марганца в олигоценовых отложениях Грузии будут охарактеризованы при рассмотрении Чиатурского месторождения марганца.

Марганец в областях современного и недавнего вулканизма

Приведенные примеры показывают, что генетическая связь многих месторождений марганца, приуроченных к палеовулканическим толщам, с эфузивным вулканализмом мало у кого вызывает сомнение. Но необходимо выяснить: подтверждается ли при современных или недавних вулканических процессах и гидротермальной деятельности возможность образования залежей марганца вулканическим путем.

К сожалению, трудно найти данные о содержании соединений марганца в вулканических парах и экскальциях. Встречаются лишь общие указания на то, что хлористые и окисные соединения марганца очень характерны для фумарол с особо высокой температурой (Везувий, Этна, Катмай и др.) и что некоторые озера островов Явы, Бали и других, располагающиеся в кратерах потухших вулканов, богаты марганцем — его в них намного больше, чем железа (Н. Херасков). Но никаких данных о количестве марганца не приводится.

С. Набоко (1959) указывает на содержание 0,04 %-экв MnO в воде Нижне-Менделеевского источника с $t=92,2^{\circ}$, pH 1,63. Во вторичных кварцитах, алюнитах и других гидротермально измененных породах Камчатки и Курил обычно отмечается наличие следов марганца. Но в каолинитовой глине с термальной площадки Паужетки отмечено 0,78 вес. % MnO. В свежих же туфах содержание MnO колеблется от 0,09 до 0,16 %. Иногда и кварц-гидрослюдистые породы содержат 0,16—0,18 % MnO.

Гидротермы вулкана Менделеева содержат Mn²⁺ от 0,0001 до 0,0009 мг/л, такого же порядка содержание получено для гидротерм вулкана Головнина. Для гидротерм Долины Гейзеров данных по содержанию марганца нет.

В этом отношении интересна экспериментальная работа К. Краускопфа (1960), который доказывает возможность переноса в виде летучих в магматическом паре многих металлов, в том числе и марганца, в количествах, достаточных для образования крупных месторождений. Правда, эксперименты Краускопфа характеризуются условиями температуры 600° и давления водяного пара 1000 атм, что соответствует глубинам в несколько километров; следовательно, он имеет в виду газовую fazu в зоне интрузивного контакта гранитоидов. Но с некоторыми поправками эти данные могут быть применены и к парам вулканического происхождения.

С другой стороны, наблюдения над современными активными вулканами не показывают заметного содержания марганца в их экскальциях. Так, например, по данным Л. Башариной, содержа-

ние Mn^{2+} в составе конденсатов газа из базальтовой лавы показывает, что с падением температуры содержание его резко падает (табл. 7).

Таблица 7

**Содержание марганца в конденсате газа
из базальтовой лавы побочного кратера
Белянкина Ключевского вулкана**

Температура, °C	680	500	360	210	102
Содержание, г/л .	0,0025	0,0018	0,0015	0,0005	Не обн.

По данным Л. Башариной, с понижением температуры в базальтовом конденсате постепенно уменьшается сумма всех катионов (от 1,1334 до 0,566), а алюминий, железо и марганец исчезают совсем.

Аналогичная картина наблюдается и для андезитовой лавы с той лишь разницей, что в конденсате газа из андезита, где содержание MnO того же порядка, как в конденсате газа из базальта, в пробах, взятых через 10 лет после извержения, содержание марганца, так же как и других катионов, было гораздо выше, чем в базальтовом конденсате, и составляло 0,001 г/л (табл. 8).

Таблица 8

**Состав конденсатов газа андезитового
куполя Суелич**

Температура, °C	360	280	220	128
Содержание, г/л .	0,0025	0,0015	0,0015	0,001

Процентное содержание марганца во всех газах, выделенных базальтовой лавой, по пересчету Л. Башариной, меняется от 0,0002 вес. % при 680°С до 0,0001 вес. % при 360°, а потом совершенно исчезает.

Для андезита же соответственно содержание марганца при 360° 0,0002 %, а при 128° 0,0001 %.

Богатый материал по составу вулканических газов, минералогии вулканических возгонов, составу термальных источников зон активного вулканизма и их осадков приведен в работе С. Набоко (1959). Однако в этой ценной работе, к сожалению, не обращено достаточного внимания на марганец, который часто не определен даже в свежих лавах.

С. Набоко приводит список минералов, встречающихся около фумарол, сольфатар и гидросольфатар на вулканах мира; всего названо 152 минерала из группы вулканических возгонов, из них только три являются минералами марганца (сканкит — $MnCl_2$, хлорманганилит K_4MnCl_6 , мanganолангбейнит $K_2Mn_2(SO_4)_3$), при этом ни один из этих минералов не отмечен среди возгонов камчатских вулканов.

В труде С. Набоко приводится также содержание марганца в водах гидросольфатар камчатских вулканов; при этом максимальное содержание отмечается в гидросольфатах вулкана Паужетки.

В осадках из вод термальных источников Б. Пийп (1937) указывает следующее содержание MnO (в вес. %): в гейзерите с паужетских источников 0,02, в калачевском травертине 0,51, в нижнекошелевском травертине 0,37.

В. Иванов (1961) приводит химический состав некоторых характерных представителей фумарольных терм (табл. 9).

Таблица 9
Содержание марганца в некоторых фумарольных термах

Тип воды	Местонахождение терм	Mn^{2+} , г/л
Воды кратерных озер и воронок	Новая Зеландия, вулкан Белый Остров, кратерное озеро	0,26
	Остров Парамушир, вулкан Эбеко, центральная воронка верхнего края	0,0032
Воды глубинного формирования	Остров Парамушир, вулкан Эбеко, источник Верхне-Юрьевский	0,02
	Остров Кунашир, вулкан Менделеева, источник Нижне-Менделеевский	0,0004
Термальные воды поверхностного формирования	Япония, префектура Точиги, вулкан Наузак, источник Мото-Ю	0,00032
	Остров Кунашир, вулкан Менделеева, источник Северный	0,0006

Интересные данные по составу некоторых термальных вод разных областей (Иеллоустонский парк, штат Невада, Новая Зеландия, Калифорния) приводит Д. Уайт (1959), который также дает краткую характеристику рудных отложений, связанных с термальными источниками. К сожалению, по составу термальных вод приведены лишь общие данные, без количественного выражения содержания того или иного компонента. Ни для

одного из охарактеризованных источников не указаны содержания марганца. Поэтому ценность этих данных в значительной степени снижается. Д. Уайт приводит характеристику разных рудо-проявлений, связанных с современными гидротермами; среди них есть и марганец.

В восточной части Кордильер Центральной Боливии горячие источники Унсия отлагают травертин на площади 4 га; температура источников выше 60° С. В горизонтально наслоенном травертине располагаются линзочки коричневого опала, которые ассоциируют с небольшими массами темно-коричневой двуокиси марганца, с прожилками кристаллов барита и кальцита. Землистое, богатое марганцем вещество от коричневого до черного цвета образует в травертине линзы пористой марганцевой руды мощностью более 0,9 м; содержание MnO в ней колеблется от 0,5 до 2%.

В штате Юта, в округе Джубаб, Каллахан и Томас (Callaghan a. Thomas, 1939) описали отложение марганца горячими «Абрахамскими» источниками на берегу оз. Бонвилл. Температура источников от 43 до 83,3° С. О масштабе отложения можно судить по тому факту, что в 1929—1930 гг. там было добыто 725,5 т руды с содержанием марганца 20,8%. Рядом с озером располагается край плейстоценового базальтового потока, с излиянием которого и связаны гидротермы. Исходя из факта, что вода источников имеет такой же состав, что и воды колодцев в окрестностях месторождения, авторы считают, что марганец, как и все другие химические компоненты воды, выщелочен из подстилающих пород циркулирующими подземными водами.

Те же авторы указывают на залежи марганца в штате Невада около горы Голконды, где минеральные источники отложили вольфрамсодержащие марганцевые слои мощностью более 6 м, перекрытые травертином. Видимой связи с источниками нет, но у горы Голконда горячие источники ($t=65^{\circ}$) и в настоящее время образуют отложения известковых туфов со значительным содержанием марганца.

Это месторождение Н. Страхов считает образовавшимся в условиях аридного климата в результате усыхания ледникового озера, в которое марганец вносился подводными источниками. Залежи содержат 65,66% MnO₂, 10,31% MnO, 5,65% BaO и 2,78 WO₃.

В штате Невада источники ($t=21^{\circ}$) отлагали травертины с содержанием 9% Mp и 0,3% WO₃.

В месторождении Содавилл того же штата мелкие жилы хальцедона, кварца и кальцита в дотретичных породах содержат вольфрамоносный псиломелан. В 4—8 км от них из травертинов выходят теплые источники ($t=38^{\circ}$), которые, как предполагают, являлись причиной образования указанных жил и ранее вытекали из трещин, в настоящее время заполненных рудой.

Е. Джонс и Ф. Рансом (Jons a. Ransome, 1920) считают, что травертины штата Аризона, содержащие слои и желваки кремня (преимущественно опалового) и линзы псиломелана, образованы горячими источниками. В. Уид (Weed, 1900) указывает на отложение значительного количества окислов марганца некоторыми источниками в Нижнем бассейне Иеллоустонского парка.

Таким образом, существует немало примеров отложения значительного количества марганца современными гидротермами. Однако вулканические газы и термальные источники содержат незначительное количество марганца. Не говорит ли это об образовании главной массы марганца, встречающегося в некоторых источниках, путем выщелачивания его из пород циркулирующими термальными водами, как думают многие авторы (Callaghan a. Thomas, 1939) — для источников Абрахам штата Юта. Такой источник допускает и Д. Уайт (1959) для неморских месторождений.

Н. Страхов (1963) справедливо указывает, что «поскольку марганец в осадочном процессе является ближайшим аналогом железа, естественно искать в составе наземных вулканогенных комплексов наряду с железными также руды и марганцевые. Достоверных случаев такого рода, однако, до сих пор неизвестно, во всяком случае среди современных наземных вулканогенных накоплений. Среди древних вулканогенных комплексов марганцевые руды широко распространены, но обычно рассматриваются как продукты подводного вулканизма. Сомнительно, чтобы это всегда было так. По-видимому, наряду с марганцевыми рудами действительно подводно-вулканогенного генезиса среди ископаемых объектов имеются и марганцевые руды континентального происхождения, только недостаточно детальный фациальный их анализ, а также установившаяся традиция мешают отличать их от накоплений подводно-вулканогенных».

Этот вывод безусловно заслуживает внимания, он подтверждается некоторыми примерами, приведенными автором в этой главе. Н. Страхов считает, что в этих случаях марганец является, возможно, не ювелирным, а мобилизованным гидротермами во время циркуляции среди вулканических пород. Но исключать ювелирный марганец, который в подводном вулканизме, безусловно, играет значительную роль, нет серьезных оснований.

Что касается образования марганца в подводно-вулканогенных толщах, то, по Н. Страхову (1962, 1963), он всегда встречается совместно с кремнеземом, и анализ условий их нахождения «...указывает с полной достоверностью на то, что современные рудные концентрации возникли в диагенезе кремнистых осадков, первоначально содержащих марганец в рассеянной и, быть может, равномерно распределенной форме», т. е. они являются типичными седиментационно-диагенетическими накоплениями.

Механизм накопления, по мнению Н. Страхова, для марганца был в основном тот же, что и у вулканогенно-осадочных железных руд: вещество вносилось в бассейн гидротермами и затем

осаждалось, давая на дне гелевые накопления. Но в отличие от железных руд, всегда приуроченных к вулканогенным комплексам, марганцевые руды и накопления кремнезема в ряде случаев встречаются за пределами распространения лав и туфов и располагаются среди собственно осадочных толщ, что обусловлено большей геохимической подвижностью марганца и особенно кремнезема.

Этот вывод Н. Страхова объясняет многие особенности нахождения марганцевых месторождений, залегающих в осадочных толщах, но обязанных своим происхождением материалу, вносимому в бассейн гидротермами, связанными с соседним активным или недавно потухшим вулканизмом.

Ч. Парк (Park, 1956) все месторождения марганца делит на пять генетических групп: 1) гидротермальные; 2) осадочные; 3) ассоциирующие с подводными течениями; 4) метаморфические; 5) коры выветривания. Осадочные в свою очередь делятся на: а) не зависящие от вулканической деятельности, б) ассоциирующие с туфами и кластическими осадками вулканических формаций; в) ассоциирующие с железными формациями.

В этой классификации необоснованным является выделение группы месторождений, «ассоциирующих с подводными течениями», так как они ведь тоже осадочные и должны войти во вторую группу. Ч. Парк не раз подчеркивает, что при объяснении происхождения многих осадочных месторождений марганца за счет приноса материала из областей субаэрального выветривания трудно объяснить отсутствие рядом залежей железа, которого выносится в 40—50 раз больше, чем марганца. Как отмечают А. Ронов и А. Ермишина (1959), это является камнем преткновения при таком объяснении происхождения осадочных марганцевых месторождений.

Д. Сапожников (1961), рассматривая условия образования осадочных месторождений платформенных областей, касается роли продуктов эфузивного процесса как источника металла и приходит к выводу о важной роли фумарольной деятельности и вулканических извержений, одновременных с накоплением руд. Приводя примеры месторождений железа и марганца, несомненно связанных с эфузивным процессом, он заключает, что «эти источники могут играть известную роль лишь в геосинклинальных областях».

Ч. Парк считает, что многие осадочные месторождения марганца мелководья и месторождения, ассоциирующие с железной формацией, постепенно переходят в месторождения, непосредственно ассоциирующие с вулканическими и гидротермальными процессами. Там, где окислы марганца ассоциируют с туфами или другими обломочными вулканическими породами, в наличии имеется готовый источник марганца. Горячие обломочные вулканические материалы, изверженные под водой, стремятся стать более тонкими; они идеально подготовлены и расположены так,

чтобы выщелачиваться либо согретыми морскими водами, либо растворами, привнесенными за время вулканической деятельности. При этом ферромагнезиальные минералы разъедаются, выделяя содержащийся в них марганец, который переходит в раствор в виде двухвалентного иона, чтобы осесть затем в другом месте. Всякие вулканические эманации или горячие воды, просачивающиеся через туфы во время вулканической активности или до уплотнения, должны были бы способствовать разрушению ферромагнезиальных минералов. Так, во многих залежах туфа ферромагнезиальные минералы очень изменены, железа и марганца в них меньше, чем в обычных неизмененных породах андезитового состава (Park, 1946). Эти соображения Ч. Парка заслуживают внимания, но их следует подкрепить фактическим материалом.

Вопросу разделения железа и марганца в вулканогенных месторождениях посвящена статья К. Краускопфа (Krauskopf, 1956), известного своими работами по физико-химии железа и марганца в осадочном процессе. Чтобы показать неправильность мнения об избирательном выносе марганца морской водой из лавы, Краускопф экспериментально доказал, что железо и марганец выносятся из лавы под действием кислот в той же пропорции, в какой они находятся в породе. Вместе с тем эти опыты показали, что наиболее интенсивный вынос из лавы этих металлов происходит при действии смеси морской воды и соляной кислоты, но при этом пропорция Fe : Mn в растворе остается той же, какой была в лаве.

Разделение железа и марганца, по К. Краускопфу (1963₁), происходит в результате раннего осаждения железа путем постепенного ощелачивания раствора; при этом железо настолько легче окисляется, чем марганец, и его соединения настолько труднорастворимы, что все железо выпадает из раствора до того, как марганец начнет осаждаться.

Этот процесс требует наличия железа в 40—50 раз больше, чем марганца. По мнению К. Краускопфа, железо может находиться не обязательно в виде окислов, но также и в виде рассеянного во вмещающих породах пирита, глауконита, железистых хлоритов и других соединений, количество которых, к сожалению, не выяснено. Мнение о наличии железа в виде сульфидов и силикатов, сопровождающих марганцевые месторождения, высказал и Н. Страхов (1962); оно заслуживает изучения.

Марганец в современных осадках. Д. Меррей и А. Ренард (Murray a. Renard, 1891) впервые указали на широкое распространение марганца в современных осадках морей и океанов. Максимальное содержание (4,93%) Меррей и Ли отметили в глубоководной красной глине Тихого океана, что, по мнению авторов, связано с разложением вулканического материала на дне.

Наиболее полный обзор содержания марганца в осадках современных морей дан в работе А. Пахомовой (1948), которая приходит к следующим выводам: 1) повышенные содержания марганца связаны с мелкой фракцией осадков; 2) наибольшее их содержание приурочено к коричневым глинам, отлагавшимся в окислительной обстановке; 3) обогащение верхнего слоя осадка вызвано миграцией марганца из нижнего слоя осадка с восстановительными условиями к верхнему слою, где господствует окислительная обстановка (согласно схеме диагенеза по Н. Стражову); 4) главным источником марганца является вносимый реками материал; 5) среднее содержание марганца в осадках колеблется от следов до 1,51%. Автор, к сожалению, не указывает состав осадков, что лишает нас возможности судить о связи повышенных содержаний с вулканическим материалом, и наоборот.

По данным Т. Горшковой (1931), содержание марганца в южной части Баренцева моря колеблется от следов до 0,05%, в то время как в северной части моря он содержится в количестве 0,21—0,27%.

Не связаны ли повышенные содержания марганца с привносом вулканического материала из вулканической области Исландии? М. Кленова и А. Пахомова указывают на максимальное содержание марганца (1,75%) в осадках Карского моря.

По С. Бруевичу (1941), содержание марганца в осадках Каспийского моря колеблется от 0,008% в северной части до 0,119% в южной. Чем это объяснить? Ведь условия рельефа для химического выветривания гораздо более благоприятны на севере Каспия, чем на юге, где имеется молодая горная страна. Здесь, очевидно, выступает другой фактор — наличие молодого вулканализма Северного Ирана и Армянского вулканического нагорья, который и был, вероятно, источником обогащения марганцем вод южной части Каспия.

Интересный материал по распространению марганца в донных отложениях Охотского моря приводит Э. Остроумов (1955). Он отмечает, что отложения Охотского моря по сравнению с другими нашими морями в отдельных местах содержат повышенный процент марганца (максимальное 3,07%). При этом повышенные содержания приурочены к впадинам: впадине Дерюгина более 2%, Южной глубоководной 1,0—2,0%, и впадине Тинро 0,1—0,5%. Считая, что основная масса марганца в Охотском море поступает с терригенным стоком, З. Остроумов вместе с тем приходит к выводу, что наравне с терригенным приносом марганец поступал и в результате вулканической деятельности.

Выше уже говорилось о возможной роли вулканализма в накоплении повышенных концентраций аутигенного кремнезема в осадках Охотского моря. Характерно, что зоны высоких концентраций марганца совпадают с зонами высоких концентраций кремнезема. Естественно, возникает вопрос: не вулканические ли явления

являются главным источником марганца в осадках Охотского моря? Это вопрос вполне естественный, так как вряд ли можно доказать, что условия химического выветривания на суше, питающей терригенным материалом Охотское море, более благоприятны, чем на суше, окружающей Черное море, где, по данным Н. Стравова (1947), содержание MnO колеблется от 0,04 до 0,14 %. Во всяком случае, на такие «парадоксы» без привлечения вулканических явлений ответить пока нельзя.

Железо-марганцевые конкреции в осадках океанов. Для выяснения условий накопления марганца в осадках важное значение имеет изучение закономерностей распределения железо-марганцевых конкреций на дне океанов. Этот вопрос освещен многими исследователями. За последние годы хорошие сводки дают Г. Менард (1966) и Н. Скорнякова и П. Андрущенко (1964). В последней работе приводятся общие выводы о природе железо-марганцевых конкреций дна Тихого океана, об их размещении и соотношении в них и вмещающих осадках железа, марганца и некоторых малых элементов. Согласно Н. Скорняковой и П. Андрущенко (1964), морфологически конкреции представлены овальными желвакообразными, шарообразными, почковидными, лепешковидными и плитчатыми типами. Размеры их меняются от 0,05 мм до 20 см и более; чаще всего они в диаметре 3—7 см. Наиболее крупные конкреции встречаются в удаленных от берега частях океана; ближе к континентам, островам и экваториальной части размер конкреций уменьшается. Конкреции залегают на поверхности дна океана, но по последним данным они встречаются и в осадке до глубины 3—5 м. Наиболее распространены конкреции в глубоководных осадках: в красных глинах, радиоляриевых илах и карбонатных илах. В терригенных и терригенно-диатомовых осадках встречаются лишь единичные конкреции. Граница преимущественного распространения конкреций в северо-восточной части Тихого океана совпадает с границей сильно расчлененного рельефа ложа океана. Сопоставление составленного авторами карты распределения железо-марганцевых конкреций дна Тихого океана с картой распределения подводных вулканов Тихого океана по Менарду показывает, что площади распространения рудных концентраций железо-марганцевых конкреций (рис. 32) довольно хорошо совпадают с теми участками дна океана, на которых имеется наибольшее число вулканических островов и активных вулканов (рис. 33). Если учесть, что приведенные карты распространения конкреций и распределения вулканов и вулканических островов являются далеко не точными из-за пока еще явной недостаточности фактического материала, то приведенное выше совпадение надо считать достаточно убедительным.

Рудные концентрации конкреций, по П. Андрущенко и Н. Скорняковой, означают, что площадь на дне океана на 20—50 % покрыта конкрециями, а на некоторых подводных поднятиях

даже на 80—90 %. «По сути дела, — пишут авторы, — эти области дна океана представляют собой площади почти сплошного распространения глубоководных железо-марганцевых руд. Осадки этой зоны представлены красными глинами и радиоляриевыми илами, реже карбонатными илами». Высокие рудные концентра-

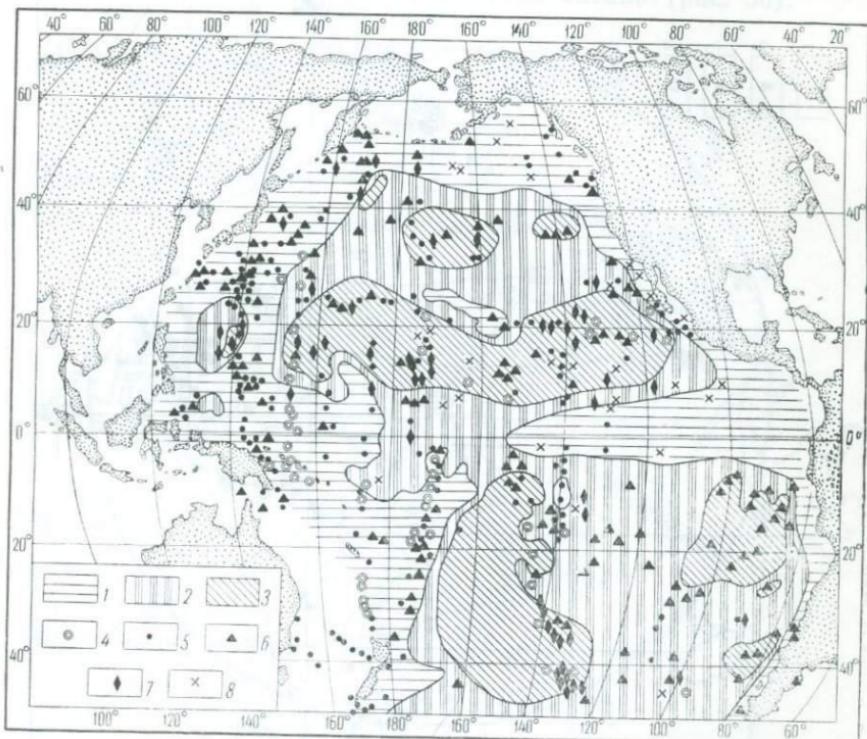


Рис. 32. Карта распределения железо-марганцевых конкреций на дне Тихого океана
Концентрация конкреций: 1 — мало; 2 — много; 3 — рудные. Геологические станции: 4 — фотографии дна; 5 — дночертятельные пробы; 6 — траловые пробы; 7 — станции, на которых конкреции получены с помощью трубок; 8 — станции иностранных экспедиций

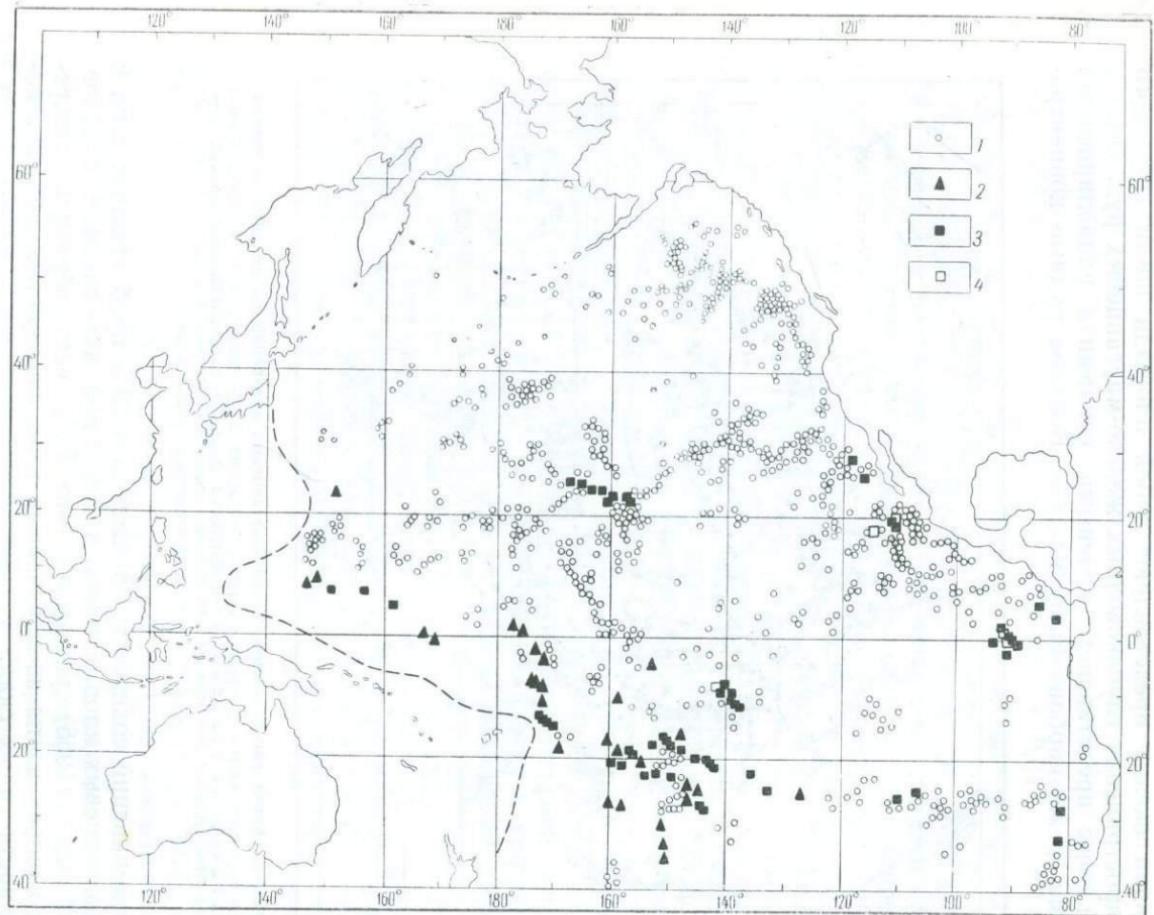
ции конкреций содержатся примерно в 20 % проб красных глин и радиоляриевых илов и лишь в 5 % проб карбонатных осадков. Г. Менард (1966) указывает, что 55 % всех образцов конкреций и корок взяты из коричневых глин, кремнистых илов и с поверхности голых скал.

Аналогичную приведенной выше картину распределения высоких концентраций конкреций на дне Тихого океана дает и Менард по материалам подводного фотографирования (рис. 34).

Судя по рисунку распределения марганца в железо-марганцевых конкрециях, взятому из работы Андрушенко и Скорняковой (1964), высокие содержания марганца (от 20 % и выше)

Рис. 33. Новые вулканические острова и подводные вулканы Тихоокеанской впадины

1 — подводные горы;
2 — низкие острова и банки;
3 — вулканические острова;
4 — активные вулканы



в основном совпадают с площадями распространения конкреций в концентрациях «рудные» и «много». Это также указывает, что наибольшее количество марганца имелось именно на площадях развития вулканов (рис. 35). Другую картину показывает железо, содержание которого в конкрециях увеличивается в периферических частях и в приостровных участках океана (рис. 36).

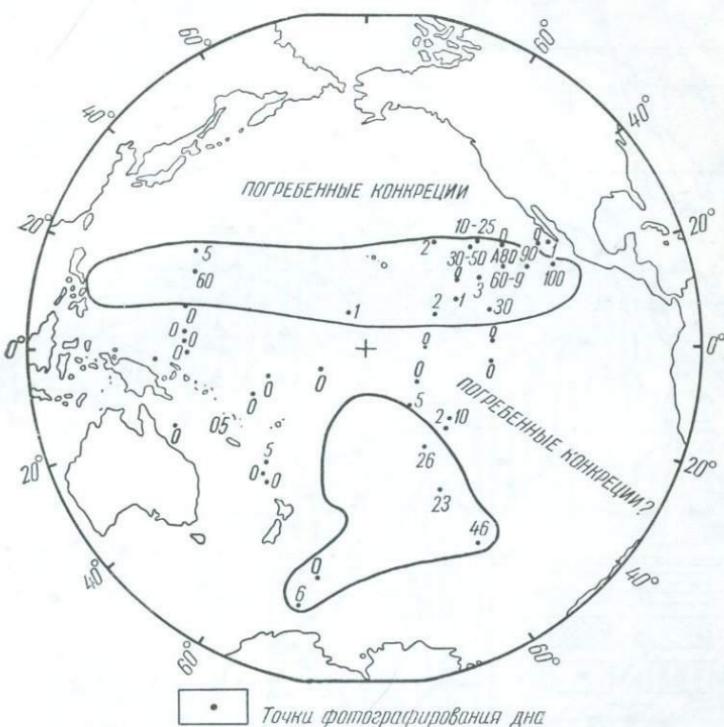


Рис. 34. Концентрация конкреций и плит на поверхности дна, выраженная в процентах покрытия (по материалам подводного фотографирования)

Сравнивая содержание марганца в конкрециях и осадках, П. Андрущенко и Н. Скорнякова (1966) приходят к выводу, что формирование рудных концентраций марганца в океане происходит обычно на фоне его повышенных содержаний в осадках. Так, в конкрециях юго-восточной части океана максимальные концентрации марганца (20—30%) образуются на фоне резко повышенных его содержаний в красных глинах и карбонатных осадках (1—3%). В северной тропической зоне океана такие же концентрации марганца в конкрециях соответствуют его содержанию в осадках красных глин 0,3—0,7% и радиоляриевых илов 0,1—0,3%. В экваториальной зоне в карбонатных осадках содержится 0,5—0,1% марганца, а в конкрециях 15—20%; в северной

и западной частях океана рудные концентрации марганца (10—19%) образуются при содержании в осадках 0,2—0,5%. Наконец, авторы указывают, что в терригенных глинистых илах периферических районов северной части океана, при содержании

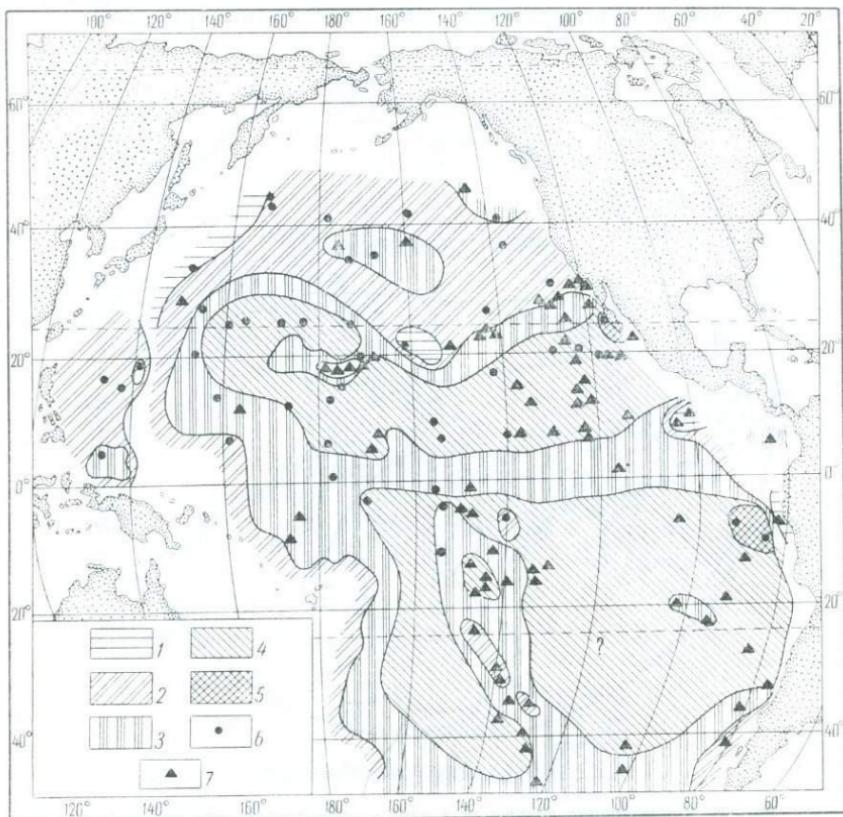


Рис. 35. Карта распределения марганца в железо-марганцевых конкрециях (в %).
1 — <10; 2 — 10—15; 3 — 15—20; 4 — 20—30; 5 — >30; 6—7 — точки станций, по которым выполнены определения марганца: 6 — станции экспедиционного судна «Витязь», 7 — станции иностранных экспедиций.

1—1,5% марганца (за счет диагенетического «подсоса» как считают авторы), «конкремции вообще не встречены или характеризуются крайне низкими его (вероятно марганца. — Г. Д.) содержаниями (10%)».

Исходя из приведенных данных, П. Андрушенко и Н. Скорнякова приходят к выводу, что «распределение рудных концентраций железа и марганца определяется не столько первоначальным содержанием рассеянного железа и марганца, сколько обстановкой седиментации и диагенеза». По их мнению, наибольшей интенсивности процесс рудообразования достигает в наиболее уда-

ленных пелагических районах с минимальными скоростями осадконакопления, минимального поступления разбавляющего терригенного и биогенного материала.

Соглашаясь с авторами в этом последнем общеизвестном выводе, следует отметить, что приводимые ими данные говорят

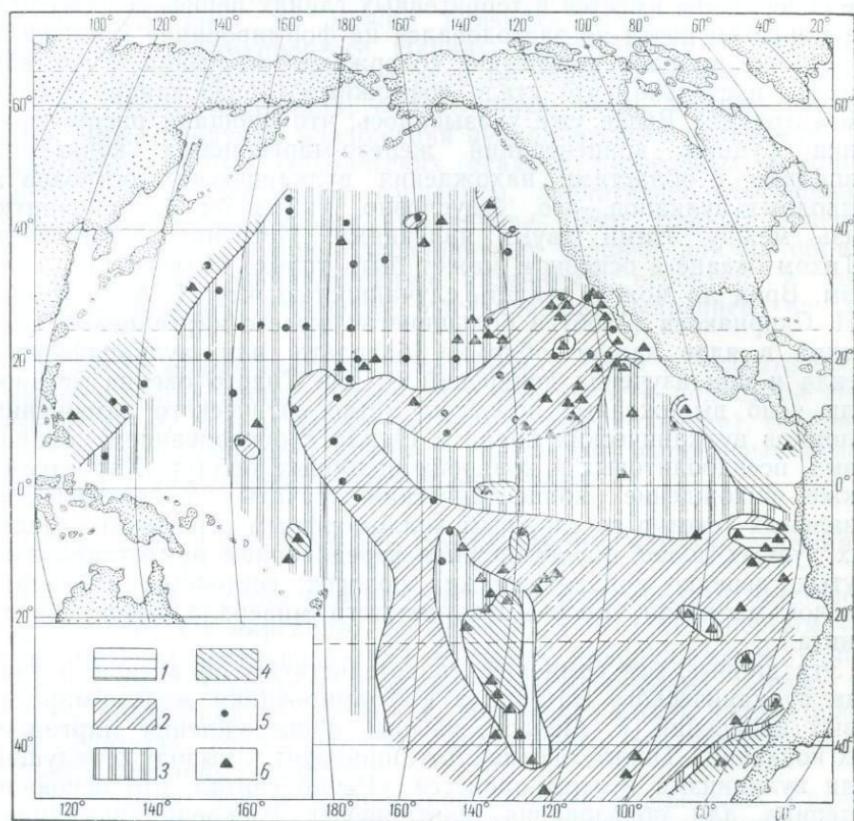


Рис. 36. Карта распределения железа в железо-марганцевых конкрециях (в %)
1—<5; 2—5-10; 3—10-15; 4—>15; 5—6—точки станций, на которых выполнены определения железа: 5—станции экспедиционного судна «Витязь», 6—станции иностранных экспедиций

именно о том, что просто повышенных кларковых содержаний марганца (какое наблюдается в терригенных глинистых илах периферии Океана) недостаточно для образования его рудных концентраций. Говоря о том, что «распределение рудных концентраций определяется не столько первоначальным содержанием рассеянного железа и марганца», авторы не учитывают, что приводимые ими цифры процентного содержания марганца в осадках не есть «первоначальное содержание», а лишь остатки его

после довольно интенсивного процесса рудообразования. Исходное содержание элемента в осадке — количество его, полученное при распределении рудного содержания марганца на весь осадок. Тогда мы увидим, что формирование конкреций происходило не на фоне повышенных кларковых содержаний марганца, а при наличии Мп в осадке гораздо выше приводимых авторами. Исходное содержание имеется в терригенных глинах периферии Океана, где марганец почти не расходовался на формирование конкреций.

Что же вызвало повышение содержания марганца в осадках Океана настолько, что стало возможным образование рудных концентраций? Выше уже указывалось, что площади распространения рудных концентраций железо-марганцевых конкреций совпадают с областями нахождения вулканических островов и подводных вулканов, что, безусловно, указывает на причинную связь между этими двумя явлениями. Источником марганца в Тихом океане в основном может быть только подводный вулканализм. Вряд ли можно считать случайностью, что П. Андрушенко и Н. Скорнякова (1966) в большинстве железо-марганцевых конкреций в ядре нашли обломки базальта или вулканического стекла и при изучении конкреций со дна Тихого океана установили ясно выраженные процессы метасоматического замещения обломков вулканических пород и стекла с образованием дендритовых, псевдоолитовых и конкрециоподобных текстур. Характерно также нахождение концентрически-полосчатых и ритмически-зональных текстур со сложным колломорфным строением отдельных рудных полос, обусловленным чередованием прихотливо изогнутых, нередко концентрических полосок, состоящих из гидрокислов марганца, железа и глинистого минерала — монтмориллонита.

Эти данные, без сомнения, свидетельствуют об активном участии вулканического материала в формировании железо-марганцевых конкреций. Г. Менард, касаясь происхождения марганцевых конкреций Тихого океана, тоже приходит к выводу о ведущей роли вулканализма в этом процессе. «Ренар считал, что основной материал для образования марганцевых конкреций поступает в океан с континентов в процессе их денудации. Однако марганец — один из тех элементов, которые трудно распознаются в геохимическом балансе растворенных веществ, приносимых в море реками. Что же касается всех других металлов, входящих в конкреции (cobальт, медь, никель и свинец), то их содержание в осадках морского дна слишком велико, чтобы можно было предположить, что они принесены сюда с материков. Следовательно, если исходить из геохимического баланса, привнос большинства элементов должен осуществляться вулканическими газами, поднимающимися из недр Земли. По-видимому, и Меррей (имеется в виду мнение Меррея о том, что источником марганца для образования конкреций служат продукты подводного разложения вулканического материала. — Г. Д.) и Ренар в какой-то

степени правы, но в связи с интенсивностью вулканизма в океанских впадинах правильнее считать, что значительная часть газа выделяется из магмы именно под океанами» (Менард, 1966, стр. 188).

Полностью разделяя мнение У. Менарда о ведущей роли вулканического источника материала, необходимо вместе с тем указать, что вряд ли можно признать исключительную роль экскаваций в этом процессе. Наряду с экскавациями, безусловно, гидротермы также приносили если не главную массу, то значительную часть материала; определенную часть, видимо, составляли также продукты разложения вулканического материала. Тот факт, что в толще океанических осадков на разных глубинах (до 3 м) были встречены горизонты, значительно обогащенные конкрециями (Андрющенко, Скорнякова, 1966), говорит о периодическом существовании благоприятных условий для их образования. Такими периодическими явлениями, вероятно, и были поствулканические процессы, поставлявшие марганец на дно океана.

Вряд ли можно считать случайностью, что и в Атлантическом океане колонка грунта, поднятая с поверхности подводной горы Кэрин ($36^{\circ}45'$ с. ш., к западу от Бермудского поднятия), содержит марганцевые конкреции вместе с обломками выветрелых вулканических пород (Хейзен, Тарп, Юинг, 1962).

О генезисе Чиатурского марганцевого месторождения

Чиатурское месторождение считается классическим осадочным месторождением марганца. А. Бетехтин (1946) был первым ученым, который детально изучил геологию, минералогию и условия генезиса Чиатурского марганцевого месторождения. Позже эту работу продолжил его ученик Г. Авалиани (1958). Ниже приводим краткую характеристику Чиатурского месторождения по данным названных авторов.

Чиатурское месторождение расположено в пределах Грузинской глыбы, на ее приподнятой части — Дзиурульском массиве — и приурочено к нижней части олигоценовых отложений. Последние располагаются на почти горизонтально залегающих известняках турон-сенонского возраста. Хотя разрез олигоцена в пределах месторождения имеет более или менее одинаковый характер, все-таки заметно изменение мощностей отдельных горизонтов или их полное выклинивание в определенном направлении. На приводимых ниже разрезах (рис. 37), взятых из работы Г. Авалиани (1958), видно, что для отдельных нагорий Чиатурского месторождения олигоцен начинается так называемыми подрудными кварцевыми песками и песчаниками, мощность которых изменяется с востока от 25—30 м (нагорья Сареки и Пасиети) до полного выклинивания на западе, вследствие чего рудный пласт непосредственно лежит на известняках верхнего мела (нагорья Перевиси

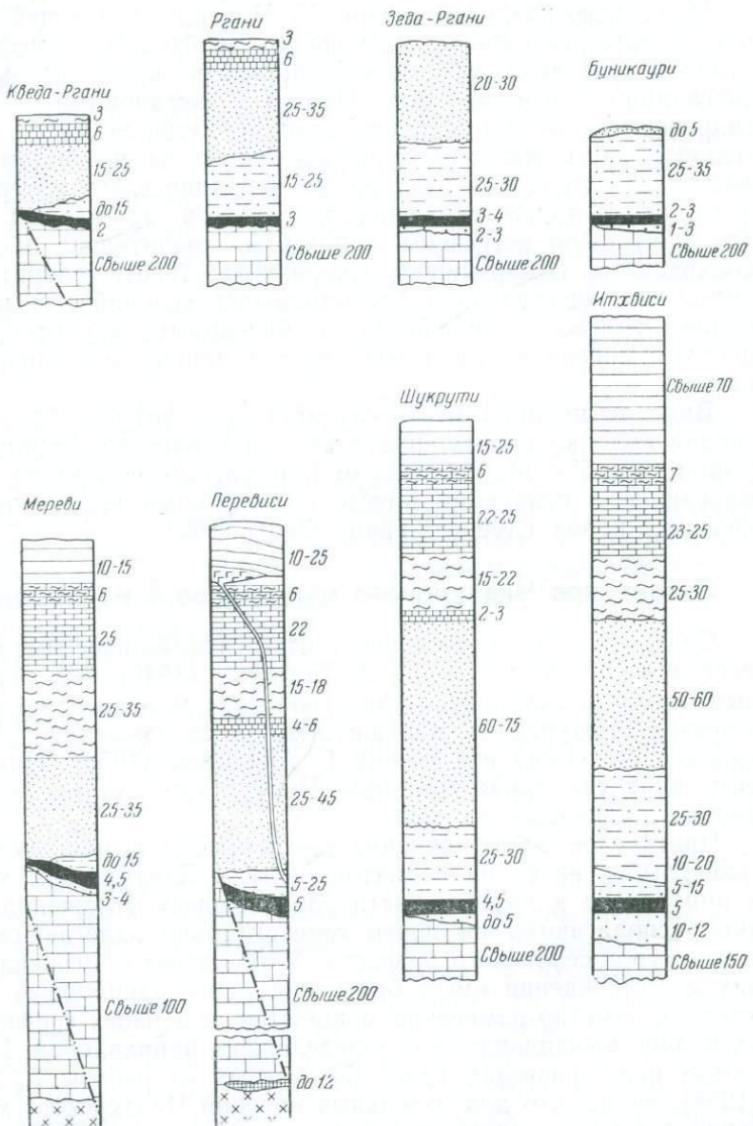
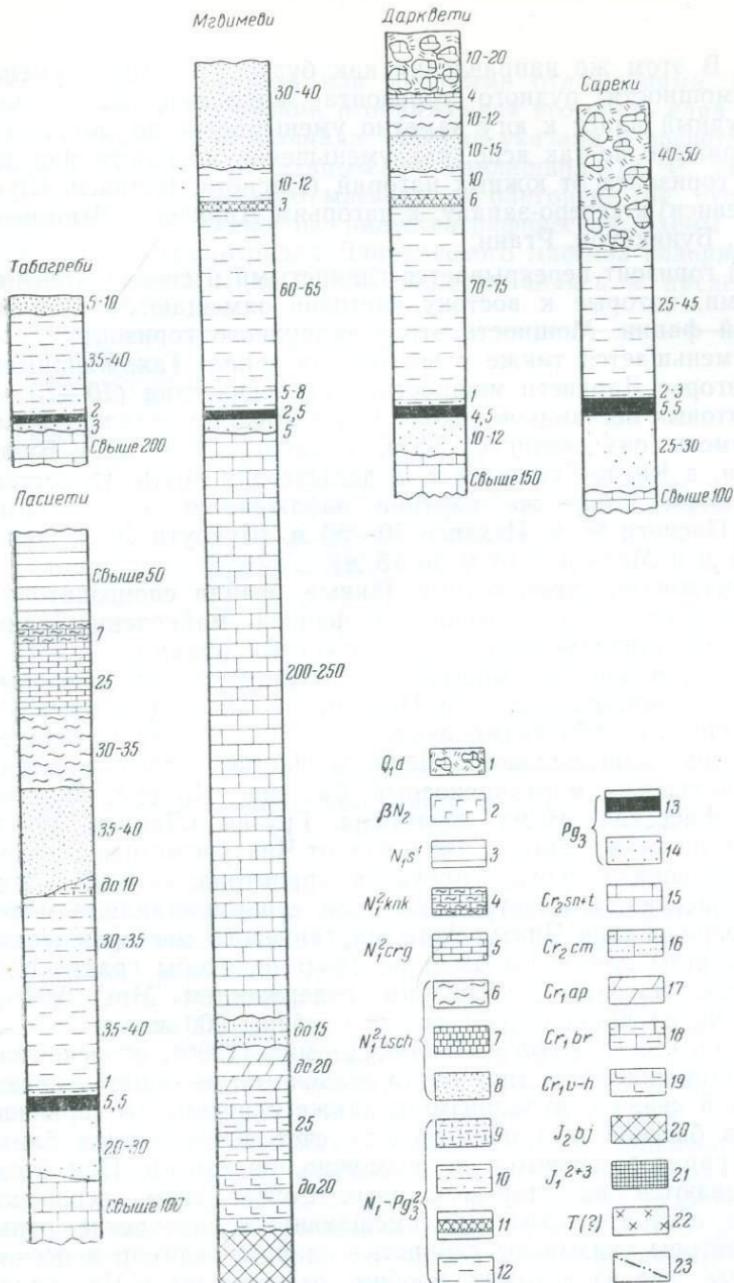


Рис. 37. Стратиграфические колонки Чатутурского месторождения марк
 1 — обвально-делювиальная масса; 2 — базальты, нижний сармат; 3 —
 ны, мергели и олиговитые известняки, караган; 5 — оолитовые и песча-
 строцветные глины и известняки; 7 — известняки с фауной Реслен;
 8 — 9 — сланцеватые глины; 10 — песчанистые глины, глинистые и спонго-
 ны майкопской фации, олигоцен; 13 — главный (нижний) марганцено-
 туров; 15 — известняки, сеноман; 16 — глауконитовые песчаники и из-
 ции, готерив — валанжин; 19 — песчанистые известняки и кварц-ар-
 ний и средний лейас; 21 — мраморизованные известняки и песчаники.



ганица по нагорьям. По Г. Авалиани

песчанистые глины, мергели оолитовые известняки, конк; 4 — глинистые известняки, песчанистые глины, ракушечники, чокрак; 6 — пекварцевые пески и песчаники, средний олигоцен — нижний миоцен: литовые песчаники; 11 — верхний марганценосный горизонт; 12 — глины горизонт; 14 — подрудные кварцевые пески и песчаники, сенон — известняки, апт; 17 — мергели, баррем; 18 — известняки ургонской Факозовых песчаники, байос; 20 — песчаники и сланцеватые глины, верхний палеозой — триас; 22 — кварц-порфиры, туфы, туфобрекции; сброс

и Ргани). В этом же направлении как будто происходит уменьшение и мощности рудного горизонта; например, на нагорье Мереви рудный пласт к югу заметно уменьшается по мощности; но это выражено не так ясно, как уменьшение мощности марганценосного горизонта от южных нагорий (Пасиети, Итхвиси, Шукрути, Перевиси) к северо-западу, к нагорьям Дарквети, Мгвимеви, Табагреби, Буникури, Ргани.

Рудный горизонт перекрывается глинистыми и спонголитовыми песчаниками, которые к востоку частично замещаются глинами майкопской фации. Мощность этого надрудного горизонта закономерно уменьшается также с востока на запад. Так, например, если на нагорье Дарквети мощность майкопских глин (70—75 м) и спонголитовых песчаников (около 15 м) вместе составляет 90 м, то в Мгвимеви она достигает 80 м, в Табагреби 40 м, в Буникури 30 м, в Кведа-Ргани 15 м, а дальше они почти полностью выклиниваются. Такая же картина наблюдается и в южных нагорьях (Пасиети 80 м, Итхвиси 40—50 м, Шукрути 30 м, Перевиси 5—25 м и Мереви — от 0 до 15 м).

Как показывают приведенные данные, фации спонголитовых песчаников постепенно замещаются фацией майкопских глин, а окисные марганцевые руды — карбонатными рудами.

А. Лалиев, в течение многих лет изучавший олигоценовые отложения Грузии, считает, что Чиатурский бассейн с севера и юга ограничивался участками суши, между которыми находился узкий пролив олигоценового моря, и частью этого пролива являлся Чиатурский марганценосный бассейн. На рис. 38 дана палеогеографическая схема олигоцена Грузии (Лалиев, 1964).

А. Бетехтин также считал, что к югу от Чиатурского месторождения существовала суша, сложенная гранитоидами типа Дзирульского массива, и выветривание этой суши поставляло материал для образования Чиатурского марганцевого месторождения. По его расчетам для этого было необходимо, чтобы гранитоиды Дзирульского массива, со средним содержанием MnO 0,04 %, размылись на площади в 1600 км² до глубины 200 м.

Интересно, что Ч. Парк и Р. Мак-Дормид (1966), относя Чиатурское месторождение к типу чисто осадочных, не обнаруживающих видимой связи с вулканализмом, также считают, что привнос марганца в бассейн был обеспечен за счет выветривания близлежащих гранитов, сиенитов и, возможно, андезитов. При этом они основываются на старых данных Соуса; этим, вероятно, вызвано то обстоятельство, что вмещающими чиатурские руды породами авторы указывают глинистые сланцы, мергели и песчаники, первые две из которых вообще отсутствуют в Чиатурах. Зато не указаны спонголиты и опоки — характерные для Чиатурского марганцевого месторождения вмещающие породы.

Эти расчеты являются необоснованными и вызывают много возражений. Во-первых, площадь Дзирульской суши явно преувеличена. В олигоценовое время большая часть Дзирульского

массива была покрыта или меловыми отложениями, или самим олигоценовым бассейном, и обнаженная его часть едва ли составляла половину той площади, которая указана в расчете А. Бетехтина. Во-вторых, по данным В. Эдилашвили и Р. Леквинадзе, к югу от Дзирульского массива в олигоцене не существовало суши, как это видно из палеогеографической схемы (рис. 39). В-третьих, в гранитоидах Дзирульского массива содержание MnO колеблется от 0,01 до 0,06%, чаще оставаясь в пределах 0,02—

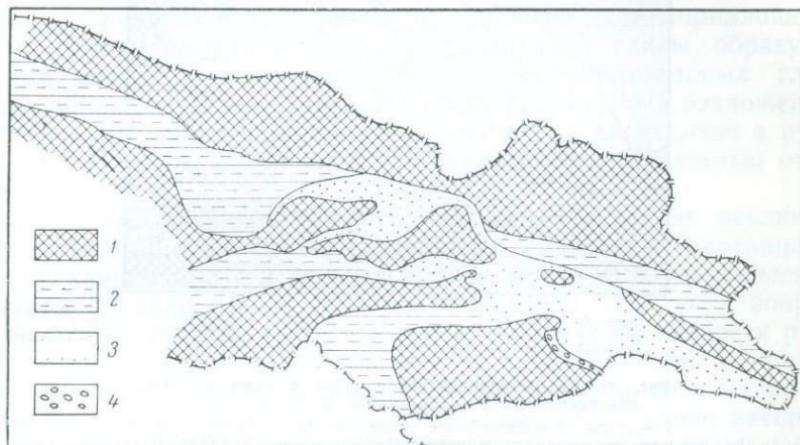


Рис. 38. Фации и палеогеография нижнего олигоцена Грузии. По А. Лалиеву
1 — суша; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — конгломераты

0,03%, а марганца содержится еще меньше. Непонятно, почему эти наиболее бедные марганцем породы стали причиной образования марганцевого месторождения, в то время как другие магматические формации (например, среднеюрская вулканогенная толща), хоть и выветривались интенсивно, но нигде продукты их переотложения не дали залежей марганца несмотря на то, что содержание MnO в них гораздо выше (от 0,2 до 0,5%). Но самое главное возражение заключается в том, что трудно понять — какие это особые процессы выветривания привели к интенсивному химическому разложению гранитоидов в нижнеолигоценовое время, обусловившему полный вынос всего марганца, если при этом не образовались никакие другие продукты химического разложения: каолиниты, железные руды. Вместе с тем ясно видно, что Дзирульский массив и главным образом покрывающие его осадки в олигоцене подвергаются интенсивному механическому выветриванию, в результате чего образуются подрудные кварцевые пески, а позже надрудные кварцевые пески нижнемиоценового возраста. Такие пески не могут образоваться из гранитоидов при первом цикле эрозии, когда расстояние переноса совершенно незначительное. Они, вероятно, образовались не за счет гранитоид-

дов, а за счет покрывающих их лейасских и, возможно, нижнемеловых кварц-аркозовых песчаников. Трудно себе представить, что при таком исключительно интенсивном механическом разрушении суши, указывающем на ее достаточно приподнятое положение, происходило полное разложение гранитоидов на большую глубину (не 200 м, как считал А. Бетехтин, а не менее 400 м, согласно приведенным выше поправкам).

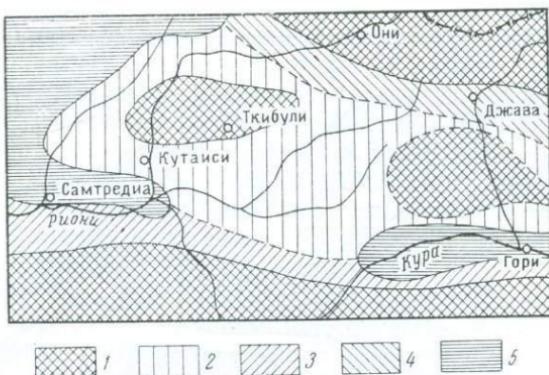


Рис. 39. Схема распределения суши и моря в раннем олигоцене. По Р. Леквинадзе и В. Эдилашвили

1 — суши; 2 — неглубокое море, местами благоприятное для интенсивного марганецакопления в пределах Грузинской глыбы; 3 — то же в пределах Аджаро-Триалетской складчатой системы; 4 — то же в пределах южного склона Большого Кавказа; 5 — центральная часть морского бассейна, неблагоприятная для интенсивного марганецакопления

На эти возражения трудно дать убедительные ответы, поэтому для образования Чиатурского месторождения надо искать другой источник марганца.

Очевидно, таким источником могли бы быть лишь вулканические явления. К югу от Чиатурского месторождения, в Аджаро-Триалетской геосинклинали, располагается мощная вулканическая толща палеогенового возраста. Вулканализм в этой геосинклинали в основном закончился в конце эоцена. Типичных олигоценовых вулканических толщ ни в Грузии, ни в других частях Закавказья нет. Единственным местом, где в олигоцене вулканализм явно проявился, до сих пор является Нахичеванская АССР (Азизбеков, 1961). За последние годы армянские геологи (А. Вегуни) доказали существование олигоценовых вулканогенных образований во многих местах Армении. Правда, восточнее Тбилиси также отмечается наличие в майкопской свите вулканического пепла, но это все указывает на последние вспышки угасающего верхнеэоценового вулканализма. Но поствулканические явления в виде фумарольно-солифтарной деятельности и различных гидротерм должны были интенсивно проявиться именно в начале олигоцена;

как известно, эти явления продолжаются долгое время после прекращения активных извержений.

Косвенным доказательством участия пеплового материала во вмещающих марганец песчаниках является установленное за последнее время группой геологов, изучавшей литологию Чиатурского марганцевосного олигоцена под руководством Г. Мачабели, цеолита (клиноптилолита) и монтмориллонита в виде цемента алевролитов и песчаников, причем цеолит составляет около 40% общей массы цемента, остальное приходится на монтмориллонит и опал. В рудной толще встречены прослои монтмориллонита, а в надрудном горизонте монтмориллонитовые глины образуют мощные слои. Происхождение этих монтмориллонитовых глин трудно объяснить иначе, как путем подводноморского разложения вулканических пеплов. Впервые указано также на наличие в рудном горизонте частых пропластков гидрогётитов мощностью от 2 до 20 см.

Естественно, возникает вопрос: чем вызвано такое исключительное обогащение раннеолигоценовых гидротерм марганцем? Ведь вулканизм был и в юре, и в эоцене, но их поствулканические продукты не дали такого скопления марганца. На этот вопрос можно будет ответить, вероятно, лишь учитывая особенности развития вулканизма Аджаро-Триалетской геосинклинали и принимая во внимание геохимические особенности марганца в магматическом расплаве, как это в свое время было предложено автором для объяснения связи баритовых месторождений Закавказья почти исключительно с байосским вулканализмом известково-щелочных пород (Дзоценидзе, 1945, 1948, 1960).

В. Гольдшмидт (1938) указывал, что многие элементы, встречающиеся в магме в рассеянном виде, не образуют самостоятельных минералов, а улавливаются кристаллами других минералов, которые позволяют входить в решетку тем рассеянным элементам, размер ионного радиуса которых является подходящим. Главным минералом, который может улавливать марганец в эфузивных породах палеогена Аджаро-Триалетии, является авгит. Он входит в среднезоценовые порфиры в большом количестве. Поэтому марганец в среднезоценовых породах рассеян и не дает заметных скоплений в поствулканических продуктах.

Что касается среднего и верхнего эоцена полосы, прилегающей к Дзирульскому массиву (от Батуми до Харагули), то он состоит из щелочной серии трахитов и калибазальтов, где при общей мощности около 1500—2000 м более $\frac{2}{3}$ приходится на трахиты (Лордкипанидзе и Надарейшвили, 1964). Последние, как правило, содержат мало авгита; поэтому содержание MnO в них колеблется в пределах 0,03—0,06%, редко достигая 0,14%. При формировании этих пород большая часть марганца не входила в их состав, а оставалась в гидротермальных растворах. Если допустить, что из исходной магмы (среднезоценовая нещелочная магма), где содержание MnO в среднем можно считать 0,15%, гидротермальные

растворы получали хотя бы половину (т. е. 0,07%), то они по самым скромным подсчетам обогатились бы MnO до 1 млрд. т. Лишь небольшая часть этого количества достаточна для объяснения происхождения Чиатурского месторождения.

Существование связи между содержанием MnO в эфузивных породах и поствулканических продуктах подтверждается следующими примерами. Меловые альбитофиры и дациты Тетрицкаройского района содержат MnO от следов до 0,05%. Именно с этими

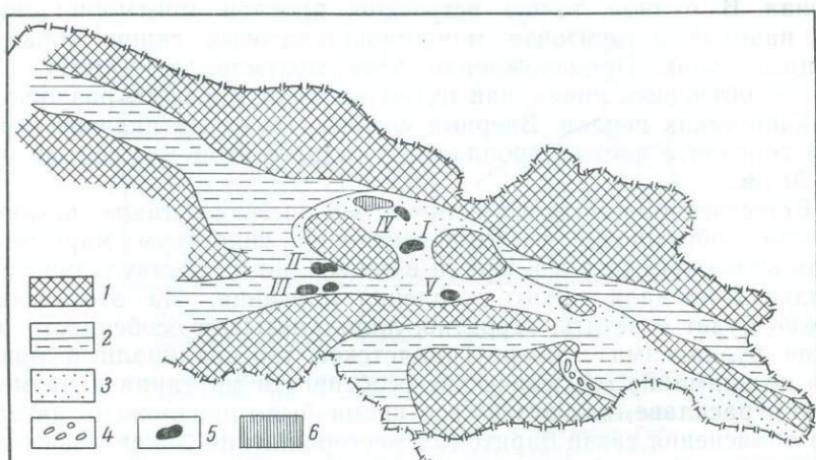


Рис. 40. Палеогеографическая схема нижнего олигоцена
 1 — суши, фации олигоцена; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — месторождения марганца; I — Чиатурское, II — Чхари-Аджаметское, III — полосы Зестафони — Вани — Маяковски, IV — Шкмерское, V — Карели; 6 — фосфориты

породами и связаны гидротермальные проявления марганца, описанные выше.

Палеогеновые дациты того же района содержат MnO от следов до 0,05%. В этих дакитовых туфах и замещающих их аргиллитах залегают слои и линзы марганцевой руды, также охарактеризованные выше.

Байосская вулканогенная толща содержит от 0,12 до 0,52% MnO; особенно богаты MnO роговообманковые порфиры. Однако с этой толщиной почти совершенно не связаны проявления марганца.

Конечно, эти расчеты очень грубы, да и данных по содержанию MnO в породах и минералах Грузии пока недостаточно. Однако имеющиеся данные уже дают основание продолжить поиски в этом направлении.

Распределение залежей марганцевой руды в олигоценовых отложениях Грузии (рис. 40) также не противоречит этому выводу.

Самым южным месторождением является полоса проявлений марганца Вани—Зестафони, приуроченная к северной периферии Аджаро-Триалетской складчатой системы и в тектоническом отношении занимающая зону ее предгорного прогиба. Из многочисленных проявлений марганца в этой полосе укажем лишь на проявления в окрестностях селений Персати, Дими, Обча, Гора, Цхути и Дихашхо. Все они залегают в нижней части майкопской свиты нижнего олигоцена, содержащей большое количество сферосидеритовых септарий. По данным А. Давыдовой, оруденение представлено маломощными пластообразными и линзовидными телами различной протяженности; мощность отдельных рудных тел колеблется в пределах 0,2—0,3 м, иногда достигает 1 м. Мощность рудоносного горизонта 30—45 м; в нем содержится от одной до четырех рудных пачек, по простиранию не увязывающихся друг с другом. Руда везде представлена вторичными окисленными минералами, в основном пиролюзитом и псиломеланом.

Севернее Зестафони-Ванских проявлений имеется вторая так называемая Чхари-Аджаметская полоса олигоценовых отложений, которая сложена преимущественно опоковидными песчаниками и спонголитами и в этом отношении похожа на Чиатурскую полосу. В отличие от последней Чхари-Аджаметская полоса не содержит в разрезе ни подрудных, ни надрудных залежей кварцевых песков. Так же, как и в Чиатуре, слои содержат значительное количество глауконита. В верхней части разреза появляются темносерые сланцеватые гипсоносные глины майкопского типа. Опоковые и спонголитовые песчаники к востоку постепенно замещаются сланцеватыми глинами майкопской фации.

Рудные слои приурочены к низам олигоцена, при этом в восточной части полосы (Зеда Симонети, Дзвери) марганцевые слои лежат непосредственно на эоцене, а в западной части (Бролис-Кеди) они приурочены к нижней части спонголитовой толщи и подстилаются опоковидными песчаниками. Пересякается марганценосный горизонт спонголитовыми песчаниками, но в районе Чхари кровлю образуют гипсоносные сланцеватые глины майкопа.

Рудный горизонт состоит из переслаивающихся рудных и безрудных прослоев, выклинивающихся на сравнительно коротких расстояниях. Руда представлена первичноокисными, иногда олиговыми, окисленными карбонатными и песчанистыми гидроокисными разновидностями.

Таким образом, в Чхари-Аджаметском месторождении аналогично Чиатуре также с востока на запад происходит смена майкопской фации спонголитовой. Если учесть, что в западной части Чиатурского месторождения спонголиты тоже выклиниваются, станет ясно, что между олигоценовыми бассейнами Чиатуры и Чхари-Аджамети не было связи. Их разделяло, по-видимому, наименееющееся уже в конце байоса Хреитское антиклинальное под-

ятие, сложенное вулканогенной толщей байоса и непосредственно примыкающее к Дзирульскому массиву.

Наиболее правдоподобной является, очевидно, приведенная выше палеогеографическая схема олигоцена эпохи отложения марганца (см. рис. 40). Как видно из этой схемы, на накопление олигоценовых отложений Чиятурского района могли влиять: 1) Хрейтско-Окрибская суши, сложенная в основном вулканогенными породами байоса, но покрытая в значительной части батскими пресноводными угленосными отложениями (листоватые сланцы, кварц-арковые и кварц-граувакковые песчаники), верхнеюрскими пестроцветными отложениями, меловыми карбонатными отложениями с кварц-арковой базальной формацией и эоценовыми карбонатными отложениями; 2) Карталинская суши, сложенная кристаллическими породами (гранитоиды и кристаллические сланцы), покрытыми мощной толщей кварц-арковых песчаников лейаса; 3) Аджаро-Триалетская суши с резким преобладанием меловых и палеогеновых вулканогенных формаций; 4) суши южного склона Большого Кавказа с почти исключительным развитием мезозойских формаций глинистых сланцев и песчаников, с подчиненным количеством вулканогенных пород средней юры и верхнего мела.

В этих условиях наиболее правдоподобная картина генезиса марганцевых месторождений представляется в следующем виде. Затухающий палеогеновый вулканализм в конце эоцена и с начала олигоцена выразился в выделении большого количества гидротерм, которые, с одной стороны, выносили ювенильный марганец из очагов, а с другой стороны, вымывали его из меловых и среднезоценовых пород, через которые им приходилось просачиваться к поверхности. Попадая в олигоценовый бассейн лагунного характера, который был богат органическим материалом и вследствие этого содержал большое количество CO_2 , а местами был заражен H_2S и имел ясно выраженный восстановительный характер, марганец долгое время оставался в растворе. Он выделялся в осадок в виде карбоната лишь местами, где создавались наиболее высокие концентрации.

Большая же часть марганца уносилась дальше на север и, попадая в морские условия олигоценового моря, где уже господствовали более окислительные условия, выпадала в виде первично-окисных руд. В случае преобладания лагунных условий (при отступлении моря) снова отлагались карбонатные руды и, наоборот, наступление моря опять вызывало выпадение первичноокисных руд. Этим можно объяснить наблюдаемое в Чиятурском месторождении чередование первичноокисных и карбонатных (иногда окисленных) руд. Таким образом, появление карбонатных руд не указывает на углубление бассейна, а говорит лишь о наличии в береговой части бассейна условий восстановительной лагунной обстановки, так хорошо известной для майкопских отложений Кавказа.

Чиатурское месторождение представляет собой характерный пример обратной зональности вулканогенно-осадочных месторождений, указанной Н. Страховым (1963). «Непосредственно у места выхода гидротерм, — пишет Н. Страхов, — где масса их была значительна, а подмесь морской воды мала, количество растворенного в этой воде кислорода было слишком мало для того, чтобы произвести заметное окисление вынесенного материала. На дно поступали закисные соединения железа и марганца, возникали карбонатная и силикатная фации руд с некоторой примесью магнетита и гематита. Но по мере удаления от места поступления гидротерм и все увеличивавшегося смешения их с морской водой окисляющее действие последней все возрастало и закисные формы железа сменялись окисными — магнетитовой и затем гематитовой фациями. Вполне вероятно, что эти рудные фации, более удаленные от места высачивания гидротерм, одновременно занимали и более низкие места в рельфе дна. Возникала, следовательно, минералогическая зональность руд, обратная зональности обычных осадочных руд. У последних окисная фация более мелководна и располагается вблизи источника рудных растворов, закисная — дальше от него; *у вулканогенных вблизи источника растворов и на более мелком месте располагалась закисная, дальше окисная фации*» (курсив мой. — Г. Д.). Следовательно, Чиатурское месторождение, окисные руды которого к востоку и югу (т. е. по направлению к берегам) переходят в карбонатные, где ввиду внедрения гидротерм господствовали восстановительные условия, полностью подтверждает высказанное Страховым мнение о специфическом характере зональности руд в вулканогенно-осадочных месторождениях.

П. Данильченко (1960), изучавший остатки костистых рыб майкопских отложений Кавказа, сделал попытку восстановить историю майкопского бассейна. По его мнению, общность фауны нижнеолигоценовых отложений Кавказа, Карпат, Швейцарии и некоторых других районов Южной Европы указывает на то, что майкопское море хадумского времени не было изолированным бассейном: оно было связано с океаном и не отличалось от других частей Тетиса. Нормальная соленость и весьма значительные глубины способствовали развитию богатой морской пелагической и придонной фауны. Однако уже в начале хадума начинается сероводородное заражение, аналогичное Черному морю.

К концу хадума уровень сероводородной зоны быстро поднимается, что ведет к полной гибели всей глубинной фауны и к сильному обеднению пелагической фауны в миатлинско-муцидакальное время. К этому же времени относится начало частичной изоляции майкопского бассейна от Карпатского олигоценового моря, в котором также происходили процессы сероводородного придонного заражения.

Майкопское море в конце олигоцена сохранило большие глубины, но превратилось в полузамкнутый бассейн с своеобразным

эндемичным населением. Эта фауна (большей частью фауна верхнемайкопских рыб) не встречена где-либо за пределами майкопа Кавказа и Крыма, что указывает на отсутствие свободного контакта между фауной этого моря и фауной других водоемов.

В зурамакентских отложениях встречаются большие скопления рыбных остатков — так называемые рыбные кладбища, образовавшиеся в результате массовой гибели рыб в определенных, нередко весьма обширных участках майкопского моря. Вероятнее всего, причиной массовой гибели майкопских рыб являлось резкое колебание уровня заморной зоны. Под влиянием сильных тектонических движений или вулканических толчков зараженные сероводородом глубинные слои воды выбрасывались в верхние горизонты пелагиали, уничтожая всю фауну этой зоны.

Аналогичные условия существовали и для Чхари-Аджаметской полосы, где малую мощность марганцевых слоев следует, по-видимому, объяснить наличием условий открытого моря, в котором марганец рассеивался на большой площади, в то время как в Чиатуре, в узком бухтообразном проливе, создалась наиболее благоприятная обстановка для отложения мощных слоев марганца. Возможно, немалую роль в этом играли и условия разгрузки гидротерм, которые, по-видимому, для Чиатурского участка были наиболее выгодными.

Сравнительно небольшая часть марганца, минуя Чиатурский узел, с запада и с востока уносилась, вероятно, на север, где отлагалась в северной части олигоценового морского бассейна и дала уже упомянутые выше небольшие залежи марганца Амбролаури-Шкмерской зоны. Интересно, что к северо-западу, в сторону Лечхуми, эти марганценосные отложения сменяются фосфоритоносными отложениями, исключительно богатыми глауконитом. Очевидно фосфор выносился этими же гидротермами, но он мигрировал дальше марганца и отлагался в самой северной части олигоценового бассейна Грузии.

Возникает вопрос, а куда девалось железо, которое также, вероятно, выносилось олигоценовыми гидротермами? Это железо фиксировано, возможно, в многочисленных сферосидеритах майкопской свиты, глауконитах олигоценовых отложений и пиритизированных зонах, которые так распространены в эоценовых толщах Аджаро-Триалетской зоны. За последнее время в олигоценовых отложениях Мингрелии обнаружены заметные скопления лептохлоритов (устное сообщение Г. Мачабели). К сожалению, пока отсутствуют какие-либо расчеты количества железа, связанного в этих образованиях.

Но, как указывают Н. Страхов и К. Краускопф, они могут дать требуемое количество железа в рассеянном виде. Эти расчеты — задача дальнейших работ.

Об объединении Чиатурского марганцевого месторождения в один формационный тип с Никопольским мы уже говорили выше, и здесь нет необходимости повторяться. Соображения

о генезисе Чиатурского месторождения марганца нами были опубликованы в журнале «Литология и полезные ископаемые» (Дзоценидзе, 1965₂). В том же номере журнала помещена статья Н. Страхова и Л. Штеренберг (1965), содержащая критику высказанных автором взглядов.

Считаю необходимым разъяснить читателям суть этой критики.

Начнем с вопроса, поставленного авторами статьи, на который они дают правильный ответ. «Возникает вопрос: что же толкнуло ученого отойти от установленного и уже достаточно аргументированного представления об осадочном генезисе Чиатурского месторождения и искать нового решения этой казалось бы уже решенной проблемы?» Авторы отмечают два обстоятельства: «Во-первых, ничтожность содержаний марганца в гранитоидах Дзиурульского массива, которые считались А. Бетехтиным материнской породой для чиатурских руд. Во-вторых, отсутствие признаков глубокого химического выветривания гранитоидов, способного мобилизовать из них большие количества марганца. Нужно сказать, — продолжают авторы, — что первая слабая сторона концепции А. Бетехтина нащупана Г. Дзоценидзе правильно: она действительно существует и требует устранения. Она и устремляется допущением, что главным и решающим источником рудных марганцевых растворов были не дзиурульские граниты, а средненеурские порфириты» и т. д.

Но этот аргумент ведь гипотетичен. Дело в том, что в Чиатурском разрезе ни в подрудном горизонте, ни в рудном горизонте, ни в надрудных отложениях нет не только преобладания, но даже следов материала, принесенного с порfirитовой серией байоса. Ведь сами же авторы приводят данные Г. Бутузовой (статья написана в соавторстве с Л. Штеренберг), которая отмечает, что подрудные пески состоят на 70—80% из обломков гранитоидов, 15—20% кварца, 5—10% полевых шпатов, не более 6—7% обломков кислых эфузивов. Неужели можно серьезно думать, что этот материал мог быть принесен из байосской вулканогенной толщи, имеющей спилито-порfirитовый состав?

Авторы избрали байосскую вулканогенную толщу источником марганца по той причине, что в ее породах содержание MnO выше кларковых и иногда достигает 0,5%. Но на самом деле, в преобладающем большинстве байосских порfirитов и туфов содержание MnO не превышает кларкового и находится в пределах 0,06—0,15%. Лишь в отдельных образцах, обогащенных фенокристаллами пироксенов и особенно роговых обманок, содержание MnO повышается до 0,2—0,4%, редко достигая даже 0,5%. Продукты размыва и переотложения коры выветривания на байосской вулканогенной толще слагают значительную часть верхнеурских красноцветных отложений Западной Грузии, но нигде не встречено сколько-нибудь заметного обогащения MnO.

Авторы доказывают, что рудные растворы приносились с юго-запада. Я с этим полностью согласен и то же самое доказываю.

Но если марганец приносился с юго-запада, то терригенный материал поставлялся с северо-восточной стороны. Иначе трудно объяснить, почему именно на западных и южных нагорьях (Перевиси, Ргани) совершенно отсутствуют как надрудные, так и подрудные пески, мощность которых к востоку и северу все увеличивается.

Именно такое благоприятное сочетание, когда кластический материал приносился с северо-востока, а рудные растворы поставлялись гидротермами, создавало условия, при которых на западных и юго-западных участках бассейна отлагался почти чистый марганец, так как песчаный материал не достигал или почти не достигал до участка Ргани—Перевиси. Чем дальше к востоку, тем больше появляется в рудном горизонте песчаных прослоев и увеличивается их мощность. Этим объясняется и наибольшая мощность рудных слоев на юго-западных нагорьях. В этой части бассейна существовала небольшая возвышенность, по-видимому в виде острова, которая также способствовала накоплению мощных слоев почти чистой первичноокисной руды.

Авторы упрекают меня, что я точно не указываю, где располагались очаги гидротермальной деятельности относительно Чиатурского месторождения. Были ли это наземные термальные источники или же гидротермы подводные? И они предлагают схему, якобы отображающую мои представления. Я сознательно обошел эти вопросы молчанием, так как считаю, что лучше молчать о вопросах, когда не все выяснено, чем навязывать читателю свои взгляды в виде аксиом, как делают иногда некоторые авторы, даже если их мнение противоречит фактам. В моем представлении гидротермы были преимущественно подводные и они могли появляться непосредственно в районе Чиатурского месторождения. Если базальты проникли в рудный горизонт на Перевисском нагорье, то почему гидротермы не могли выходить из трещин, в большом количестве имевшихся в Дзиурльском массиве в результате происходивших там дизъюнктивных нарушений? Я считаю, что гидротермы шли с юга, потому что в этом направлении имелись вулканические очаги и гидротермальная деятельность была, вероятно, более интенсивной. Если сейчас на юге от Чиатур не видно олигоценовых марганцевых месторождений, то это еще не говорит, что их там и не было. Они могли быть впоследствии размыты, а в некоторых местах, возможно, и имеются под неогеновыми отложениями.

Что касается вопроса о характере Чиатурского месторождения, то я никогда не говорил, что оно не является типично осадочным. По обстановке отложения Чиатурское месторождение типичное морское осадочное месторождение. Но источником марганца мог быть только вулканализм и связанная с ним поствулканическая деятельность. Выветриванием суши нельзя объяснить накопление такой массы марганца.

Детальную характеристику крупнейшего из известных у нас вулканогенно-осадочного марганцевого месторождения — Караджальского дает Д. Сапожников (1963). Обобщая материал по Караджальскому и другим аналогичным месторождениям, он приходит к выводу, что вулканогенно-осадочные месторождения образуются после завершения главной фазы эфузивной деятельности, когда напряженность вулканизма ослаблена, а излияние лав и накопление туфового материала резко уменьшаются (Сапожников, 1967). В ходе тектонического развития региона месторождения этого типа формируются после завершения основного этапа складкообразования. Например, в Атасуйском районе Центрального Казахстана рудообразование имело место в девонском периоде, которому предшествовала главная фаза складчатости в конце силура, вызвавшая консолидацию земной коры в этом регионе.

Описанные Д. Сапожниковым условия формирования месторождений атасуйского типа точно отвечают Чиятурскому месторождению. Последнее, как известно, образовалось в конце верхнего эоцена — в начале олигоцена, когда произошли интенсивные складкообразовательные движения, обусловившие замыкание Аджаро-Триалетской вулканогенной геосинклинали. С этим совпали окончание вулканических извержений в любом виде и активизация поствулканических процессов. Чиятурское месторождение отличается лишь тем, что оно находится не в вулканогенной толще, а в спонголитовых отложениях; кроме того, оно расположено не в геосинклинали, а на срединном массиве, непосредственно примыкающем к зоне активного вулканизма. Как пишет Д. Сапожников, месторождения караджальского типа значительно удалены от очагов извержений. Так почему же удивляет нас удаленность Чиятурского месторождения на 10—15 км от зоны активного вулканизма? Поствулканические гидротермы выделяли марганец и непосредственно в зоне геосинклинали (полоса Вани — Маяковски), но наиболее благоприятная обстановка, видимо, существовала в небольшом удалении, в области мелкого моря, где бухтообразные заливы служили местом наибольшей концентрации руды.

Большой интерес представляют новые данные Д. Сапожникова (1967) о повышенном содержании марганца в морской воде, насыщенной H_2S . По его подсчетам в водах Черного моря находится 100 000 000 т марганца. Но эти соображения, представляющие определенную ценность для выяснения геохимии марганца в гидросфере, вряд ли могут помочь объяснить генезис Чиятурского и аналогичных месторождений. Во-первых, в Чиятуре на площади в несколько тысяч раз меньшей, чем площадь Черного моря, было отложено примерно в 10 раз больше марганца. А если распределить весь марганец, содержащийся в водах Черного моря, даже на четвертой части площади Черного моря, то получим ничтожную концентрацию марганца в осадке.

Кроме того, заслуживает внимания тот факт, что марганец в Чиатуре и Чхари-Аджамети находится в осадках олигоцена, не зараженных сероводородом. В то же время огромные площади развития типичной майкопской свиты и замещающие ее другие фациальные образования, представляющие собой осадки сильно зараженных серодовородом бассейнов, лишены не только месторождений, но и проявлений марганца. Последний в отложениях олигоцена встречается лишь на участках, непосредственно примыкающих к зоне развития Аджаро-Триалетской вулканогенной геосинклинали (Карели, Зестафони, Маяковски, Вани), в виде карбонатных руд.

В заключение необходимо отметить, что приведенная схема генезиса Чиатурского месторождения не является, конечно, окончательно обоснованной, так как многие вопросы литологии и геохимии как самих месторождений (Чиатурского, Чхари-Аджаметского и др.), так и олигоцена окружающих районов еще не изучены в достаточной степени. Дальнейшие исследования помогут восполнить этот пробел.

8. ФОСФОРИТЫ

Очень мало сведений можно найти в литературе о фосфоритах, связанных с вулканогенными толщами. Н. Шатский является, по существу, первым автором, выделившим фосфоритовые месторождения вулканогенно-кремнистых формаций. Из них наиболее крупными являются фосфоритовые залежи Скалистых Гор (США) и хр. Карагатай (СССР). Ниже приводим краткую характеристику этих формаций по Н. Шатскому (1955).

Пермская фосфоритоносная формация Скалистых Гор, имеющая мощность от 100 до 300 м, в американской литературе известна под названием формации «Фосфория». Последняя делится на два горизонта. Нижний горизонт сложен желтоватыми и бурыми песчаниками, которые чередуются с темными и бурыми глинистыми сланцами и содержат прослои серых кремнистых «кварцитов», темных или черных, часто битуминозных известняков, а также пласти темных фосфоритов; сланцы, кварциты и известняки также фосфоритизированы. Верхний горизонт представлен хорошо слоистыми кремнями, кремнистыми кварцитами, а в южной части фосфоритоносной полосы — кремнистыми известняками.

К югу, по простиранию, формация «Фосфория» постепенно обогащается прослойми известняков; к югу от хр. Юнита «Фосфория» выклинивается и на плато Колорадо замещается красными и серыми песчаниками, сланцевыми глинами и известняками. По мнению Е. Орловой (1951), это указывает на переход «Фосфории» в платформенные образования. Богатство свиты фосфория фосфатом и обилие химически осажденного кремнезема дают основание

Н. Шатскому относить ее к отдаленным кремнистым формациям геосинклинальных зон.

К востоку формация сменяется пестроцветными платформенными отложениями пермского возраста. Более важным является изменение этой формации в западном направлении, где, по данным А. Ирдли (1954) и других, стратиграфические эквиваленты «Фосфории» представлены вулканогенными и кремнисто-сланцевыми формациями. Например, в геосинклинальной зоне палеозойских Кордильер, непосредственно к западу от Скалистых Гор, нижнепермские отложения представлены слоистыми вулканическими толщами; в Северной Калифорнии они сложены базальтовыми агломератами, туфами, покровами андезитовых и оливиновых базальтов и туффитовыми сланцами с прослоями известняков. Эта вулканогенная формация Кордильер отстоит от крайних выходов «Фосфории» на расстоянии от 50 до 300 км. Характерно, что, по мнению А. Ирдли (1954), слои кремнистых сланцев образовались за счет приноса в бассейн Скалистых Гор растворенного кремнезема с вулканического архипелага зоны Кордильер. «Перенос кремнезема, — пишет Ирдли, — в растворенном виде морскими течениями мог привести к отложению его на больших расстояниях от источника сноса. Легко представить себе, что значительная часть кремнезема в своем происхождении связана с вулканической деятельностью в пределах архипелага, что некоторая часть его переносилась течениями через море, располагавшееся между архипелагом и материком, за пределы областей отложения вулканического материала, и обильное осаждение этого кремнезема происходило в мелководных бассейнах восточного прогиба и материкового шельфа».

Отсюда вполне логичным является вывод, что и фосфор переносился течениями с того же вулканического архипелага, откуда доставлялся кремнезем.

Фосфоритоносная формация хр. Карагату, по мнению Н. Шатского, представляет собой полный гомолог фосфоритовой формации Скалистых Гор. Фосфоритоносная формация Карагату мощностью 130 м относится к верхнему кембрию — ордовику и слагается (снизу вверх): пачкой известняков и доломитов с фосфатизированными кремнями, мощной толщей кремнистых сланцев (до 50 м), обычно фосфатизированных, с пачками фосфоритов, достигающими толщины 12—14 м; в ней реже встречаются глинистые сланцы и песчаники. Фосфориты этой толщи типично пластовые и находятся в теснейшей парагенетической связи с кремнистыми породами. Фосфориты выклиниваются при выклинивании кремнистых пород.

Если формационное сходство фосфоритовых месторождений Скалистых Гор и Карагату, по Н. Шатскому, не вызывает сомнения, то установить непосредственную связь формации Карагату с вулканогенными породами не удается. Но косвенно эта связь устанавливается по следующим данным: Н. Херасков указывает

на наличие нижнекембрийских мощных эфузивов зеленокаменного типа на восточном склоне Южного Урала; Н. Штрейс среди фосфатизированных кремнистых сланцев Западного Улутау (примерно в 600—700 км от Карагатусского месторождения) нашел две пачки типичных сургучных яшм, ассоциация которых с вулканическими породами, по мнению Н. Шатского, не вызывает никаких сомнений. Поэтому Н. Шатский считает, что карагатусская фосфоритоносная серия представляет собой отдаленную кремнистую формацию, генетически связанную с синхронным вулканизмом.

К отдаленной кремнистой формации Н. Шатский относит также фосфоритовые залежи Австралии (штаты Виктория и Южная Австралия), залегающие в кремнисто-сланцевых толщах нижнепалеозойского возраста. Эти верхнекембрийские фосфоритоносные формации являются стратиграфическими эквивалентами вулканогенных образований (подводные основные лавы спилитового характера и туфы), встречающихся во многих местах штата Виктория.

К этому же типу, по Н. Шатскому, относятся верхнепротерозойские фосфоритоносные кремнистые формации Китая, Чехословакии, девонские — Нассау, нижнекарбоновые — штата Юта, США. Но мезозойских и кайнозойских фосфоритов этого типа, по его мнению, в настоящее время назвать нельзя.

В связи с этим следует отметить, что за последнее время в нашей геологической литературе появились сведения о фосфоритах, приуроченных к туронской вулканогенной толще Западной Грузии. Довольно детальное описание этих проявлений находим в статьях М. Ильинской (1962), Н. Бродской и М. Ильинской (1963). В последней статье авторы кратко характеризуют сеноманские отложения Западной Грузии, подтверждая давно известный факт наличия в них туfovого материала, и отмечают повышенное содержание P_2O_5 в туфогенных и кремнисто-карбонатных породах сеномана. Породы эти богаты также глауконитом, и авторы указывают, что аутигенный глауконит и фосфат выполняют полости в раковинах радиолярий и фораминифер, а иногда развиваются по эфузивным обломкам.

Не совсем ясен вывод авторов об источниках фосфора, но из их фактических данных следует, что фосфор выщелачивался из вулканического материала на дне моря и обогащал осадки фосфатом. Этот процесс являлся частью того широко распространенного гальмировитического разложения вулканического материала в сеноманском море, о котором мы говорили выше, и продуктом которого являлись осадочный анальцим, бентониты, опоки и глауконит, характерные для сеноманских отложений Западной Грузии.

Что касается туронской вулканогенной толщи, петрография и литология которой детально изучены нами (Дзоценидзе, 1948), то в ней названные авторы отмечают наличие фосфора в собственно трахибазальтах в виде гнезд замещения, а также в виде цемента

в шлаковых туфах. Они считают, что фосфоритообразование связано с постмагматической деятельностью.

Такой вывод должен вполне устраивать автора данной работы, старающегося доказать активную роль вулканизма в образовании осадочных месторождений фосфатов. Но нам кажется, что этот вывод еще не убедителен.

История изучения фосфоритоносности туронской вулканогенной толщи вкратце такова. В 1940 г. недалеко от г. Кутаиси, в окрестностях сел. Годогани, в туфах свиты мтавари автор нашел небольшие линзочки белого коллофанита (Дзоценидзе, 1941), являющиеся продуктом выноса растворенного фосфата из породы и его отложения почти в том же слое, из которого происходило выщелачивание. Процесс совсем недавний, эпигенетического характера.

На основании опубликованной заметки (Дзоценидзе, 1941) были начаты поиски фосфоритов в свите мтавари; сначала эту работу вел Н. Зонов, которому были указаны места сделанных находок коллофанита; но ввиду скоропостижной смерти (1941 г.) ему не удалось довести дело до конца. Позже большие по объему поисково-разведочные работы были проведены под руководством О. Нарчемашвили при консультации Б. Гиммельфарба. К сожалению, эти работы мало что дали для понимания природы распределения фосфата в толще.

Позже автору удалось показать, что вынос фосфата из пород свиты мтавари имеет довольно большое распространение и что выносимый фосфат лучше всего накапливается в контакте с базальтовым покровом, который играет роль экрана для растворов, несущих фосфат; при этом растворы часто проникают по трещинам в базальт в виде небольших прожилок и гнезд. Было также установлено (Дзоценидзе, 1954), что вынос фосфата из пород происходит и в настоящее время. В более ранних работах (Дзоценидзе, 1948) предполагалось, что общее обогащение туронского моря фосфатом, возможно, связано с выветриванием базальтов и туфов свиты мтавари. Основанием для этого служит наличие мощной коры выветривания, развитой на оливиновых базальтах свиты мтавари (Дзоценидзе, 1963₁), а также наличие целых слоев брекчий и конгломератов, состоящих из измененных обломков базальтов и туфов. Во всяком случае влияние вулканических явлений установлено точно, но прямое ли это влияние (поствулканические процессы) или вторичное — это еще надо решить.

Значительный интерес представляет фосфоритовое месторождение, имеющее широкое распространение в Западной Грузии и приуроченное к тому же горизонту олигоцена, в котором залегают Чиатурское, Чхари-Аджаметское и Шкмерское марганцевые месторождения.

На песчанистых мергелях верхнего эоцена располагаются олигоценовые отложения, начинающиеся слоем богатых глауконитом песчаников, содержащих отдельные фосфоритовые желваки, бес-

порядочно разбросанные по всему слою. Над этим слоем залегает выдержаный слой желвакового фосфорита, мощность которого редко достигает 0,25 м, чаще же гораздо ниже. Этот фосфоритовый горизонт из района сел. Агви, где он впервые был обнаружен Н. Зоновым и изучен Г. Баркалая (по данным Г. Гвахария), переходит в район Амбролаури (бассейн р. Риони), где впервые он был обнаружен автором совместно с Н. Схиртладзе в окрестностях сел. Чквиши. Продуктивный горизонт олигоцена содержит прослои спонголитов и опок, что также подтверждает стратиграфическую эквивалентность фосфоритоносных слоев марганцевому горизонту чиатурского олигоцена.

Как уже было указано выше, при характеристике олигоценовых месторождений Грузии, появление фосфорита генетически надо увязать с теми же процессами, которые поставляли марганец. Фосфоритовая залежь олигоцена образована, очевидно, за счет приноса фосфатов гидротермами, связанными с постмагматическими явлениями конца палеогенового вулканизма Аджаро-Триалетской геосинклинали (см. рис. 40).

Проведенные С. Букия поиски привели к обнаружению аналогичных фосфоритовых залежей среди спонголитовых и глауконитовых песчаников олигоцена много южнее, в окрестностях сел. Хунци, недалеко от г. Цулукидзе, т. е. на западном продолжении Чхари-Аджаметского спонголитового горизонта олигоцена. Таким образом, своеобразная «отдаленная» фосфоритовая формация появляется в олигоценовом бассейне Западной Грузии не только к северу, но и к западу от марганцевых залежей Чиатурского и Чхари-Аджаметского районов.

В этих условиях естественно было ожидать проявления фосфоритоносности самих марганценосных отложений олигоцена в Чиатуре и Чхари-Аджамети. Действительно, за последние годы, в связи с литологическим изучением Чиатурской марганцевой толщи группой Г. Мачабели, фосфориты были обнаружены непосредственно под марганцевой залежью Чиатурского месторождения. Тем самым подтверждается приведенное выше мнение о стратиграфической эквивалентности марганца и фосфоритов в олигоцене Грузии. Учитывая большое значение этой находки для выяснения генетических взаимоотношений марганца и фосфоритов, ниже приводим краткую характеристику Чиатурского фосфоритопроявления по неопубликованным данным А. Махардзе.

Проявления фосфоритов пока обнаружены в юго-западном и западном участках Чиатурского марганцевого месторождения в виде желваков в подрудных песчаниках. Но между участками Перевиси и Мереви желваки очень редки и фосфат встречается в виде цемента самого нижнего слоя подрудных песчаников. На северо-западном участке Кведа—Ргани желваки размером 4×7 см вместе с грубым песчано-галечным материалом скементированы барито-карбонатным веществом и этот слой желвакового конгломерата располагается на неровной поверхности меловых извест-

няков, выполняя в них углубления; мощность слоя меняется от 10 до 20 см (в углублениях). Южнее, на участках Перевиси этот же слой имеет мощность 5—10 см, а размер желваков уменьшается до 2×3 см. Здесь слой фосфорита перекрыт окисной рудой марганца. В северо-восточном направлении между марганцевой рудой и слоем с желваками фосфорита мощность разделяющего их песчаника без фосфорита все возрастает. Вообще замечено, что к востоку, куда возрастает мощность подрудных песчаников, уменьшается количество желваков, а на участках Итхвиси, Паси-ети они не встречаются совсем.

Фосфат, цементирующий песчаник, представлен изотропным курскитом, бесцветным или бурым и коричневым в случае содержания органического вещества. В желваках фосфат представлен анизотропным франколитом, образующим каемки вокруг зерен или нарастающим на стенках пор в аморфном фосфате. На сингенетичность фосфорита указывает наличие в слое песчаника фосфатизированных зубов акул, костей, клыков, а также обрывков древесины. Содержание P_2O_5 в желваках колеблется от 11 до 20%, а в фосфатизированной древесине до 33—34%. Характерно, что апатит, присутствующий в качестве аксессорного терригенного компонента в песчаниках, совершенно не изменен. Это также указывает, что источником фосфата для образования желваков и цемента не могли служить продукты выветривания суши.

Из аутигенных минералов встречается глауконит в виде единичных зерен как в песчаниках, так и в желваках. Кальцит присутствует как в цементе, так и в желваках, в небольшом количестве замещая иногда фосфорит. Барит участками образует цемент песчаников, но в желваках не встречается, к югу количество его резко уменьшается. Опал слагает единичные спикилы губок, которые встречаются как в желваках, так и в песчанике.

Приведенный фактический материал показывает, что в Чиатуре, где во время отложения подрудных слоев приносилось огромное количество терригенного материала, не было условий для аутигенного минералообразования. Поэтому чем севернее и западнее участок моря, тем меньше поступало терригенного материала и тем благоприятнее были условия для образования глауконита и фосфоритов. Вероятно, этим следует объяснить, что к северо-западу от Чиатуры, в Амбролаурском и Цагерском районах, чиатурские подрудные песчаники с единичными зернами глауконита и небольшим количеством желваков фосфорита постепенно переходят в богатые глауконитом и фосфоритом слои так называемого агвского фосфоритового горизонта.

Наличие в подрудных песчаниках единичных спикил губок, сложенных опалом, подтверждает высказанное выше мнение о том, что в олигоценовом бассейне существовали условия для развития кремневых губок, но не хватало кремнезема. Лишь после начала обильного приноса гидротермами кремнезема сначала происходит осаждение аморфного опала в виде опокового слоя, и

лишь немного позже за ним следует бурный расцвет кремнистых губок и накопление спонголитов.

С начальными фазами гидротермальной деятельности, по-видимому, связан и вынос фосфора, но в районе Чиатурского марганцевого месторождения он мог оставить след лишь на участках, где терригенного материала поступало сравнительно мало. Зато к северо-западу, в сторону бассейна р. Риони, подальше от основных источников терригенного материала, каким являлся Дзиурульский массив, фосфаты проявлялись более заметно, образовав хоть и маломощный, но самостоятельный фосфоритовый горизонт, залегающий среди мелкозернистых песчаников, исключительно богатых глауконитом. Вместе с ними мигрировала часть вносимого гидротермами кремнезема, который образовал тонкие прослои опок и спонголитов. Таким образом, ассоциация аутигенных минералов в низах олигоцена района Чиатурского месторождения совершенно та же, что и в бассейне р. Риони. Разница заключается лишь в том, что к северо-западу роль глауконита и фосфорита возрастает из-за большей миграционной способности соответствующих компонентов, а роль окислов марганца в том же направлении уменьшается, так как главная масса марганца, по-видимому, осаждалась в местах выхода гидротерм.

Нет сомнения, что детальное изучение вулканогенно-осадочных формаций с точки зрения их фосфоритоносности даст новые факты для выяснения роли вулканизма в фосфатонакоплении в осадочных породах. Н. Бродская и М. Захарова, изучив условия формирования третичных отложений Сахалина и описав связанное с ними фосфоритопроявление, указывают, что «обогащению морской воды кремнеземом и фосфором способствовала, возможно, постумная вулканическая деятельность» (1960).

Гораздо более яркий пример связи фосфоропроявления с вулканогенной формацией описан А. Шехоркиной (1964) из Приморья. По ее данным, в Ханкайском массиве Приморья фосфориты и фосфоросодержащие породы приурочены к кремнисто-вулканогенной группе формаций верхнего рифея — нижнего кембрия; группа представлена латеральным рядом формаций верхнерифейского возраста: вулканогенной, джеспилитовой и кремнисто-терригенной, формировавшимися в прогибах в сопровождении различной интенсивности излияниями эфузивов и поствулканическими процессами.

Позже, в верхнем рифее — нижнем кембрии, в тех же прогибах, но в условиях общей тенденции воздымания, образовалась кремнисто-карбонатная формация. Последняя не содержит фосфоритоносных слоев, в то время как в трех первых формациях на одном и том же стратиграфическом уровне и всегда в верхних частях их присутствует фосфоритоносная субформация. Последняя наиболее ярко выражена в джеспилитовой и вулканогенной формациях. В джеспилитовой формации фосфоритоносная субформация слагается из кварцитов, джеспилитов, кварцевых, кварц-полевошпатовых

вых песчаников и туфопесчаников с фосфорсодержащим цементом и тонкими прослойками фосфоритов (10—50 см). В северо-западном направлении эти породы по простирации замещаются толщей основных и средних эфузивов и туфогенных пород, с отдельными прослойками эфузивов с содержанием P_2O_5 до 1,5%. Некоторые дайки и пластовые тела диабазов обогащены P_2O_5 до 1,5—7%. Фосфориты плотные, гранобластовые, реже оолитовые, содержат фторапатит. Содержание P_2O_5 в фосфоритах 16—19%, при этом MnO не выше 0,11%.

Вулканогенная формация слагается из измененных основных эфузивов — эпидозитов, амфиболитовых и эпидот-амфиболовых сланцев, менее измененных кислых эфузивов — кварцевых картофиров и их туфов, а также осадочных пород — кварцитов, кварц-серicitовых сланцев, фосфорсодержащих кварц-доломитовых пород и фосфоритов.

Фосфоритоносная субформация здесь состоит из следующих толщ (снизу вверх): 1) толщи кварц-серicitовых сланцев и вулканогенных пород мощностью 200—300 м; 2) толщи кварцитов мощностью 200—300 м; 3) фосфатного горизонта мощностью 60—130 м. Последний в северо-западной части имеет кварц-доломитовый состав, а в юго-восточном направлении приобретает туфогенно-кремнисто-карбонатный характер. В нем имеются фосфоритсодержащие породы трех типов: 1) кварц-доломитовые породы, содержащие 0,3—5% P_2O_5 ; 2) песчанистые фосфориты, P_2O_5 12%; 3) выщелоченные кварц-доломитовые породы, P_2O_5 8—9%.

Последние представляют собой измененные кварц-доломитовые породы в зоне выветривания, в которых произошло перераспределение P_2O_5 и появление аморфного коллофана.

Что касается кремнисто-терригенной формации, то ее фосфоритоносная субформация выражена очень слабо, поскольку содержание P_2O_5 достигает лишь 0,8—1,2%.

Получается, что формации с более ярко выраженным вулканогенным характером, содержащие вулканический материал в виде лав и туфов, являются фосфоритоносными, в то время как кремнисто-терригенная формация, состоящая из кварцитовидных песчаников, кварцитов, известняков и небольшого количества туфов, показывает лишь незначительное возрастание содержания P_2O_5 по сравнению с кларковым. А вышележащая кремнисто-карбонатная формация содержит P_2O_5 лишь в кларковых количествах.

Поэтому вывод А. Шехоркиной о генетической связи фосфоритов Ханкайского массива с кремнисто-вулканогенными формациями и о вулканогенно-осадочном происхождении фосфоритоносных пород, по-видимому, является обоснованным.

В аналогичных условиях находятся месторождения и проявления фосфоритов в Западной Сибири. По данным Ю. Миртова и др. (1964), в Горной Шории рифогенно-хемогенная карбонатная формация верхнего синия — нижнего кембрия имеет широкое распространение и состоит из трех подформаций: 1) сланцево-известия-

ково-доломитовой, 2) фосфорито-доломитовой и 3) известняковой; все они фосфатоносны. Кроме того, фосфоритоносными оказались кремнисто-карбонатная и карбонатно-терригенная формации того же возраста. Последняя содержит в подчиненном количестве туфоконгломераты и эфузивы. Авторы, считая фосфориты хемогенными образованиями, приходят к выводу, что «источником повышенных концентраций фосфора в водах соответствующих морей служила фумарольная деятельность синхронных эфузий в пределах геосинклинальных прогибов».

Г. Бушинский (1966₁), указывая на ассоциацию с вулканогенными породами бедных желваковых фосфоритов Большого Карагата, советской части Тянь-Шаня, а также небольших линзочек фосфоритов в Ханкайском районе, считает, что с вулканогенными, джеспилитовыми и кремнисто-терригенными формациями не могут быть связаны промышленные месторождения фосфоритов. Подобный вывод основывается на том, что до сих пор в таких формациях не найдено крупных месторождений фосфоритов. Но ведь в таких толщах фосфориты и не искали! Будущие работы покажут, насколько оправдан пессимизм Г. Бушинского.

При изучении современных вулканических процессов накоплен богатый материал о содержании фосфора в поствулканических продуктах. К сожалению, далеко не всегда в анализах вулканических газов и гидротерм определяется его количество.

С. Набоко (1959) приводит данные о содержании P_2O_5 в осадках термальных источников Камчатки. Например, в гейзеритах указывается содержание P_2O_5 от 0,02 до 0,12 вес.%, а в травертинах — от 0,07 до 0,22 вес.%. Но разбирая поведение отдельных компонентов в процессе изменения вулканических пород путем воздействия поствулканических агентов, автор почти не касается фосфора.

Интересные данные о роли подводного вулканизма в повышении содержания фосфора в воде приводит К. Зеленов (1963). Например, в воде кальдерного озера Бирюзового (на о. Симушир) перед извержением было определено содержание P_2O_5 в количестве 0,65 мг/л, а после извержения 2,12 мг/л. К. Зеленов приводит данные японского океанографа Окада о том, что в районе вулканического острова Ивозима-Семто, непосредственно после его возникновения в результате подводного извержения у берегов Японии в декабре 1934 г. содержание растворенного фосфора в воде возросло до 50—60 мг/м³ (или 0,5—0,6 мг/л).

О выделении термальными водами фосфата сообщает Ван-Беммелен, который у горячих источников Тжиатер на Яве отмечает отложения, состоящие главным образом из ярозита и окислов железа мощностью около 10 м. Верхняя часть этих отложений мощностью примерно 1 м обогащена пористым фосфатным «туфом», представляющим собой мягкую породу светло-желтого или коричнево-желтого цвета, с содержанием P_2O_5 до 20%.

Хорошо известна и многими авторами цитируется работа М. Бульяна (Buljan, 1955), который на основании анализа данных океанографической экспедиции в Средиземном море и своих наблюдений в Тирренском и Карибском морях установил, что содержание фосфатов и нитратов в воде зависит от подводных вулканических извержений и с глубиной увеличивается.

По данным П. Безрукова и Э. Остроумова (1957), содержание фосфора в Охотском море возрастает в северо-западной части моря. Здесь наблюдается картина, аналогичная описанной Ирдли для пермского бассейна Скалистых Гор, куда растворенные кремнезем и фосфор доставлялись морскими течениями с запада, с вулканического архипелага Кордильер. Фосфор, поступающий в воды Охотского моря из надводных и подводных вулканов Камчатско-Курильской дуги и Японии, видимо, переносится течениями в сторону континента и отлагается в области шельфа. П. Безруков и Э. Остроумов считают, что «соединения фосфора привносятся в Охотское море в твердой фазе с продуктами денудации и абразии суши и отчасти, вероятно, с продуктами вулканической деятельности, а в растворенном виде также с глубинными океаническими водами». Возникает вопрос, не является ли фосфор глубинных океанических вод главным образом вулканического происхождения и не выносится ли главная масса его в Охотское море из подводных, а также надводных вулканических очагов. О возможной роли вулканизма в формировании химических осадков Охотского моря вскользь указывает также С. Бруевич (1956).

Приводимые выше данные о повышенном содержании и распределении аутигенного кремнезема и марганца в осадках Охотского моря также подтверждают, что в формировании химических особенностей осадков Охотского моря ведущая роль принадлежит вулканизму. Это мнение подтверждается и К. Зеленовым (1963).

Дальнейшие геологические, литологические, геохимические и океанологические исследования помогут уточнить роль вулканизма в фосфатонакоплении в древних и современных бассейнах. Если для платформ еще можно легко объяснить процесс накопления фосфатов, то для геосинклиналей и тем более эвгеосинклиналей, где интенсивность садки кластического материала исключает возможность накопления заметных количеств хемогенных веществ, и в первую очередь фосфатов, вулканогенный источник поможет понять многие особенности распределения фосфоритов и правильно направить их поиски.

9. БОР

В кратком обзоре вулканогенно-осадочных месторождений бора Е. Орлова (1962) показала, что крупнейшие месторождения бора Северной и Южной Америки и Турции генетически несомненно связаны с молодым вулканизмом и образовались за счет выноси-

мого фумаролами, сольфатарами и гидротермами бора и отложение его в испаряющих озерах, т. е. при наличии соответствующих геоморфологических и климатических условий. Кроме того, часть бора, вероятно, выщелачивается из окружающих озера вулканогенных пород.

Значительное количество бора выносится вулканическими газами и гидротермами, что хорошо известно в областях современного вулканизма (Дальний Восток и др.).

Н. Страхов (1963), считая накопления бора одним из характерных образований аридных областей наземного вулканизма, выделяет два типа вулканогенно-осадочных месторождений бора. Один из них образовался в слабопроточных, крупных, относительно слабо минерализованных озерных водоемах, в которые бор выносился из фумарол близрасположенных вулканических очагов. Примерами таких месторождений он считает калифорнийские залежи Крамер, Камко, Даггет, турецкие Султан-Чаир и Бигадач. Бороносный комплекс, обычно представленный монтмориллонитовыми синими и зеленоватыми глинами, туфами и туффитами, располагается на лавах и туфах базальтов или андезитов.

Другой тип месторождений бора возник в небольших бессточных сильно осолоненных озерах, которые питались гидротермами из близрасположенных действующих или потухших вулканов. Они представлены солярами Южной Америки. В них желваки и линзообразные прослои боратов (главным образом улексита) приурочены к соленоносным песчано-глинистым отложениям.

Кроме бора, в аридных областях наземного вулканизма Н. Страхов (1963) считает возможным накопление лития, вольфрама, стронция, марганца, кремнезема, соды, сульфатов и хлоридов Na, K, Mg, Ca. Этот тип месторождения марганца описан в соответствующей главе. Здесь укажем лишь, что, по мнению Н. Страхова, значительные накопления бора, стронция, лития и вольфрама не могут быть образованы за счет выщелачивания вулканических пород водозными гидротермами, так как в аридных областях отсутствует такое выщелачивание и нет отбеленных зон; поэтому отмеченные компоненты он считает ювелирными, глубинного происхождения.

Это, по-видимому, справедливое заключение логически приводит к другому выводу: наземные и подводные вулканы выносят из глубин эти и другие компоненты независимо от выщелачивания пород, и в соответствующих благоприятных условиях, как видно (в редких случаях) могут образовывать промышленные накопления.

Кроме собственно вулканогенно-осадочных пород, в областях новейшего вулканизма, по Н. Страхову, встречаются также месторождения, которые питались бором за счет обычного его выщелачивания поверхностными водами из более древних пород. Это уже

собственно осадочные месторождения. По геологическим условиям все три типа месторождений могут существовать у нас.

Следовательно, есть все основания ставить вопрос о необходимости детального изучения районов распространения вулканогенных толщ с точки зрения их бороносности, обратив при этом особое внимание на области неогенового и более молодого вулканизма, а также на озерные отложения вулканических областей, содержащие слои монтмориллонита и гипса.

* * *

Во второй части настоящей работы путем анализа геологических условий нахождения многих известных как в Советском Союзе, так и за рубежом залежей кремнезема, железа, разных сульфидов, марганца показано, что для объяснения их генезиса необходимо учитывать вулканические процессы. Почти то же самое можно сказать о бокситах и фосфоритах. Наблюдаемое в настоящее время осадконакопление и современный и недавний вулканизм с корректировкой на геологическое время полностью подтвердили возможность вулканогенно-осадочного генезиса перечисленных выше полезных ископаемых и многих др.

В третьей части будут рассмотрены пути снабжения процессов литогенеза и рудогенеза материалом вулканического происхождения и выяснено, какую роль в этих процессах играет тесное соприкосновение двух ведущих геологических процессов — вулканизма и осадконакопления.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ВУЛКАНОГЕННО- ОСАДОЧНОГО ЛИТОГЕНЕЗА

1. ОБ ОСОБЕННОСТЯХ ПОДВОДНОГО ВУЛКАНИЗМА

В настоящее время, благодаря обширным океанологическим и океанографическим исследованиям, твердо установлено, что дно океанов покрыто подводными вулканами, количество которых, по некоторым данным, значительно превосходит количество наземных вулканов. Если к этому добавить многочисленные вулканические острова во многих океанах и морях — острова, которые в недавнем геологическом прошлом сами выросли из подводных вулканов, то станет ясно, что подводные извержения играли ведущую роль в общем балансе выноса вещества из глубин Земли. Если учесть, что в седиментогенезе морских бассейнов как в настоящее время, так и во все геологические времена самое активное участие принимает именно подводный вулканизм, то станет понятным все возрастающий интерес, проявляемый к характеру подводных извержений со стороны вулканологов и литологов. Тот факт, что вулканогенные формации всех возрастов слагаются преимущественно продуктами подводного вулканизма, красноречивее всего говорит о важной роли этого явления в литогенезе всех геологических эпох.

Несмотря на важность этого вопроса и наличие немалого количества работ, посвященных описанию или объяснению особенностей отдельных подводных извержений, до сих пор нет более или менее полной сводки по подводному вулканизму. Поэтому заслуживает внимания последняя работа К. Зеленова (1963), в которой дана попытка подытожить накопившийся к настоящему времени фактический материал по подводному вулканизму и его роли в литогенезе. В этой работе автор дает сравнительную характеристику подводного и надводного вулканизма.

Описав кратко характерные черты надводного вулканизма, К. Зеленов пишет: «Несколько иной характер приобретает вулканический процесс под водой, когда выделяющиеся газы и летучие компоненты не рассеиваются в атмосфере, а фильтруются сквозь толщу воды, улавливаются ею и принимают участие в разнооб-

разных химических реакциях». Приведя результаты визуальных наблюдений некоторых исследователей над явлением подводных извержений вулкана Капелиньюш (Азорские острова), в архипелаге о-вов Адмиралтейства, в зоне Фудзи (около 350 км к югу от Токио), К. Зеленов отмечает, что эксплозии происходят непосредственно у поверхности воды.

Чтобы охарактеризовать изменения, вызываемые вулканическими экскавациями при подводных извержениях, К. Зеленов описывает подводное извержение на дне кратерного озера Бирюзового, заполняющего кальдеру действующего вулкана Заваричского на о. Симушир. Это важное наблюдение, так как проследить изменение химизма морской воды при извержениях на морском дне очень трудно.

Озеро Бирюзовое лишено связи с океаном. Извержения в северной части озера за последние десятилетия отмечены до 1916 г., между 1916 и 1931 гг. и в ноябре 1957 г. В 1933 г. в пробе, взятой японским ученым Харада, отмечались незначительная кислотность и существенное преобладание NaCl над всеми другими солями.

В 1955 г. Ю. Желубовский опять отметил в пробе воды ведущую роль NaCl (84,5% всех солей), 7,2 KCl и 6% сернокислых солей Na , Mg и Ca , 2,3% углекислых солей и небольшое увеличение количества ионов хлора.

После извержения 12 ноября 1957 г. состав воды резко изменился. В пробе, взятой Е. Мархининым 12 декабря, т. е. через месяц после извержения, отмечалось сильное повышение общей минерализации, понижение pH до 2,95, увеличение содержания хлора и особенно значительно SO_4 , появление растворенных железа и алюминия.

На основании исследований фумарольных газов этого вулкана, выполненных И. Товаровой, К. Зеленов (1963) делает вывод, что интенсивно растворяющаяся в воде HCl поглощается грунтовыми водами на самом первом этапе соприкосновения газов и вод; отфильтрованные таким образом сернистые газы либо фиксируются в водах озера («в случае пробулькивания»), либо удаляются в атмосферу; CO_2 уходит в атмосферу во всех рассматриваемых случаях.

В этой связи заслуживает внимания наблюдение известного вулканолога Г. Тазиева (1963) над поведением газов во время подводного извержения Капелиньюш. «Именно подводному характеру извержения, — пишет Тазиев, — я приписываю два необычных признака, они для меня были неожиданными, несмотря на десятилетний опыт изучения действующих вулканов. Я говорю об отсутствии самого распространенного газа, обычного для активных вулканов, — сернистого ангидрида, — и о появлении газа, который я не сумел распознать. Этот тяжелый газ тянулся бледными полосами по земле вдоль подножия вулканического конуса и запах его вызывал тошноту». В этом наблюдении Тазиева пред-

ставляет интерес полное поглощение водой сернистого ангидрида. Но трудно понять, какой новый удушливый газ мог появиться в результате подводного извержения.

Более ценные данные о подводном извержении в районе Азорских островов дает В. Лавров (1966). Извержение подводного вулкана Капелиньюш, начавшееся 27 сентября 1957 г., скоро приняло надводный характер, так как кромка кратера поднялась над уровнем океана на 1 км. 2 апреля 1958 г. эксплозии, следовавшие с интервалами 15—40 сек, поднимали на высоту 1000 м и более огромные массы твердого материала, при этом крупные глыбы падали в районе кратера, а тучи черного пепла относились главным образом в восточном и северо-восточном направлениях; к югу от вулкана не встречался материал этого извержения, а к северу осадки состояли в значительной части из шлаковых обломков.

Экспедиция исследовательского судна «Михаил Ломоносов» в 1958 г. обнаружила другой действующий подводный вулкан, в 110 км к запад-северо-западу от Капелиньюша, посредине пролива, разделяющего острова Фаял и Флориш, с глубинами до 1935 м. Эта вулканическая гора получила название «Михаил Ломоносов». Ее извержение, начавшееся в период между 2 апреля и 2 ноября 1958 г., по мнению В. Лаврова, возможно, последовало вслед за сильным землетрясением, произошедшем здесь 13 мая 1958 г. и вызвавшим крупные нарушения земной поверхности в западной части о. Фаял, где возникли открытые трещины запад-северо-западного направления длиной 4—6 км. По мнению В. Лаврова, здесь мы имеем дело не с зарождением нового вулкана, а с пробуждением старого подводного эруптивного центра, ранее не замеченного. Доставленные со дна моря обломки пород оказались оливиновыми базальтами, в которых альбитизация плагиоклаза не наблюдается; таким образом, заключает В. Лавров, образование спилитов не происходило. Если учесть, что эти базальты взяты на глубинах 400—600 м, то и не следовало ожидать наличия явлений спилитизации; кроме того, для этого процесса нужно время.

Ценный материал собрал гидрохимический отряд экспедиции, который показал, что при подводном извержении произошло обогащение морской воды кремнеземом; даже в поверхностном слое океанической воды (по данным В. Синеокова) содержание кремния внезапно возросло с обычных здесь 25—50 мг/м³ до 490—1010 мг/м³. Важнее всего то, что поток ювелирной воды из кратера был прослежен по высокому содержанию кремния на 200 км к восток-северо-востоку от центра извержения. Этот факт доказывает правильность предположений Н. Шатского (1955) и Ирдли (1954) о возможности миграции в морях кремнезема и других компонентов на сотни километров.

Твердые продукты извержений тоже разносятся широко: по В. Лаврову, в радиусе до 40 км от центров извержений осадки

дна состояли на одну треть из обломков вулканических шлаков размером более 0,3 см.

Интересный материал о влиянии подводной фумарольной деятельности на химический состав осадков приводят З. Пушкина (1967) и К. Зеленов (1965). З. Пушкина изучила влияние фумарольного поля вулкана Санторин, где наиболее интенсивная фумарольная деятельность наблюдается в бухтах о. Нео-Каймени, расположенных в центральной части кальдеры. Температура воды в бухтах высасывания гидротермальных источников была равна 28—39° в одной бухте и 35°C — в другой, в то время как температура окружающей воды в Эгейском море была около 23°C. Анализы показали, что в составе гидротерм в море поступают в основном Si, P, Fe и Mn, но Al и В отсутствуют. Главная масса железа осаждается у выхода гидротерм в бухте, а марганец выносится дальше и осаждается за пределами фумарольных полей.

К. Зеленов вел наблюдения над подводным вулканом Бану-Вуху в Индонезии. Подводные экскавации этого вулкана поставляют в океан железо, марганец, фосфор, кремнезем. Поступающие в экскавациях железо и марганец непосредственно в морскую воду переходят во взвесь гидроокислов этих металлов и сорбируют в ходе коагуляции разнообразные редкие и малые элементы. В устье горячих струй в состав железо-марганцевого осадка в разных частях фумарольного поля входят (в %): Fe_2O_3 9,98—62,64; FeO 0,71—7,34; MnO 0,22—3,31 и MnO_2 3,23—5,36.

По ориентировочным подсчетам К. Зеленова подводные фумаролы только вулкана Бану-Вуху в год выносят железо-марганцевую взвесь в количестве $9 \cdot 10^2$ — $9 \cdot 10^3$ т. Если учесть, что в Тихом океане действуют не менее ста подводных вулканов, Зеленов приходит к выводу, что за миллион лет подводные фумаролы вполне могли поставить в бассейн количество железа и марганца, необходимое для образования железо-марганцевых конкреций дна Тихого океана.

После извержения 1957 г. в воде озера Бирюзового, кроме хлора и SO_4 , более чем в три раза возросло также содержание фосфора.

К. Зеленов (1963) проводил наблюдения над подводным фумарольным полем на дне кальдерного озера действующего вулкана Головнина (о. Кунашир).

Озеро имеет диаметр около 3 км и глубины местами более 60 м. По берегам озера расположены сольфатарные поля с обширными зонами осветленных пород, мощными газовыми выходами и небольшими термальными источниками с водой pH около 1 и высоким содержанием железа и алюминия. В районе подводного фумарольного поля (площадью около 400 км²) никакого видимого изменения пород, хоть сколько-нибудь напоминающего изменения наземных фумарольных полей, не наблюдается. В местах интенсивного выхода газов из трещин наблюдается лишь незначитель-

ный черный налет сернистого железа и желтые пятна налета серы. В остальном породы не отличаются от свежих пород берега. Но вода подводного фумарольного поля резко отличается от воды кислых источников тем, что в последних ведущими катионами являются железо и алюминий, а в водах фумарольного поля — щелочные и щелочноземельные металлы.

Соотношение $\text{Na} + \text{Ca} + \text{Mg} : \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ над подводным фумарольным полем в 130 раз больше, чем в воде наземных терм. Это явление К. Зеленов объясняет тем, что «при непосредственном выходе в обширный водоем растворяющиеся газы не в состоянии формировать концентрированных кислот типа наземных терм. Поэтому кислотного разложения пород в том виде, как оно наблюдается на суше, под водой не происходит...».

К аналогичному выводу пришли и другие исследователи. Но необходимо отметить, что наблюдения К. Зеленова касаются лишь мелководной зоны. А что происходит на больших глубинах, где, вероятно, все газы, выделившиеся из подводных вулканов, растворяются в морской воде в условиях высокого давления? Там, возможно, и изменение вулканических пород, пропитанных такими обогащенными вулканическими газами водами, происходит не менее интенсивно, чем на суше. Основанием для такого вывода служат наблюдения над палеовулканическими формациями, где бесспорно подводные лавы и пирокласты интенсивно изменены — обелены и окварцовываны под действием подводных экскальаций и гидротерм. Часто эти измененные породы (вторичные пиритизированные кварциты) перекрываются неизмененными туфовыми слоями, которые содержат обломки нижележащих кварцитов и пиритизированных пород. Этот факт указывает на подводный и синхронный (с отложением пород) характер изменений под действием агентов подводного вулканизма.

На Шестом Всесоюзном литологическом совещании, на котором обсуждались вопросы образования эффузивно-осадочных пород и связанных с ними полезных ископаемых, Н. Страхов (1965) посвятил специальный доклад вопросу о характере подводных извержений. Два основных положения его доклада заключаются в следующем: 1) геоморфологические особенности площадей развития современных вулканических илов и лав не только в главных, основных чертах, но и в деталях повторяют, как бы копируют, морфологию областей вулканизма наземного и 2) вулканические извержения под водой протекают сейчас и протекали в прошлом в тех же принципиальных формах, что и извержения наземные: в виде эффузий и эксплозий (с пеплом, бомбами, лапиллями) и сопровождались более или менее длительным отделением газов и гидротерм.

Обосновывая это положение, Н. Страхов (1963) цитирует В. Владавца: «Давление, создаваемое взрывом при обычных извержениях, чаще всего колеблется от 100 до 500 атм, в среднем 300 атм, но при особо сильных извержениях это давление дости-

гает 2500—3000 атм». Исходя из этого, Н. Страхов приходит к выводу, что совершенно естественно, что при столь крупных величинах давлений дополнительное преодоление 300—600 атм (как максимум) не может рассматриваться в качестве препятствия для развития эксплозий на глубинах океанов даже в 5—6 км. Кроме того, Н. Страхов считает, что если на суше магма извергается со взрывом огромной силы, несмотря на большие глубины залегания вулканических очагов (50—300 км, по данным Г. Горшкова и М. Гзовского), то естественно думать, что дополнительное гидростатическое давление водной массы в 3—6 км не может препятствовать возникновению эксплозий даже на дне очень глубоких морей и океанов.

Нельзя не согласиться с этими довольно убедительными доводами Н. Страхова. Но вместе с тем необходимо отметить, что эксплозивные извержения на дне океанов, по-видимому, гораздо более редкое явление, чем на суше.

По В. Влодавцу (1962), за последние 450 лет вулканической деятельности выявлена ведущая роль эксплозивных извержений в орогенических областях и существенная — на платформах. Эксплозивный индекс за тот же период равен для орогенического вулканизма 91%, континентального 40%, океанического — всего лишь 10%.

А. Р. Мак Бирней (McBirney, 1963), например, доказывает, что характер подводного извержения определяется количеством воды в магмах, и что исследование объемного расширения выделяющегося водяного пара при температурах и давлениях, соответствующих таковым базальтовых и риолитовых магм, извергающихся на разных глубинах морской воды, показывает, что образование эксплозивных пеплов маловероятно на глубинах более 500 м. Но риолитовая магма может дать пепел и на больших глубинах, только при условии, если магма очень сильно обогащена водой.

Другой вывод Мак Бирнея заключается в положении, давно высказанном Усовым, что в областях слабоуплотненных осадков лава предпочтительно образует силлы, а не покровы и потоки на дне моря.

Вместе с тем факт частого нахождения характерной формы обломков вулканического стекла на дне океана на больших глубинах требует объяснения. По Мак Бирнею, это стекло представляет собой результат образования тонкой корки закалки, которая формируется во время соприкосновения излившейся основной лавы с холодной морской водой, а закалка может вызвать быстрое и интенсивное раздробление. Однако следует отметить, что не учитывается возможность передвижения обломков вулканического стекла с вулканов, возвышающихся над дном океана на 2000—3000 м и более, где извержение происходит под слоем воды менее 1000 м и эксплозивные явления более возможны. Действительно,

Мак Бирней указывает, что описанные им обломки стекла были найдены на склонах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

До сих пор многие вопросы влияния морских условий на подводные извержения, несмотря на немалые исследования, далеко еще не ясны. Так, например, как указывает Н. Хитаров (1961): «при продвижении по каналу с глубоких горизонтов в верхние, при постоянной температуре в 900° магма выходит из условий давления, определяемого нагрузкой вышележащих толщ, и вследствие этого, попадая на горизонты с давлением, меньшим чем 1000 атм, повышается вероятность вхождения посторонней воды, особенно из водонапорных систем». Если это допустимо при извержениях на суше, то можно ли полностью игнорировать влияние морской воды на поднимающуюся по каналу с глубины магму? Морская вода проникает, вероятно, по трещинам к каналу довольно глубоко и, превращаясь в пар, взаимодействует с магмой, вызывая в ней соответствующие изменения. Не на этой ли стадии происходит «спилитизация», характерная для древних геосинклинальных вулканогенных толщ?

В этом отношении очень интересны опыты Е. Садецки-Кардоша (Szodeczky-Kardoss и др., 1964; Szodeczky-Kardoss, 1966), с которыми нам удалось познакомиться в лаборатории благодаря любезности ее руководителя. Эти опыты безусловно подтверждают гипотезу так называемой трансвапоризации, т. е. проникновения воды из контактируемой осадочной породы в магматическую породу, в результате чего происходит образование ряда вторичных минералов. Аналогичные явления, без сомнения, должны иметь место и при соприкосновении излившейся лавы или выброшенных пирокластов на дне морей при значительном давлении вышележащего столба морской воды и повышении температуры в результате вулканических извержений. Таким образом, в условиях подводных извержений не только задерживаются имеющиеся в лаве летучие, но даже происходит проникновение в нее паров воды извне, что, конечно, ускоряет процессы зеленокаменного превращения лав и туфов.

Автор не намерен касаться вопроса происхождения спилитов, но само рассмотрение явления подводного вулканизма поневоле привело к необходимости сказать об этом несколько слов.

Вопросу генезиса спилитов посвящена огромная литература. Изучая вулканогенные формации Грузии, автор затрагивал и этот вопрос. Спилитовые свиты всегда занимают нижние части вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций, где лавы, туфы, туфобрекции, дайки и все вулканические породы имеют спилитовый характер, выше они переходят сначала в частично альбитизированные, а потом и в совершенно не содержащие альбита породы. Исходя из этих фактов, мы пришли к выводу, что спилитизация происходит не после излияния, а в самом очаге, где минерализаторы, мигрируя к верхней части очага еще до начала извержений, создают там условия для образования альбита вме-

сто андезина или лабрадора. В начале извержения, естественно, первыми изливаются и извергаются эти «спилитизированные» магмы и дают спилитовую свиту; затем к ним подмешивается нижележащая частично спилитизированная магма с появлением на дне моря частично альбитизированных пород, а после извергаются породы с нормальным плагиоклазом (андезин и более основной) и образуются нормальные порфиры зеленокаменных формаций.

Эта схема подразумевает отсутствие чередования спилитовых и нормальных пород в зеленокаменных формациях. Однако накопившийся за последние годы фактический материал как по Советскому Союзу, так и по другим странам свидетельствует о том, что такое чередование хотя и не часто, но все-таки встречается. Примером может служить Крымский полуостров, где триасовая и юрская вулканогенные толщи дают хорошие образцы такого чередования спилитовых и нормальных порфиритов, описанные В. Лебединским и Н. Макаровым (1962). Аналогичные примеры обнаружены Т. Джанелидзе в байосской вулканогенной толще Грузии.

Вероятно, правильное объяснение этого явления возможно с точки зрения особенностей подводного вулканизма. Наблюдения Л. Башариной (1961) показали, что конденсаты газа из андезитовой лавы, взятые через 10 лет после извержения, содержали еще значительное количество разных катионов, но из базальтовой лавы уже через два года из конденсата газа исчезли все катионы.

В условиях подводных извержений давление столба вышележащей морской воды затрудняет выделение из излившейся лавы газов и с ними вместе катионов, в том числе натрия. Естественно поэтому, что все эти компоненты взаимодействуют с выделившимися уже минералами, и происходит «спилитизация» основных лав. Конечно, для этого требуются определенные глубины, так как уменьшение давления может вызвать относительно быстрое выделение газов из лавы и спилитизация будет иметь частичный характер или может совсем не проявиться. Это, видимо, зависит от глубины моря, на которой происходит излияние лавы: колебание дна может вызвать смену спилитов нормальными порфирами, и наоборот. Это мнение подтверждается также данными Е. Шепарда.

Изучив содержание газов в разных породах, Е. Шепард (Shephard, 1938) пришел к выводу, что в глубинных породах содержится около 30 см^3 газов на 1 г породы, в то время как в излившихся андезитах, базальтах и других породах количество газов не превышает 6 см^3 на 1 г. Он правильно объясняет это явление остывлением и кристаллизацией plutонических пород при высоких давлениях.

Следовательно лавы, излившиеся на больших глубинах морей и океанов, вследствие давления столба воды в несколько километ-

ров, будут содержать в 4—5 раз больше газов, чем те же породы, излившиеся на поверхности. По Шепарду, в этих газах доля воды колеблется от 75 до 99%. Именно эта вода вместе с другими газами является причиной тех глубоких преобразований (альбитизация, хлоритизация, пелитизация и др.), которые наблюдаются в спилито-порфирито-диабазовых формациях геосинклиналей и которые отсутствуют в наземных вулканогенных толщах.

Когда в геосинклиналии накопится довольно мощная толща вулканогенных пород и соответственно уменьшится глубина моря, то условий для образования спилитов уже не будет, и начнут формироваться нормальные порфиры. Вот почему геосинклинальные толщи, как правило, начинаются спилитами и кончаются нормальными порфирами. В тех частях геосинклиналии, где с самого начала глубины были недостаточными, спилиты совсем не образуются и вулканогенная формация начинается прямо нормальными порфирами.

В качестве примера можно привести юрскую вулканогенную геосинклиналь Грузии, где в северной части, в соседстве со сланцевой геосинклиналью, образовалась мощная спилитовая толща, выше переходящая в нормальные порфиры. В то же время в южной части, где геосинклиналь граничит с Грузинской глыбой, в условиях малых глубин спилиты не образовывались совсем, и вулканогенная толща представлена лишь нормальными порфирами, иногда слабо альбитизированными.

Мел-палеогеновая Аджаро-Триалетская геосинклиналь с момента зарождения не имела, по-видимому, достаточных глубин, и поэтому здесь нет начального ясно выраженного спилитового горизонта, и вулканогенные толщи начинаются частично альбитизированными порфирами.

Эти соображения были высказаны здесь лишь для того, чтобы обратить внимание геологов на такую возможность образования спилитов. Дальнейшие наблюдения подтвердят или опровергнут эту точку зрения.

Д. Коржинский (1960, 1961, 1962) справедливо отмечает, что спилитизация происходит на глубинах не менее 1 км и что она связана с послемагматическими процессами.

Но с какими именно процессами? Вряд ли можно согласиться с мнением, что превращение базальтов и андезитов в спилиты связано с процессами, приведшими к образованию среди них колчеданных месторождений.

Дело в том, что спилиты далеко не всегда содержат не только месторождения, но даже бедную вкрапленность колчеданов. Спилиты в первоначальном виде отличаются от нормальных зелено-каменных порфириотов лишь наличием слегка сероватого альбита (таковы, например, альбиты юрской вулканогенной толщи). Другие изменения, нередко наблюдаемые в спилитах, — результат наложенных процессов и, в зависимости от характера последних, могут проявляться по-разному (цеолитизация, карбонатизация,

окварцевание, обеление и др.). Во всяком случае наблюдаемые в современных наземных вулканических областях процессы альбитизации ни в коем случае не могут считаться причиной образования спилитовых формаций. Как показали исследования С. Набоко (1959, 1965), эти вторичные альбиты образованы в полостях растворения плагиоклаза в виде скелетных ажурных кристаллов как самостоятельно, так иногда с кальцитом и цеолитом, и то в субвулканических условиях глубинности. Нормальные же спилиты содержат и фенокристаллы, и микролиты альбита без каких-либо следов растворения, чаще в виде слабо серицитизированных сероватых кристаллов.

Заслуживает внимания взгляд Д. Коржинского (1962) на роль нагрузки для сохранения водных растворов от «выкипания». Но Д. Коржинский, по-видимому, имеет в виду водные растворы из вулканических очагов, а не те, которые находятся в самой лаве и которые сохраняются в ней длительное время благодаря определенному давлению вышележащего столба воды. Вот почему нет континентальных спилитовых толщ. Этим же, как уже было сказано выше, легко объяснить чередование спилитовых и лабрадоровых порфиритов.

Наличие на дне океанов неальбитизированных пород еще не говорит о том, что там не будут найдены альбитизированные разновидности. Дело в том, что альбитизация за счет имеющихся в лаве агентов требует определенного времени (трудно сказать какого), и новейшие лавы даже на океанских глубинах могут не носить следов альбитизации.

Интересны высказывания Н. Хитарова (1961) о том, что поровые воды пород в результате значительных давлений, развивающихся в порах, и при повышенной температуре создают агрессивную среду внутри пор, что должно привести к появлению в силикатных породах растворов с большой минерализацией, с преобладанием щелочей, кремнезема и отчасти глинозема. Вероятно, аналогично этому морская вода, пропитывающая пирокластические и иные осадки, на больших глубинах находится под большим давлением столба воды, и когда вулканические явления вызывают сильный прогрев этих осадков, заключенная в них вода делается активным растворителем, выносящим кремнезем и другие компоненты.

Н. Страхов (1965), отмечая принципиальное сходство между извержениями подводными и извержениями на суше, вместе с тем указывает и на следующие различия, которые, по его мнению, касаются деталей: 1) рыхлые продукты — бомбы, лапиллы, пепел — в водной среде, гораздо более плотной и вязкой, чем среда воздушная, разносятся несравненно более медленными темпами и на гораздо меньшие расстояния, чем в воздухе, они гораздо сильнее «жмутся» к очагам подводных извержений сравнительно с наземными; 2) экскавации при подводных извержениях поступают непосредственно в воду, поэтому разница

между ними и гидротермами стирается, исчезает в тем большей степени, чем глубже под водой находится очаг извержений; у глубоководных вулканов следует говорить об одной гидротермальной форме выноса веществ в поствулканическую стадию; 3) генезис самих гидротерм, вероятно, существенно иной, чем при наземных извержениях. В последних метеорные воды, растворившие в себе компоненты вулканических экскаваций, циркулируя в слоях вулканокластического материала, вызывают их интенсивное выщелачивание и образование крупных зон отбеленных пород с обогащением самих гидротерм рядом компонентов. В подводных же вулканических постройках условий для возникновения вадозных гидротерм и их циркуляции нет; здесь вулканические постройки сразу же пропитываются морской водой, которая находится в них в застойном состоянии, не испытывая заметных передвижений и, стало быть, не производя выщелачивания водовмещающих пород. К тому же карбонаты морской воды нейтрализуют те порции кислых дымов, которые все же растворяются в пропитывающих туфы водах; отсюда отсутствие или крайняя редкость отбеленных зон в подводно-вулканических постройках.

Следовательно, Н. Страхов вовсе не считает подводные и наземные извержения совершенно идентичными.

Выше уже приводилось мнение Н. Страхова о принципиальной невозможности выщелачивания вулканических пород в подводных условиях под действием гидротерм. Исходя из положения Н. Страхова о том, что давление столба морской воды не может служить серьезным препятствием для эксплозивных извержений, надо думать, что газы и гидротермы, выходящие под большим давлением из подводных вулканических очагов, также могут выгнать морскую воду, пропитывающую подводные вулканические постройки, и произвести хотя бы кратковременную работу по выщелачиванию пород. Выше уже было сказано, что измененные, осветленные зоны — довольно частое явление и в типично подводных вулканогенно-осадочных формациях. Однако следует заметить, что хотя эти измененные зоны и принадлежат к подводным вулканогенным формациям, не исключено, что они образовались на вулканических островах, т. е. в надводной части подводно-морских вулканогенных формаций. В этом отношении следует провести специальное изучение таких измененных зон.

Известно, что фумаролы и сольфатары на лавовых и пирокластических потоках развиваются за счет перекрытых ими русел рек, озер или болот, т. е. они являются бескорневыми и питаются погребенными водами, которые испаряются под действием тепла лавового покрова и, проходя в парообразном состоянии через лаву или пирокласты, вымывают разные элементы и отлагают их частично в виде сублиматов (Набоко, 1959, Шипулин, 1960). Логично допустить, что отлагавшиеся на дне моря лавы и пирокласты должны содержать значительно больше влаги. Эта вода будет мигрировать кверху через лавы и пирокласты и произво-

дить соответствующее выщелачивание с выносом ряда элементов, с изменением первичных компонентов (альбитизация, хлоритизация, цеолитизация, серicitизация и др.). Естественно ожидать, что вдоль отдельных трещин будут отлагаться элементы и соединения как выносимые из пород, так и имеющиеся в самой морской воде.

2. О ПУТЯХ СНАБЖЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА ВУЛКАНИЧЕСКИМ ХЕМОГЕННЫМ МАТЕРИАЛОМ

Одним из важных вопросов вулканогенно-осадочного литогенеза является выяснение тех способов и процессов, которые обеспечивают принос вещества и накопление химических осадков вулканического происхождения.

Можно считать, что существуют следующие основные группы процессов, поставляющих материал из вулканических источников: 1) вынос веществ вулканическими экскавациями (фумарольно-сольфатарными процессами); 2) растворение адсорбированных на пепловых частицах веществ; 3) вынос веществ гидротермами; 4) разложение вулканических толщ фумарольно-сольфатарной и гидротермальной деятельностью и 5) разложение пирокластического материала (а также лав) морской водой.

Об относительной роли этих процессов существуют разные мнения. Некоторые авторы ведущим считают какой-либо один процесс.

Ниже кратко характеризуется каждый путь выноса вещества в бассейны осадконакопления.

Роль экскаваций. Важная роль газовых компонентов вулканических извержений не подлежит сомнению. Написано немало работ, посвященных химическому составу вулканических экскаваций, но чаще дается газовый состав экскаваций, а содержание в них разных металлов остается неясным. Для определения наличия металлов в экскавациях часто прибегают к анализу сублиматов, хотя последние не всегда являются продуктами непосредственного осаждения из газовой фазы, а представляют собой результат реакций между вулканическими газами, с одной стороны, и атмосферными газами, парами воды или с породами — с другой. Несмотря на это анализ сублиматов дает ясное представление о разнообразии и количестве металлов, выносимых вулканами в газовой фазе.

Достаточно полный обзор накопившегося за последние десятилетия богатого материала по составу вулканических эманаций приводят Д. Уайт и Г. Уоринг (1965). Ими были сделаны химические анализы сублиматов вулканических фумарол и эруптивных туч некоторых известных вулканов мира (табл. 10).

Результаты химических анализов сублиматов вул

Местоположение	Мексика		Аляска	
	Парикутин		Долина Десяти Тысяч Дымов	
№ пробы	1	2	3	4
Температура, °C	294	120	239	350
Дата отбора	1943 г. (?)	1943 г. (?)	1919 г.	1919 г.
Li	—	—	—	—
Na	0,44	0,39	0,02	4,1
K	0,26	0,20	—	0,6
Cu	—	—	0,23	—
Ag	—	—	—	—
Mg	—	—	—	2,7
Ca	—	—	—	3,5
Sr	—	—	—	—
Zn	—	—	0,47	0,01
Pb	—	—	0,005	0,01
Mn	—	—	0,13*	1,0*
Fe	—	—	Преобл.	—
Al	—	—	—	23,5
Ge	—	—	—	—
Ti	—	—	0,005*	—
Sn	—	—	0,004	—
P	—	—	—	—
As	—	—	Не обн.	0,5*
Sb	—	—	Есть	—
Tl	—	—	—	—
S	—	—	0,27	Не обн.
SO ₄	—	—	—	19,1
F	0,57	0,53	—	14,9
Cl	63,22	64,95	0,02	1,9
NH ₄	30,65	30,17	—	0,1
CO ₂	—	—	—	—
SiO ₂	—	—	0,53	26,5
или нераств. остаток	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—

1—2 — твердые конденсаты в стеклянных трубках; проба 1 дает щелочную ток HCl составляет 2,44 %.

3 — 148 анализов магнетита; Hg, Cr, V, Bi нет; Mo 0,04 %, Co 0,02 %, Ni 4 — 131 анализ включений; содержит также 0,2 % бария.

5 — Cu, Sr, Zn, Pb, Ti, Mn — по данным полуколичественного спектографии

6 — Na, K, Cu, Mg, Ca, Sr, Pb, Al, Ti, Mn, Fe, V, Tl, SiO₂ по данным пол

7 — желтая элементарная сера, содержащая также 0,0076 % селена.

8—9 — пробы представляют собой желтую смесь хлористого натрия и квасцо 10—11 — проба 10 — черный высокотемпературный сублимат со следами молибде

12 — анализ водной вытяжки из свежего пепла, pH 4,0; некоторые катионы, 0,00016 % бериллия и следы йода.

* — подсчитано в виде окислов.

** — учитывая SO₄.

Таблица 10

канических фумарол и эруптивных туч (в вес. %)

Италия		Индонезия			Япония		СССР
Везувий		Папан-даян	Мерапи		Шова-Шинзан, Усу, Сумсан, Хоккайдо		Камчатка, Безымян-ный
5	6	7	8	9	10	11	12
700	250	?	140	100	720	730	
1944 г.	1944 г.	?	26/II 1931 г.	23/II 1931 г.	1/X 1954 г.	1/X 1954 г.	X 1955 г.
Не обн.	Следы	0,0035**	—	—	—	—	—
20,13	10	0,0085*	16,66	17,21	0,33*	5,76*	0,032
25,16	10	0,0039	5,64	3,57	0,16*	5,49*	0,012
0,1	0,1	0,0003	—	—	0,005	0,012	—
0,0005	0,0014	—	—	—	0,0002	0,005	—
0,01	0,1	0,0001*	2,75	3,25	0,21*	1,10*	0,017
0,07	1	0,0030	Следы	Следы	0,50*	1,24*	0,19
1	0,1	—	—	—	—	—	—
Не обн.	Не обн.	0,0005	—	—	—	0,25	—
0,01	1	—	—	—	0,001	0,20	—
0,001	0,01	0,0001	0,73	1,43	—	—	—
—	0,01	0,0038	0,18	0,27	18,30*	6,57*	0,01
0,03	0,1	0,0012*	1,65	1,93	3,41*	24,09*	0,021
—	—	—	—	—	0,0015	0,005	—
Не обн.	0,1	0,0001*	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	0,04	0,18	—
—	—	0,0000	Следы	Следы	—	—	—
—	—	0,0062	—	—	0,01	0,50	—
—	—	0,0009	—	—	—	0,025	—
Не обн.	0,001	0,0080	—	—	—	—	—
—	—	99,93	Следы	Следы	—	—	0,018
—	—	0,0059	26,0	47,17	—	—	0,44
—	—	—	—	—	—	—	0,0067
53,43	52,82	2	23,96	4,35	0,00	0,00	0,167
—	—	—	0,05	0,40	0,0082	0,018	—
—	—	—	0,03	0,92	—	—	0,1
0,60	0,01	0,015	2,42	1,72	76,48	46,50	0,015
0,26	—	—	20,45	17,4	0,00	2,11	—

реакцию; избыток NH_3 составляет 1,19%; проба 2 дает кислую реакцию, избыток 0,01%.

ческого анализа; Rb , Ni не обнаружены; V — следы.
у количественного спектрографического анализа; Pb , Ni не обнаружены; V 0,0001%,
в, проба 9 — белые квасцы без брома.
на; проба 11 — буро-серый низкотемпературный сублимат с 0,002% висмута,
вероятно, выщелочены из пепла; кроме того, содержится 0,0006% бора,

Из табл. 10 видно, что содержание ряда металлов (Cu, Pb, Zn, Al, Fe, Mn и др.), играющих важную роль в рудогенезе, довольно значительное. Содержание одного и того же металла в сублиматах разных вулканов сильно колеблется. Например, медь содержится в сублиматах Долины Десяти Тысяч Дымов в количестве 0,23%, в Везувии 0,1%, Папандаян (Индонезия) 0,0003%, а в японских вулканах 0,005 и 0,012%. Таким образом, на Аляске почти в 800 раз больше меди в сублиматах, чем в Индонезии. Это безусловно зависит и от характера магм, и от обстановки отложения, и от пород, через которые газы мигрируют к поверхности. Сами авторы считают, что «интенсивное физическое и химическое разрушение пород фумарольного поля приводит к высоким местным концентрациям вынесенных элементов даже при их очень низкой первоначальной концентрации в породах.

Богатый материал по эксгалициям лав камчатских вулканов дает Л. Башарина (1966). Она показала, что лавы базальтового состава более насыщены газами, а выделение их происходит быстрее, чем из андезитов. Кроме того, камчатские вулканы подтверждают ранее подмеченное явление, что с излиянием базальта и андезито-базальта выделяются эманации, богатые галоидными соединениями и обедненные газами серы. Это согласуется и с данными С. Мацуо (1965), который, изучив магматические газы при одинаковых условиях (900°C и 1000 atm давления), пришел к выводу, что чем кислее мagma, тем выше содержание сернистых соединений. Возникает естественный вопрос: не этим ли объясняется почти исключительная приуроченность сульфидных залежей вулканического происхождения именно к кислым фазам геосинклинального вулканизма.

По мнению Л. Башариной, конденсаты высокотемпературной стадии обогащены кислыми газами (HF , HCl , SO_2 , SO_3), что обуславливает ультракислый характер конденсатов (pH ниже 1) и интенсивную миграцию труднолетучих, таких, как железо, алюминий, кремний и многие микроэлементы (Cu, Pb, Ag, Co, Ni, V, Be, Zr). Железо выносилось хлором и фтором; алюминий интенсивно выделялся с хлором. В кислых ($\text{pH} 1-2$) хлоридных конденсатах высокотемпературных газов алюминия содержалось более 30% общей массы металлов. В низкотемпературных конденсатах с $\text{pH} > 4$ алюминий и железо уже не обнаруживались.

Видимо этим следует объяснить, что в табл. 11 в конденсатах фумарольных газов вулкана Эбеко железо и алюминий отсутствуют, а трехвалентного железа нет и в конденсатах других вулканов острова Парамушир (Курильские о-ва). К сожалению, в анализах нет данных о содержании марганца.

Как видно из приведенных таблиц, несмотря на наличие огромного количества анализов вулканических газов всех видов, мы не можем даже более или менее приближенно сказать, какое количество разных металлов и их соединений выносится вместе с газо-

Таблица 11

Состав конденсатов фумарольных газов некоторых вулканов Курильских островов.
По Л. Вороновой и С. Сидорову (1966)

Компоненты	Вулкан Эбеко		Вулкан Владавца		Вулкан Татаринова		Кальдера Карпинского		Вулкан Менделеева		Кальдера Головина	
	Проба № 20		Проба № 25		Проба № 26		Проба № 28		Проба № 33		Проба № 34	
	Мг/л	Мг-ЭКВ %	Мг/л	Мг-ЭКВ %	Мг/л	Мг-ЭКВ %	Мг/л	Мг-ЭКВ %	Мг/л	Мг-ЭКВ %	Мг/л	Мг-ЭКВ %
H ⁺	293,68	97,76	1,36	16,15	4,70	44,27	87,80	92,45	1,50	38,45	0,86	13,00
NH ₄ ⁺	0,10	—	0,05	0,12	0,10	0,09	0,10	0,01	0,10	0,26	He обн.	
Na ⁺	20,61	0,30	21,71	11,24	3,90	1,22	23,60	1,07	18,30	20,51	8,90	5,96
K ⁺	11,28	0,10	12,98	3,95	3,10	0,75	6,30	0,17	11,30	7,44	18,30	7,19
Mg ²⁺	12,16	0,34	9,12	8,97	36,20	28,01	30,20	2,64	9,60	20,66	7,20	9,02
Ca ²⁺	89,78	1,50	99,80	59,57	43,00	20,21	58,00	3,07	10,00	12,82	49,50	37,77
Fe ²⁺		He обн.			0,30	0,09	0,50	0,02	Нет	—	Следы	
Fe ³⁺	"	"			Нет	—	He обн.	—	—	—	He обн.	
Al ³⁺	"	"			5,10	5,36	4,90	0,57	0,10	0,26	15,90	27,06
С у м м а	427,61	100,00	145,02	100	96,40	100	211,40	100	50,90	100	100,66	100
Cl ⁻	8404,02	83,77	78,01	27,95	133,00	29,55	2260,30	68,43	50,10	52,59	70,90	28,69
F ⁻	2,00	0,04	2,00	1,40	2,00	0,79	12,00	0,68	—	—	—	—
Br ⁻	He обн.		0,62	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—
J ⁻			1,06	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻	423,80	"	3,12	131,70	34,82	88,40	14,50	146,10	3,26	61,70	47,41	172,80
SO ₃ ²⁻	880,00	7,77	2,00	6,35	180,00	35,46	530,00	14,21	Нет	—	—	51,65
S ₂ O ₃ ²⁻	841,10	5,30	129,00	29,22	140,20	19,70	700,90	13,42	"	—	154,00	19,66
С у м м а												
H ₂ SiO ₃	103,56	100	344,39	100	543,60	100	3649,30	100	111,80	100	397,70	100
HBO ₂	141,72	—	31,29	—	10,30	—	7,70	—	12,80	—	7,50	—
Общая минерализация	11223,81	—	Следы	—	—	—	—	—	Нет	—	182,30	—
pH	0,80		4,31		—		—		4,72		5,45	

вой фазой. Анализ сублиматов дает лишь представление о качественном составе металлов в экскальциях, но неизвестно, какой процент составляют сублиматы от общего количества газов, из которых они образовались.

Несмотря на это, можно сказать, что из вулканов в газовой фазе выделяется значительное количество железа, алюминия, кальция, натрия, калия и многих микроэлементов, которые в условиях подводного вулканизма могут создать высокие концентрации и в соответствующей обстановке образовать рудные скопления. На сушу же большая часть газов рассеивается и существенной роли в рудогенезе вулканических толщ на поверхности не играет.

Вещества, адсорбированные на поверхности пепловых частиц. Для того чтобы иметь представление о масштабах выноса веществ экскальциями, надо рассмотреть второй путь снабжения осадков материалом вулканического происхождения — это выщелачивание пирокластического материала морской водой с удалением легкорастворимых веществ без разрушения вулканического стекла и минералов.

В этом отношении большой интерес представляют опыты И. Товаровой (1958), которая на основании экспериментов показала, что вода, просачивающаяся через свежий пирокластический материал, выщелачивает многие легкорастворимые компоненты, при этом в туфах не отмечается признаков изменения.

Природные воды, просачивающиеся через пеплы и агломераты, вытекали в виде горячих источников с температурой около 65°С. Их минерализация составляла 4—5 г/л с большим содержанием сульфат-иона, хлор-иона, углекислоты, кальция и других, при почти нейтральном рН.

В эксперименте интенсивность выноса, естественно, была меньшей, но характер компонентов не изменился. Например, если природные воды в двух пробах имели общую минерализацию 5496 мг/л и 4775 мг/л при рН 6,6, то в эксперименте водные вытяжки дали:

- 1) из пепла, выпавшего в окрестностях вулкана, за начальный период извержения 724,67 мг на 100 г при рН 5,8;
- 2) из пепла, выпавшего во время главного взрыва, 390,6 мг на 100 г, рН 5,0;
- 3) из рыхлого материала агломератового потока — 278 мг на 100 г, рН 5,3.

По подсчетам И. Товаровой, в результате извержения вулкана Безымянного в 1955—1956 гг. было выброшено 0,8 км³ пепла и 1,8 км³ рыхлого агломератового материала. Раскаленный песок направленного взрыва покрыл площадь около 500 км². В результате этого в бассейн р. Камчатки на поверхность было вынесено около 20 млн. т легкорастворимых веществ, в том числе Fe²⁺, Fe³⁺ около 160 тыс. т, H₂SiO₃ — около 180 тыс. т и Al — около 105 тыс. т.

Более детальные данные о составе водных вытяжек пеплов того же вулкана Безымянного приводит Л. Башарина (табл. 12, Башарина, 1958).

Из табл. 12 видно значительное содержание в водных вытяжках железа, алюминия, кремнезема, бора. Среднее содержание легкорастворимых веществ на поверхности пеплов, по данным этой таблицы, составляет около 1% (1 г вещества на 100 г пепла).

Важно то, что при этом частицы пепла остаются свежими, так как растворяется лишь адсорбированное на пепловых частицах (обломках вулканического стекла и минералов) из экскальяций вещество, образующее тончайшую пленку. Изучением характера этих пленок, их зависимости от типа извержения, характера пепловых обломков и дальности разноса пепла занимался И. Гущенко (1966). Им установлено следующее: 1) существует прямая зависимость между увеличением силы извержения и повышением общего содержания анионов и катионов в водных вытяжках; 2) начальный период извержения вулкана Безымянного характеризуется минимальным содержанием всех элементов в плагиоклазах; 3) пепел, отнесенный на максимальное расстояние, показывает максимальное содержание металлов; это положение иллюстрируется табл. 13, в которой хорошо видно, что в плагиоклазах из пепла, отнесенного на 85 км, содержится в 7 раз больше MnO и в 5 раз больше Fe₂O₃, чем в пеплах, выпавших на расстоянии 12 км от вулкана; соответственно в вулканическом стекле тех же пеплов обнаружено в 8 раз больше MnO и в 3 раза больше Fe₂O₃; 4) содержание металлов больше в тонкой фракции; как видно из табл. 14, в плагиоклазах фракции 0,03—0,01 мм содержится в 7 раз больше MnO и в 4 раза больше Fe₂O₃, чем во фракции 0,28—0,14 мм; в вулканическом стекле соответствующей мелкой фракции фиксируется в 3 раза больше MnO и в 2—7 раз больше Fe₂O₃; 5) в пеплах современных вулканов содержание металлов выше, чем в пеплах недавних извержений. Это И. Гущенко правильно объясняет сравнительно легкой растворимостью адсорбированной пленки и выносом металлов.

Приводимые данные о резком возрастании содержания MnO в пеплах тонкой фракции и в пеплах, далеко отнесенных от вулкана, заставляют думать, что, возможно, нахождение марганца в вулканогенно-осадочных формациях часто без ясных следов грубой пирокластики, связано с этими явлениями.

Общая потеря в весе пепла после экстрагирования составляет от 5 до 21%.

В подтверждение того, что значительное количество MnO адсорбировано на поверхности пирокластических частиц, приведем данные о содержании MnO в породах Курильских вулканов (Горшков, 1967). Из многочисленных анализов видно, что, как правило, пеплы, игнимбриты, пемзы и другие пирокластические породы содержат в 2—3 раза больше MnO, чем лавы того же состава из тех же вулканов. Например, андезиты вулканов Цен-

Таблица 12

Данные анализов водных вытяжек пеплов. По Л. Башариной

Таблица 13

Содержание Fe_2O_3 , TiO_2 и MnO в плагиоклазах
и стекле пеплов в зависимости от расстояния
переноса пеплов эруптивным облаком.
По И. И. Гущенко (1965)

Показатели	Расстояние от вулкана, м.м.	Содержание, %		
		Fe_2O_3 валовое	TiO_2	MnO
Плагиоклазы (An, %)				
49—54	12	0,479	0,0350	0,007
48—55	16	0,536	0,0360	0,0110
49—65	42	1,128	0,0408	0,0380
49—62	85	2,115	0,0484	0,0814
Стекло				
$n=1,501-1,534$	12	0,451	0,0500	0,0103
$n=1,501-1,534$	16	0,494	0,0517	0,0150
$n=1,501-1,534$	42	0,775	0,0585	0,0400
$n=1,501-1,534$	85	0,128	0,0685	0,0836

Таблица 14

Влияние дисперсной поверхности плагиоклазов и стекла пеплов
на содержание адсорбированного железа, магния, титана и марганца.
По И. И. Гущенко (1965₂)

Минерал	Размер исследован- ных зерен, м.м.	Содержание, %			
		Fe_2O_3 валовое	MgO	TiO_2	MnO
Плагиоклаз	0,28—0,14	1,48	0,116	0,009	0,005
	0,03—0,01	5,92	0,99	0,049	0,036
Стекло	0,28—0,14	1,55	0,167	0,014	0,018
"	0,03—0,01	4,03	1,00	0,057	0,050

тральных Курильских островов содержат MnO 0,15—0,20%, в то время как андезитовые игнимбриты тех же вулканов показывают содержание 0,49%. Аналогичная картина видна и в других вулканах. Чем это можно объяснить, если не наличием адсорбированного марганца на поверхности пирокластических частиц, выброшенных молодыми и современными вулканами Курильской островной дуги?

В заключение приведем расчеты Е. Мархинина о количестве веществ (в t), выносимых пеплами в адсорбированном виде для Курильских островов за период от мела до современной эпохи (83 млн. лет).

Cl . . .	$1 \cdot 10^{13}$ — $2 \cdot 10^{13}$	Ca ²⁺	$2 \cdot 10^{13}$
F . . .	$4 \cdot 10^{11}$	Mg ²⁺	$3 \cdot 10^{12}$
Br . . .	$1 \cdot 10^{11}$	Al ³⁺	$1 \cdot 10^{12}$
SO ₄ ²⁻ . . .	$4 \cdot 10^{13}$ — $5 \cdot 10^{13}$	Fe ³⁺	$2 \cdot 10^{11}$
SO ₃ ²⁻ . . .	$3 \cdot 10^{11}$	Fe ²⁺	$4 \cdot 10^{11}$
HCO ₃ ⁻ . . .	$4 \cdot 10^{12}$	SiO ₂	$1 \cdot 10^{12}$
Na ⁺ . . .	$3,5 \cdot 10^{12}$	H ₃ BO ₃	$3 \cdot 10^{11}$
K ⁺ . . .	$1 \cdot 10^{12}$	S	$2 \cdot 10^{12}$

Эти цифры, на наш взгляд, дают сильно преувеличенную картину выноса адсорбированных пеплами веществ. Уже тот факт, что весь вулканический материал Е. Мархинин принимает условно за пепел, безусловно искажает действительную величину выноса пеплов в адсорбированном виде. Кроме того, вулканизм не был непрерывным или одинаково интенсивным от мела до современной эпохи. Несмотря на это, расчеты показывают огромное количество металлов, поступающих в бассейн осадконакопления при подводных извержениях. Необходимо учесть, что в отличие от наземных извержений, когда большая часть газового компонента рассеивается в воздухе, при подводных извержениях должно наблюдаться значительно более богатое содержание адсорбированных веществ, которые легко будут растворяться в морской воде.

Если железо ($Fe^{3+} + Fe^{2+} = 6 \cdot 10^{11} t$) разделить не на 83, а на 100 (уменьшив, таким образом, общее количество Fe), то получим, что за 1 млн. лет было вынесено железа в виде адсорбированных на поверхности пепловых частиц легкорастворимых пленок около 6 млрд. т. Если учесть, что длительность плейстоцена соответствует примерно 1—1,5 млн. лет, то мы будем иметь представление о порядке величин выносимого пеплами адсорбированного вещества за последний период деятельности вулканов Курильских островов. Площадь последних, как известно, составляет около 15 тыс. км²; если к этому добавить столько же площади акватория прилегающих к островам частей Охотского моря и Тихого океана, это составит около 30 тыс. км². Если разделить 6 млрд. т на 30 тыс., то получим, что каждый квадратный километр Курил и прилегающих морей получил только за плейстоценовый период около 200 000 т легкорастворимого железа.

Но хорошо известно, что пеплы не распределяются на всей площади равномерно. Поэтому если отдельные участки получат гораздо меньше пепла и, соответственно, меньше растворимых адсорбированных веществ, то другие будут снабжаться обильнее. К этому надо добавить, что морские течения местного характера безусловно передвигают определенное количество растворимых и коллоидных веществ в спокойные бухтовидные заливы, где они и выпадают, создавая рудные концентрации.

Из этих, правда весьма приближенных, расчетов видно, что даже вынесенные пеплами адсорбированные вещества одни могут обусловить, при благоприятных условиях бассейна седиментации, накопление железа в количествах, достаточных для формирования довольно крупных месторождений. А если к этому добавить веще-

ства, приносимые экскальяциями, сольфатарно-фумарольными процессами, гидротермами, то можно ясно представить себе реальные возможности вулканогенно-осадочного рудообразования.

Роль гидротерм. Существенная роль в выносе и отложении рудообразующих веществ принадлежит гидротермам вулканического происхождения. Некоторые авторы даже считают, что в вулканогенном рудогенезе именно гидротермы играют ведущую роль. О значении гидротерм в выносе кремнезема, железа, марганца, алюминия, фосфатов мы уже говорили в соответствующих главах и здесь нет необходимости повторяться. Укажем лишь, что ценные сведения о происхождении и составе вулканических гидротерм можно найти в работах Д. Уайта (1959), В. Иванова (1961), С. Набоко (1959, 1963), С. Набоко и Б. Пийп (1961) и других авторов, перечислять которые здесь нет необходимости. Вулканические гидротермы обычно приурочены к фумарольно-сольфатарным полям современного и недавнего вулканизма. В настоящее время все исследователи признают следующие положения: 1) в этих гидротермах главная часть представлена подземными водами, а ювенильная вода играет лишь незначительную роль; 2) формирование гидротерм происходит под влиянием поднимающихся с глубины вулканических газов, которые нагревают подземные воды, обусловливают их газовый и в значительной мере солевой состав; 3) главная часть катионного состава гидротерм формируется путем выщелачивания пород, через которые они мигрируют.

Большую работу по изучению гидротерм вулканических областей Камчатки и Курил провела С. Набоко (1959), которая на основании анализа богатого фактического материала по составу вод и осадков пришла к выводу, что состав осадков только частично отражает состав вод; так например, из гидрокарбонатных вод, даже богатых магнием, выделяется карбонат кальция; из кислых вод осаждались то гидраты окиси алюминия, то алюминия и железа вместе, то преимущественно гидраты окиси железа, и это часто зависело не от количества растворенных в воде алюминия и железа, а от изменения кислотности растворов.

Представление о количестве веществ, выносимых термальными водами, дает табл. 15 из работы Е. Мархинина (1967) о выносе растворенных компонентов гидросольфатарами Курильских островов.

Следовательно, гидротермы Курильских островов за плейстоценовый и голоценовый периоды, т. е. примерно за 1—1,5 млн. лет, должны были вынести огромные массы кремнезема, кальция, железа, алюминия, гораздо меньше, но все-таки заметные количества фосфора, бора, мышьяка, йода и других веществ. Эти вещества не всегда дают рудные накопления, что объясняется рассеиванием их на большой площади дна бассейна осадконакопления. Лишь в случае наличия бухтообразных заливов, западин дна и других благоприятных условий, как об этом говорил Н. Страхов

Таблица 15

**Вынос растворенных веществ гидросольфатарами
Курильских островов (в т). По Е. Мархинину (1967)**

Компоненты	В сутки	В год	Компоненты	В сутки	В год
H ₂ SO ₄	>700	>255 500	Ca	35	>12 300
HCl	>269	>108 185	Fe	35	>12 800
P	»0,260	»95,0	Al	70	>25 000
B	»0,026	»9,5	H ₂ SiO ₃	269	>108 185
J	»0,0016	»6,0	HBO ₂	0,96	»350
Na+K	>29	>10 585	H ₃ AsO ₃	0,55	»200
Mg	>14	>5 250			

(1963), растворимые вещества могут сконцентрироваться на сравнительно небольшом участке дна бассейна и сформировать рудные залежи разных размеров.

Иногда гидротермальные растворы имеют высокую концентрацию. Так, например, в Южной Калифорнии, близ Ниланда, скважиной на глубине 5232 м был вскрыт горизонт очень крепкого рассола с необычно высоким содержанием калия и, вероятно, с наиболее высокими концентрациями лития и тяжелых металлов, известными в природных водах (Уайт, Андерсон, Груббс, 1965). Во время опытной откачки рассола из скважины в дренажных трубах откладывался осадок, содержащий в больших количествах серебро, медь и некоторые другие элементы. Полуколичественный спектральный анализ этого темного осадка показал следующее содержание элементов (в %):

Si	много	Ba	0,015
Al	0,7	Be	0,07
Fe	7,0	Bi	0,005
Na	1,0	Cu	20,0
K	1,0	Pb	0,02
Ag	2,0	Sb	0,3
B	0,15	S	8,0

Эти количества составляют примерно 10% от начальных концентраций, установленных спектральным анализом сухого остатка рассола.

Образование темного осадка в трубах было столь интенсивным, что требовалась ежемесячная очистка. По грубому подсчету, за три месяца отложилось приблизительно 5—8 т осадка. По мнению авторов, этот рассол связан с вулканизмом, давшим цепь риолитовых и обсидиановых куполов, известных на гидротермальной площади в непосредственной близости от нее.

До сих пор спорным остается вопрос, какова доля ювенильных веществ в составе гидротерм. Е. Мархинин (1967), сопоставив количество воднорастворимых веществ из свежей пирокластики с растворенными в гидротермах, пришел к выводу, что гидросоль-

фатары и сольфатары в течение геологической истории выносят HCl , H_2SO_4 и ряд других ювенильных компонентов примерно в тех же количествах, что и при извержениях. Если учесть, что вулканические газы, растворяясь в подземных водах, являются основным фактором формирования их температуры, то естественно допустить, что и летучие вещества, в том числе и соединения многих металлов, которые частично адсорбировались на поверхности пепловых частиц, также приносятся в подземные воды таким путем. Вместе с тем необходимо отметить, что главная масса железа и алюминия, принимающая участие в формировании вулканогенно-осадочных месторождений, приносится из областей разрушения вулканических пород кислыми водами фумарольно-сольфатарных полей.

Д. Уайт и Г. Уоринг (1965) считают, что кислотное выщелачивание пород и накопление некоторых металлов особенно ярко проявляются близ низкотемпературных фумарол с высоким содержанием H_2SO_4 . В высокотемпературных фумаролах конденсация HCl и других кислот приводит к образованию кислых растворов, взаимодействующих с породами; эти растворы могут мигрировать вниз и снова испаряться в контакте с перегретыми газами; по-видимому, так концентрируются и некоторые металлы, выносимые из пород.

Аналогичную мысль, но с другим объяснением, высказывает Е. Мархинин (1967): «Нетрудно представить себе «фронт встречи» нисходящих растворов сульфатных солей с восходящим потоком сероводорода, где будут осаждаться и постепенно накапливаться сульфиды железа и других металлов». С течением времени это может привести к значительным скоплениям рудного вещества и формированию месторождения.

О так называемой фумарольно-сольфатарной коре выветривания. Зоны интенсивного разложения вулканогенных пород под действием кислых вулканических газо-гидротерм некоторые авторы (Левченко и Наседкина, 1966; Калугин, 1965) предлагают называть «фумарольно-сольфатарной корой выветривания». Такое название неудобно уже потому, что, как давно установилось в геологии, химическим выветриванием называется разложение пород под влиянием внешних агентов: холодной воды, кислорода и углекислого газа воздуха, а также растворенных в воде органических кислот и других факторов, которые действуют на поверхности земли, в зоне «осадкообразования» (по Пустовалову) и могут проникать в зависимости от условий на определенную глубину пород по трещинам, порам, оставаясь при этом низкотемпературными (холодными) и действуя в условиях нормального атмосферного давления.

Что касается «фумарольно-сольфатарного выветривания», то, как указывает само название, оно является результатом действия эндогенных агентов: экскальаций и гидротерм, и уже поэтому его нельзя назвать выветриванием. Тот факт, что это происходит

почти у самой поверхности, не меняет существа дела, поскольку не глубина процессов, а факторы, их вызывающие, определяют отношение разложения пород к выветриванию или метаморфизму.

Правда, в этом процессе фумарольно-сольфатарного разложения могут участвовать и поверхностные агенты разложения, но это указывает лишь на соприкосновение и, в какой-то мере, совместное воздействие на разложение пород эндогенных и экзогенных факторов и сближение зон разложения этими двумя путями. Но фактически роль экзогенных агентов в формировании зоны обеленных пород в вулканогенных толщах ничтожна. Эти агенты действуют лишь после изменения вулканических пород эндогенными процессами, а наличие в измененных породах какого-то количества сульфидов железа способствует более быстрому их разложению в результате химического выветривания.

Ведь климатические условия, играющие решающую роль в образовании настоящей коры выветривания, фактически не влияют на фумарольно-сольфатарный процесс изменения вулканогенных формаций.

Таким образом, нет основания вводить понятие о «фумарольно-сольфатарной коре выветривания». Можно лишь говорить о коре выветривания, развитой на формации вторичных кварцитов (в широком, согласно Н. Наковнику, понимании этого термина).

Продукты разложения пеплов в вулканогенно-осадочном рудогенезе. Какова роль разложения пирокластического материала под влиянием морской воды, т. е. процесса, известного под названием гальмировида, в формировании вулканогенно-осадочных месторождений? На этот вопрос пока нельзя дать убедительного ответа, основанного на сколько-нибудь точных расчетах. Не вызывает сомнения, что после растворения адсорбированных на поверхности пепловых частиц веществ, начинается разложение самих пепловых частиц. Этот процесс идет довольно интенсивно и заключается в замещении стекловатых частиц гидрослюдой, монтмориллонитом, цеолитами или окислами железа, как было показано выше на материале И. Алексиной (1963), И Ен Дзен (E-An-Zen, 1957) и других, изучавших современные осадки, а также исследованием пеплов плиоценовых и более молодых вулканических свит. Об этом говорит и образование палагонитовой корки на обломках базальтового стекла на дне океанов. Интенсивность этого процесса зависит от многих факторов и в первую очередь от состава пеплов и от скорости накопления осадков на данном участке дна бассейна: чем медленнее происходит принос материала, все равно терригенного, хемогенного или пирокластического, тем интенсивнее протекает разложение пепловых частиц с образованием ряда новых продуктов, среди которых наиболее распространенными являются бентонитовые глины и цеолиты, в том числе анальцим. В главе о цеолитах в меловых отложениях Грузии мы отмечали, что многие признаки указывают на влияние подводных гидротерм и фумарольно-соль-

фатарных процессов на анальцимизацию пеплов. Интересно отметить, что А. Гептнер (1968), изучавший позднекайнозойские отложения Западной Камчатки, также приходит к выводу о важной роли синхронных осадконакоплению гидротермальных процессов в образовании не только цеолитов, но и монтмориллонитов за счет изменения кластического материала.

Если сопоставить данные химических анализов ряда бентонитов и цеолитов со средним составом андезитов, наиболее распространенным представителем доорогенного геосинклинального вулканизма, то можно получить приблизительное представление о массах кремнезема, железа, алюминия, выносимых при гальмировитическом разложении пирокластического материала в бассейнах осадконакопления разных геологических периодов. Для этого в табл. 16 даны: средний состав андезита по Дэли и анализ четырех бентонитовых глин из работы К. Росса (Ross, 1962), а также теоретический состав анальцима.

Таблица 16

Сопоставление химического состава бентонитов, анальцима и андезитов

Оксиды	Средний андезит, по Дэли	Монтмориллонит из Лемон, Миссисипи	Сапонит, рудник Аббит, Мичиган	Гекторит, Гектор, Калифорния	Стевенсит, Спрингфорд, Нью-Джерси	Теоретический состав анальцима
SiO ₂	59,59	50,37	42,99	55,86	57,3	54,47
Al ₂ O ₃	17,31	17,11	6,26	0,13	Нет	23,29
Fe ₂ O ₃	3,33	2,68	1,83	0,03	0,32	—
FeO	3,13	0,20	2,57	—	—	—
MgO	2,75	4,59	22,96	25,03	27,47	—
MnO	0,18	—	0,11	Нет	0,21	—
CaO	5,80	1,23	2,03	Следы	0,97	—
K ₂ O	2,04	0,09	Следы	0,1	0,03	—
Na ₂ O	3,58	0,56	1,04	2,68	0,03	14,07
H ₂ O	1,26	6,66	6,85	2,24	7,17	8,17

Из табл. 16 видно, что в результате бентонитизации андезитовой пирокластики освобождается большое количество кремнезема, железа, кальция, натрия, калия, иногда и алюминия; при цеолитизации глинозем входит в состав образующихся минералов, но железо выносится интенсивно. В большинстве случаев происходит вынос и марганца.

Если взять к примеру залежи бентонитовых глин (гумбрин) окрестностей г. Кутаиси, в Западной Грузии, которые в сеноманских отложениях образуют хорошо выдержаный слой мощностью в среднем около 3 м, и которые без всякого сомнения произошли за счет изменения пепла андезитового состава (Dzotsenidze,

Matchabely, 1965), то приблизительные подсчеты дают следующую картину выноса веществ при этом процессе.

Бентонитовые глины окрестностей Кутаиси занимают площадь около 50 км²; при средней мощности в 3 м это составит 150 млн. м³, что при минимальном объемном весе 2 даст пирокластического материала около 300 млн. т. Если допустить, что при превращении пепла в гумбрин выносились около 5% SiO₂ и 1% Fe₂O₃, то это дает около 15 млн. т кремнезема и около 3 млн. т железа, которые выносились местными течениями в соседние участки моря. Правда, вынос не всегда был полным. В гумбрине, например, установлены остатки аморфного опала и гидроокисей железа. Но и то, что выносились, составляло значительную массу, способную дать новые аутигенные минералы или выпасть в осадок в виде лимонита и опала. Кроме бентонитизации андезитовых пеплов, в сеноманском море имела место и интенсивная анальцимизация, но это происходило немного севернее, ближе к районам расположения центров вулканической активности. Не этим ли объясняется своеобразное расположение богатых глауконитом зон и опоковых слоев между бентонитами на юге и анальцимами на северо-востоке? Логично допустить, что освобождающиеся при анальцимизации и бентонитизации кремнезем и железо шли на формирование глауконитов, а избыток кремнезема отлагался в виде опоковидных песчаников. Не аналогичный ли процесс выноса железа и марганца при филлипситизации пеплов на дне океанов участвует в формировании железо-марганцевых конкреций?

Эти примеры и приведенные сугубо ориентировочные подсчеты показывают, что освобождающиеся из пирокластики при гальмировании кремнезем, железо, глинозем могут играть важную роль в литогенезе и при определенных благоприятных условиях обеспечить формирование самостоятельных слоев этих соединений.

Таким образом, все пути выноса веществ в бассейны осадко-накопления — экскавации, растворение адсорбированных на пепловых частицах веществ, фумарольно-сольфатарная и гидротермальная активность, включая разложение вулканических пород кислыми агентами, гальмировическое разложение пирокластики — могут играть важную роль в литогенезе, но в каждом конкретном случае роль каждого из этих путей может быть различной.

Выше мы уже говорили о роли ювенильного материала в вулканогенно-осадочном рудогенезе. Здесь необходимо добавить, что много фактов свидетельствует о значительном участии несомненно ювенильного материала в формировании вулканогенных месторождений. Кроме приведенного в главе о железе отмеченного Брейтгауптом случая образования в течение нескольких дней в кратере Везувия жилы мощностью в 1 м, большой интерес представляет описанный Ч. Парком (Park, 1961) случай магнетитового

потока из Северного Чили. По его данным, в области Лако Северного Чили месторождение железа впервые было упомянуто в 1958 г. Руда состоит главным образом из магнетита и гематита; единственная примесь — это тонкие иглы апатита и несколько мелких пятен кремнезема. На расстоянии 3 км по прямой известно четыре выхода и все они находятся на том склоне горного хребта, где расположены многие действующие вулканы. Окружающие породы совсем молодые — большинство не древнее третичного возраста. Около руды породы представлены светлыми туфами, близкими по составу к дацитам.

Залежь магнетита похожа на базальтовый поток, и если бы она состояла вместо магнетита из базальта, то его происхождение как лавового потока не вызывало бы никакого сомнения. Они так похожи на лавовый поток, что, как пишет Ч. Парк, их справедливо считают затвердевшими из магмы, состоящей почти полностью из окислов и большого количества газа. Парк условно называет этот магнетитовой поток «рудной магмой», которая, по-видимому, была интрудирована в туфы на небольшой глубине, местами прорвавшись на поверхность с образованием потоков. Поверхность этих магнетит-гематитовых тел похожа местами на поверхность базальтовых потоков «аа», но местами ясно выражена веревочная поверхность, больше напоминающая тип «пахое-хое». Верхняя поверхность очень пузыриста и содержит много полых трубок — путей выделения газа. В трубках видны цепочки хорошо образованных магнетитовых кристаллов, обычно менее 1 см, хотя отдельные кристаллы достигают 5 см.

Ч. Парк указывает, что контакты руды с туфами плохо обнаружены, но все-таки видно, что процесс метасоматического замещения если вообще имел место, то был исключительно слабым. Нет никаких данных, указывающих также на экскальационное происхождение руды. Такого уникального явления еще никто не описывал. Видимо, здесь мы имеем дело со случаем, когда в вулканическом очаге в результате кристаллизационной дифференциации накопилось много магнетита и гематита, и этот дифференциат был выброшен на поверхность при одном из извержений вулкана, который ранее извергал кислые продукты контрастной дифференциации в виде дацитовых туфов. По Ч. Парку, появление магнетит-гематитового потока было возможно при температуре около 1500° С, но большое количество газов могло заметно понизить температуру плавления.

Заканчивая на этом обзор разных путей приноса вулканогенного вещества в бассейны осадконакопления, необходимо предупредить читателей, что вулканогенно-осадочное месторождение, образовавшееся любым из вышеназванных путей или их комбинацией, принимает окончательный вид в результате действия процессов диагенеза, которые вызывают существенное перераспределение вещества, согласно убедительно обоснованной схеме Н. Страхова (1962₁, 1962₂, 1967).

3.

ОБ ОТДАЛЕННЫХ
ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Н. Шатский (1954, 1955), выделяя отдаленные вулканогенно-осадочные формации, исходил из того, что миграционные способности кремнезема, марганца и фосфора обусловливают их перенос на значительные расстояния; поэтому они могут отлагаться в условиях морского бассейна, где нет никаких ощутимых признаков механического вулканогенного материала.

Этот вопрос затрагивал Н. Страхов в докладе на Шестом Всесоюзном литологическом совещании (1965), где он осветил также некоторые особенности состава, текстуры, залегания и генезиса хемогенных накоплений около очагов подводного вулканизма и поставил ряд вопросов, изучение которых должно помочь правильному решению условий генезиса вулканогенно-осадочных месторождений некоторых полезных ископаемых и их роли в общем процессе осадочного рудогенеза. Эти же вопросы рассмотрены еще более детально в его труде, вышедшем в 1963 г.

Н. Страхов считает, что относительно хемогенных месторождений, находящихся непосредственно в вулканических накоплениях, либо в ближайшем с ними соседстве, ни у кого нет сомнения, что вещество для их образования поступало в море из вулканических очагов. Но когда хемогенные образования удалены от вулканогенных толщ на большие и очень большие расстояния и видимых связей с вулканическими очагами не имеют, то генезис вещества, слагающего эти хемогенные породы, спорен и неясен. Н. Страхов считает, что при изучении особенностей вулканогенно-осадочных месторождений следует базироваться именно на первой группе. Исходя из анализа фактического материала, Страхов приводит следующие шесть характерных признаков, отличающих подводно-морские вулканогенно-осадочные хемогенные накопления от обычных морских осадков гумидных зон. Для первых характерно:

- 1) присутствие Cu, Pb, Zn, SiO₂ наряду с Fe и Mn; фосфориты не дают промышленных накоплений, а бокситы отсутствуют совсем;
- 2) железо и марганец плохо отдифференцированы и поэтому в месторождениях встречаются совместно; у железных руд развита пиритная фация, а сидеритовая подавлена;
- 3) руды залегают в виде коротких линз, но настоящее пластовое залегание отсутствует;
- 4) текстура руд массивная, реже слоистая; оолиты и пизолиты отсутствуют, либо крайне редки; перемывов руды в процессе седиментации нет;
- 5) протяженность месторождений — немногие километры или первые два—три десятка километров;
- 6) запасы месторождений ничтожны и небольшие; часто руды за-балансовые.

Исходя из сказанного, а также из ряда других фактов, Н. Страхов (1965) делает вывод, что «вулканогенное рудоотложение близко примыкало к действующим вулканическим очагам и

к выходам гидротерм, заканчиваясь обычно в радиусе немногих километров; исключением является кремнезем, накопления которого в виде яшм, по-видимому, происходили в значительно большем радиусе».

Касаясь вопроса о механизме накопления вулканогенных хемогенных пород, Н. Страхов пишет: «Ограниченный набор рудных накоплений около очагов подводного вулканизма имеет причиной либо недостаточную изученность этого генетического типа, и, следовательно, есть явление кажущееся, либо вызывается ограниченностью набора выносимых гидротермами веществ в количествах, достаточных для рудообразования. Мне кажется, что действительная причина скорее первая, чем вторая». С этим выводом нельзя не согласиться. Дело в том, что серьезное изучение хемогенных руд, связанных с вулканическими образованиями, только начинается. До последнего времени буквально по пальцам можно было перечесть как советские, так и зарубежные работы, в которых были даны всесторонние характеристики этого типа месторождений. Поэтому многие особенности их до сих пор не были известны.

Исследования многих авторов, проведенные за последние годы, убедительно показывают, что многие важные особенности вулканогенно-осадочных залежей железа, марганца и других, указанные Н. Страховым, оказываются не такими уже специфичными, как это может показаться с первого взгляда. Приводимые в этой работе примеры из литературы и собственных наблюдений автора свидетельствуют о том, что вулканогенно-осадочные месторождения железа, марганца и других могут быть и пластовыми, и олиговыми и содержать большие запасы полезного ископаемого. Надо оговориться, что вулканогенно-осадочными следует считать не только месторождения, залегающие в вулканических комплексах, но и все месторождения, для которых доказывается вулканический источник вещества, обусловившего их образование. Будут ли это гидротермы, экскальяции или разложение пепла на дне моря — не имеет значения. Ведь известно, что фумарольно-сольфатарные поля нередко занимают большие площади и находятся на значительных расстояниях от вулканических центров (например, «Долина Десяти Тысяч Дымов» на Аляске и Флегрейские поля в Италии).

На дне современных океанов и морей также известно немало выходов гидротерм вне видимой связи с вулканическими очагами. Все это говорит о том, что отсутствие в непосредственной близости от месторождения вулканических комплексов не может еще служить препятствием для объяснения вулканического происхождения вещества этого месторождения, если другими данными доказывается невозможность накопления залежи за счет выветривания.

Наглядным примером такого подхода может служить попытка объяснения генезиса Чиятурского месторождения марганца, данная в этой работе.

Одно из основных положений упомянутого доклада Н. Страхова (1965), касающееся отдаленных вулканогенно-осадочных формаций, также вызывает некоторые возражения. Правда, Н. Страхов не столько отрицает возможность существования этих формаций, сколько справедливо требует, чтобы в каждом отдельном случае была доказана обоснованность такого отнесения. В данной работе мы коснемся лишь некоторых аргументов, которые, по мнению Н. Страхова, необходимы для обоснования наличия отдаленных вулканогенно-осадочных формаций.

Первое положение заключается в следующем: при выдвижении гипотезы о вулканогенном генезисе той или иной железорудной, марганцевой, кремнистой или фосфатной толщи необходимо установить наличие строгого стратиграфического аналога ее в виде накопления лав и туфов, т. е. следует убедительно доказать, что в некотором удалении от предполагаемого вулканогенно-осадочного рудного накопления имело место *строго синхронное* (курсив мой, — Г. Д.) ему подводное вулканическое извержение. Безусловно, можно согласиться с мнением Н. Страхова о необходимости детального стратиграфического анализа положения осадочной рудной залежи и ее параллелизации с разрезами, где предполагается или имеется вулканогенный материал. Но так ли необходимо доказать наличие «строго синхронного подводного вулканического извержения»? Исходя из того, что мы знаем о соотношении вулканических и поствулканических процессов, гидротермальная деятельность интенсивно проявляется именно после прекращения извержений, и поэтому рудное месторождение может быть несколько моложе вулканогенной толщи, с вуланизмом которой связано образование рудной залежи. Приводимые выше многочисленные примеры убедительно показывают, что накопление руд совпадает с периодами затишья вулканической активности.

Второе положение Н. Страхова заключается в том, что состав, структуры и текстуры вулканогенно-осадочных руд и их отдаленных аналогов резко различны; признаки последних не отличимы от признаков обычных нормально осадочных руд. «Поэтому, — говорит Н. Страхов, — казалось бы сторонникам гипотезы отдаленного вулканогенно-осадочного рудообразования следовало показать, что порождает специфические черты достоверных вулканогенно-осадочных руд и как и почему при удалении от вулканических очагов один специфический комплекс сменяется другим. Но этот важнейший вопрос пока не только не изучен, но даже не поставлен».

Как видим, Н. Страхов выдвигает очень важную проблему, заслуживающую детального изучения. Но утверждать, что этот вопрос до сих пор совсем не был затронут, нам кажется, нет достаточных оснований.

Специфичность состава, текстур и структур руд вулканогенного генезиса вызваны рядом хорошо известных причин, некоторые из них отмечал и Н. Страхов (они приведены в вводной части этой работы). Кратко они заключаются в следующем: 1) эпизодичность и огромная быстрота выноса материала вулканическими извержениями, 2) специфичность состава вулканогенного материала, 3) создание специфических физико-химических условий в морской воде (понижение щелочного резерва из-за выделения CO_2 , понижение Eh воды, что способствовало садке силикатов и карбонатов Fe и Mn прямо из воды) и др.

Кроме этих названных Н. Страховым условий, следует учитывать большую роль вулканических эманаций и гидротерм, которые чаще метасоматически замещают породы, выделяя в них рудные компоненты; этим объясняется редкость или отсутствие оолитовых структур в настоящих вулканогенных месторождениях.

Что касается того факта, что признаки так называемых отдаленных вулканогенных рудных залежей не отличаются от признаков нормальноосадочных, то объяснить это очень просто. Чем дальше переносится в морской воде вынесенный из вулканического очага материал, тем больше он попадает в условия, аналогичные тем, в которых образуются нормальноосадочные хемогенные породы и тем меньше влияют на процесс их выделения факторы, характерные для вулканогенного процесса. Именно влиянием факторов чисто морского хемогенного осадконакопления нужно объяснить то положение, что принесенный с вулканических очагов материал дает залежи, совершенно или почти совершенно не отличающиеся от нормальноосадочных образований. Именно этим К. Краускопф (1956) объясняет образование чисто марганцевых месторождений вулканогенного генезиса, когда железо и марганец, вынесенные из очагов растворами, разделяются в процессе переноса; железо осаждается раньше, а марганец может мигрировать на значительные расстояния и образовывать залежи с нормальной слоистостью. Н. Страхов также не раз указывает на разделение вещества, вынесенного из вулканических очагов, в процессе переноса: сначала осаждается железо, потом марганец, а еще дальше кремнезем, согласно их миграционным способностям.

Эти отдаленные вулканогенно-осадочные месторождения по способу образования являются настоящими осадочными. Но в отличие от нормальноосадочных хемогенных пород, для которых материал поставляется реками из областей гумидного выветривания, здесь материал почти целиком приносится с вулканических очагов. Поэтому настоящими вулканогенно-осадочными являются именно эти «отдаленные вулканогенные» формации, которые образовались в результате чисто осадочного процесса, но вещество которых имеет вулканическое происхождение.

4.

О СПОСОБАХ ФОРМИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотрев основные пути приноса вещества вулканогенного происхождения, постараемся теперь указать, какие условия наиболее благоприятны для концентрации рудного вещества. Здесь мы не будем касаться физико-химических условий выделения рудного вещества из магмы или из растворов, хорошо известных благодаря работам Д. Коржинского. Наша задача показать, какую роль могут играть особенности состава и строения самих вулканогенных толщ в рудогенезе.

Роль экранирования. Газо-гидротермы, поднимающиеся с вулканических очагов по трещинам и несущие рудные вещества, могут достигнуть поверхности земли при наземном вулканизме или дна моря в условиях подземных извержений лишь в том случае, когда на пути их миграции не встретятся слои пористых туфов, сильно поглощающих рудоносные растворы, или слой или дайка плотной породы (лавовый покров или наклонная дайка), которые могут преградить путь рудоносным агентам и вынудить их отложить все рудное вещество у их подошвы. Примеров такого экранирования плотными породами известно очень много и на них не будем останавливаться. Укажем лишь один случай из личной практики. В эоценовой геосинклинальной вулканогенной толще западной части Аджаро-Триалетского хребта известны многочисленные площади вторичных кварцитов, содержащих бедную вкрапленность пирита. Наиболее пиритизированной является толща около сел. Цаблана, где на площади около 50 км^2 она изменена по мощности около 200 м. При этом лишь в одном месте, где имеется дайка порфирита, падающая под углом около 20° , у подошвы образовалось довольно крупное гнездообразное скопление почти сплошного пирита. В то же время там, где имелись вертикальные дайки, такого накопления не произошло. Рудоносные растворы, мигрируя по трещинам кверху, изменяют лишь узкую зону вдоль зальбандов, когда трещины проходят через плотные породы: лавы, плотные туфы или субвулканические тела. Но как только трещины достигают слоя более или менее рыхлого туфа, измененная зона сразу расширяется.

Характер пород, через которые проходят гидротермальные растворы, играет важную роль в интенсивности гидротермального изменения, что хорошо видно на конкретном примере, приводимом Керром и другими (Наковник, 1965) из ураноносных алунитовых месторождений Мерисуела в штате Юта, США (рис. 41). Из рисунка ясно, что гидротермы, мигрируя по трещинам вверх через граниты, кварцевые монцониты, биотитовые латиты и другие массивные породы, изменяют в них разной ширины, но всегда лишь узкую полосу по бокам трещины; но, дойдя до слоя туфа, гидро-

термы распиваются широко и изменяют туфовую породу гораздо интенсивнее, в полосе примерно в 5—25 раз шире, чем в плотных породах. Пройдя через слой туфа, в котором гидротермы произвели наиболее интенсивную работу и израсходовали главную часть своей энергии, они уже становятся малоактивными, и измененная зона скоро выклинивается.

Из этого примера видно, что, как мы указывали при характеристике Филизчайского месторождения, пористые породы в виде туфов, брекчий, агломератов, тектонически раздробленных зон могут задерживать гидротермальные растворы и заставить их отложить переносимые компоненты, выполняя таким образом роль экрана. Но, в отличие от экранов плотных, которые ввиду своей непроницаемости задерживают гидротермы и экспансии у своей подошвы, вышеуказанные пористые «экраны» впитывают гидротермы и экспансии, в результате чего отложение растворенных компонентов происходит в самом «экране», а не вне его. Поэтому, быть может, в отличие от экрана задерживающего, их следовало бы назвать экранами поглощающими.

Как же влияют эти разнотипные экраны на формирование пластовых залежей? Если газо-гидротермы, поднимающиеся по трещинам в плотных породах, достигают слоя сравнительно рыхлого туфа, имеющего небольшую мощность, то рудное вещество, пропитывая этот туф или метасоматически его замещая, может дать пластовую залежь соответствующей мощности, интенсивность оруденения в которой будет зависеть от интенсивности приноса рудного вещества. Такого типа образования характерны для Чатахского месторождения, где слои туфа интенсивно замещаются гематитом, в то время как лежащие под ними плотные породы содержат лишь редкие прожилки.

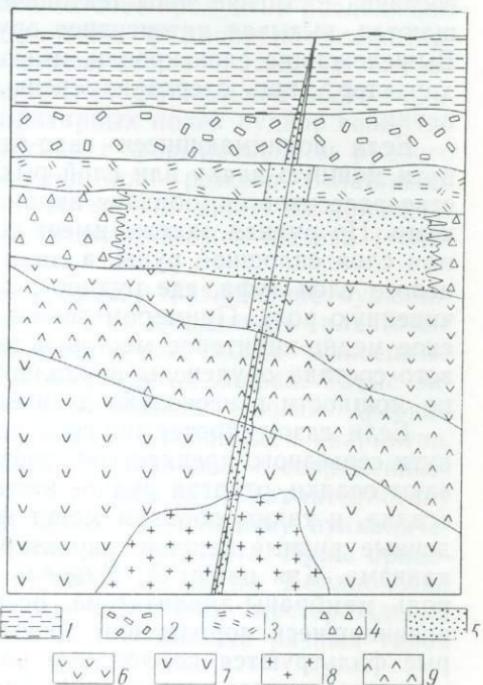


Рис. 41. Мощность гидротермального изменения в разных породах ураноносной площади алюнитовых месторождений в штате Юта. По Керру

1 — красные риолиты; 2 — латиты; 3 — пироксеновые андезиты; 4 — туфы; 5 — измененные породы; 6 — биотитовые латиты; 7 — кварцевые монzonиты; 8 — граниты; 9 — кварцевые монzonит-порфиры

Другим примером может служить описанное выше Филизчайское месторождение, где мощная залежь массивного сульфида железа приурочена к зоне тектонического нарушения, имеющего характер пластовых подвижек. Рудоносные растворы, поступающие по многочисленным трещинам в плотные глинистые сланцы, в настоящее время заполненные рудными прожилками того же состава, достигнув зоны тектонической брекции, полностью поглощаются, вызывая интенсивное оруденение, согласное слоистости. Вышележащие слои кровли, имеющие тот же глинисто-сланцевый характер, лишь слегка изменены, но не несут никакого оруденения.

Если поднимающиеся газо-гидротермы встречают на своем пути мощную пачку или слой рыхлой пирокластики, рудное вещество рассеивается, образуя вкрапленную руду с редкими прожилками. Но рудная залежь имеет тогда вид не нормального пласта или слоя сплошной руды, а лишь в той или иной степени оруднелого слоя туфа, где рудное вещество почти всегда играет подчиненную роль. Примером такого типа может служить Маднеульское медно-пиритовое месторождение в Грузии, где туфы дацитового состава оруднены вкрапленностью пирита и халькопирита по мощности в несколько десятков метров.

Если газо-гидротермальные растворы, не встретив на своем пути серьезного препятствия, достигнут дна моря, то они пропитывают осадки, отлагая рудное вещество, иногда замещая минералы осадка, и таким образом могут формироваться вулканогенно-осадочные рудные залежи, характерные для подводноморского вулканизма. Как пишет А. Кинкель (Kinkel, 1966), осадки играют роль мембранных-диализатора, особенно если это рыхлые туфы, оглинившиеся породы или просто пелитовые осадки, через которые фильтруются коллоидные растворы, золи, суспензоиды. При глинистом составе эти осадки, благодаря большой поверхности их частиц и присутствию алюминия, играют роль активного осадителя рудного вещества из растворов.

На основании всего вышесказанного можно сделать следующие выводы.

1. Под пластовыми залежами вулканогенного газогидротермального генезиса должны находиться зоны, богатые жилами с теми же рудными минералами. И, наоборот, если в каком-либо горизонте толщи найдены многочисленные прожилки и жилы, то есть основание ожидать в верхних горизонтах нахождение пластовой залежи одного из вышеуказанных типов.

2. Если имеется мощный слой или пачки туфов с вкрапленным оруденением, то выше, в том же вулканогенном горизонте, мало шансов ожидать наличие пластовой залежи, заслуживающей серьезного внимания.

3. Пластовые залежи, образовавшиеся за счет растворения в морской воде адсорбированных на пепловых частицах пленок, или за счет гальмиролитического разложения пеплов, не будут

иметь никаких подводящих каналов в виде прожилковой зоны, за- легающей где-то под рудным пластом. Если таковые иногда и встречаются в месторождениях подобного типа, то они, по-види- мому, должны указывать на пути движения рудных растворов не главной, а наложенной минерализации.

4. Аналогичная картина будет наблюдаться и в том случае, когда пластовая залежь образуется за счет продуктов разложения вулканических пород кислыми агентами фумарольно-сольфатарных полей. Разница будет лишь в том, что в последнем случае более резко проявляется зависимость от фациальной обстановки. Поставляемое с фумарольно-сольфатарных полей рудное вещество может дать значительные накопления с формированием рудного слоя лишь в моменты прекращения или резкого ослабления приноса терригенного материала. Это хорошо видно на приведенных в соответствующих главах примерах залежей железа (гематита), марганца и даже сульфидов.

По фумарольно-сольфатарные агенты и разложение вулканических пород кислыми растворами могут образовать пластовые залежи и в условиях наземного вулканизма, когда выносимые вещества отлагаются в кратерных или других озерах. Такие залежи, иллюстрирующие способы образования многих древних месторождений, известны в формациях вторичных кварцитов, среди японских серных месторождений, связанных с современным или недавним вулканизмом. Наиболее детальную характеристику этих месторождений, ясно приуроченных к молодому вулканическому поясу Японии, дает геолог Хирому Мукайяма. Ниже приводим весьма краткую выдержку из этой работы по Каллиокоски (Kalliokosky, 1962), так как на примере этих месторождений хорошо видны пути формирования и соотношение разных типов вулканогенных месторождений.

Японская промышленность вулканической серы в настоящее время добывает из 30 шахт ежегодно 200—240 тыс. т очищенной серы и около 100 тыс. т сульфидов железа. Месторождения являются или метасоматическими, близповерхностными, или осадочными. Большая часть серы добывается из первой группы. Мукайяма делит все месторождения на две группы: 1) образованные на поверхности, куда входят сублимационные, осадочные и серные потоки; 2) подземные метасоматические месторождения.

Интересно, что на четырех месторождениях встречаются промышленные залежи «болотных железных руд»; железо, видимо, было слишком быстро осаждено из источников в окислительных условиях. Осадочные месторождения серы образовались из сольфатар, вытекающих в кратерных озерах, и состоят из смеси серного ила, вулканического пепла и небольшого количества сульфидов железа.

Метасоматические месторождения большей частью состоят из рассеянной самородной серы с меняющимся количеством пирита в измененных вулканических породах. В некоторых месторожде-

ниях пиритовые руды лежат на серных рудах и считается, что пирит образовался путем соединения серы с железом, выщелоченным из окружающих пород. Все месторождения связаны с близповерхностной сольфатарной деятельностью и многие из них встречаются на склонах бездействующих четвертичных вулканов.

Мукайяма указывает, что месторождения были образованы на глубине 200—300 м от поверхности, вероятно, в результате встречи гидротермальных вод с грунтовыми водами. Он считает, что большая часть серы ювелирна; сольфатарная деятельность, по его мнению, была более энергичной у вулканов, которые выбрасывали контаминированную лаву.

Во многих серных месторождениях Мукайяма указывает на наличие очень резкой зональности в измененных породах, имеющую следующий вид: сера—пирит—опал—алунит—каолинит—сапонит. Местами измененная зона расширяется кверху. Изменение пород заключается в выщелачивании разных элементов, с оставлением после себя опала и образованием пирита и марказита, с некоторым количеством барита в зонах силицификации и карбоната во внешней зоне изменения. Реальгар и аурипигмент являются подчиненными компонентами некоторых месторождений.

Приведенная характеристика японских серных месторождений во многом напоминает условия расположения серы сульфидов болотных железных руд, описанных И. Калугиным (1967). А главное, на этих примерах хорошо видны пути и способы формирования сульфидных залежей разных геологических периодов, обязанных своему происхождению синхронному вулканизму. По-видимому, как и в современных месторождениях, сульфидные залежи формировались не всегда сразу, а вначале отлагалась сера, которая постепенно взаимодействовала с железом, имеющимся в осадке и приносимом из областей кислого выщелачивания, с образованием мощных сульфидных тел. Характер изменения пород вокруг серных месторождений также совершенно аналогичен картине, описанной Н. Наковником (1965) для многих районов развития формации вторичных кварцитов.

5.

О СВЯЗИ ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С ОПРЕДЕЛЕННЫМИ ТИПАМИ ЛАВ

Нередко исследователи, отмечающие несомненную парагенетическую связь между вмещающими оруденение вулканическими породами и рудой, ставят вопрос: образовалась ли руда из этих самых вулканических пород или обе — и породы и руда — являются продуктами одного магматического источника? Такая постановка вопроса вряд ли оправдана. Дело в том, что конкретный лавовый поток или покров никогда не может выделить такого

количества вещества в виде экспансий, чтобы образовать сколько-нибудь серьезную залежь, в лучшем случае может образовать лишь слабую вкрапленность в вышележащем слое туфа. Настоящее рудообразование может быть связано лишь с восходящими газо-гидротермальными растворами, которые исходят из тех же магматических очагов, что и вулканические породы.

Почти все исследователи, касающиеся этого вопроса, отмечают, что источники газо-гидротерм, играющие ведущую роль в вулканогенном рудогенезе, являются глубинными, связанными с вулканическими очагами (Смирнов, 1965; Набоко, 1965; Щерба, 1965; Котляр, 1965; Фаворская, 1965). Иначе говоря, основные массы газо-гидротерм исходили из тех же очагов, из которых питались сами вулканические извержения.

Что касается характера магм, с которыми чаще связаны вулканогенные месторождения, то, как видно из приведенных конкретных примеров зарубежных и советских месторождений железа, марганца и сульфидов, они всегда встречаются в ассоциации с кислыми эфузивными породами. Это признает большинство исследователей. Лишь Л. Формозова (1962) считает, что вулканогенные месторождения железа связаны только с основными породами. Даже тогда, когда рудные залежи приурочены к основным спилито-диабазовым толщам, всегда устанавливается их связь с горизонтами кислых лав или туфов. Конечно, могут быть исключения из этого правила, но они объясняются или приносом железа из областей фумарольно-сольфатарного разрушения основных вулканогенных пород, или наличием оруденения в основных породах, но газо-гидротермы, вызвавшие оруденение, исходят из очагов кислого вулканизма.

Характер вулканизма в геосинклинали меняется не только во времени, т. е. с развитием геосинклинали (известны доорогенная, синорогенная и посторогенная стадии магматизма), но и в пространстве. Автором на примере Грузии (Дзоценидзе, 1948), а позже на примере всего Кавказа (Дзоценидзе, 1964, 1966₂) было показано, что в разных частях эвгеосинклинали вулканизм имеет разный характер: если в центральной части преобладают спилито-порfirитовые лавово-пирокластические серии, в смежных сланцевых зонах в это же время формируется их силловая фация в виде диабазов; периферийные, смежные со срединным массивом части местами становятся ареной субщелочного и даже щелочного калиевого вулканизма, а сами срединные массивы локально покрываются щелочными натриевыми сериями пикрит-базальт — трахит-фонолитового состава; в передовых прогибах формируются дацит-альбитофировые толщи. Во времени же наиболее характерным событием является появление в период фазы складчатости кислых эфузивов. Последние две толщи наиболее интересны в отношении рудоносности. Как показали исследования Г. Твалчрелидзе (1961) и Г. Дзоценидзе и Г. Твалчрелидзе (1965), каждая из фаз и фаций геосинклинального магматизма имеет свою

металлогению (изложение металлогенических схем не входит в задачу данной книги).

Интересный пример связи оруденения с вулканизмом и его изменения с изменением характера последнего приводит З. Поуба (Pouba, 1966), который показал, что в Богемском массиве центры вулканической активности мигрировали от центральной части массива к его периферии. При этом с вулканизмом каждого возраста связана своя минерализация: 1) подводные протерозойские вулканиты в Центральной зоне Богемского массива (главным образом порфириты и спилиты или их метаморфические эквиваленты) сопровождаются месторождениями железа и марганца; в западной части этой зоны, в области Баррандиена — Железногорска, встречаются сульфиды железа (пирит, пирротин); в области Восточных Судет, где протерозойские породы регионально метаморфизованы, железо накапливалось в форме окислов (гематит, магнетит), а в центральной части этой же зоны имеются месторождения марганца, которые располагаются согласно среди пиритов, указывая тем самым на их одновременное происхождение; 2) в северной периферической части Богемского массива к верхнепалеозойским образованиям приурочены медные месторождения; 3) на северо-западной периферии с третичными вулканическими породами ассоциируются месторождения барита и флюорита.

Но почему с одними вулканогенными толщами бывают связаны одни полезные ископаемые, а с другими — другие? В задачу данной книги не входит рассмотрение большого вопроса о рудной специализации магм, геологоструктурные и петрологические аспекты которой освещены в работах В. Коптева-Дворникова, М. Руб и Е. Шаталова (1965), Ф. Шипулина (1965), М. Фаворской (1965) и др. Здесь коснемся лишь одной стороны этого вопроса, геохимической, которая была затронута автором ранее (Дзоценидзе, 1945, 1965₁).

В свое время, изучая мезо-кайнозойские вулканогенные формации Грузии и смежных республик Закавказья, автор обратил внимание на странное на первый взгляд явление, заключающееся в том, что к широко распространенной мощной спилито-порфириевой толще среднеюрского возраста приурочено абсолютное большинство баритовых месторождений Закавказья. Эта толща распространена вдоль сланцевой зоны южного склона Большого Кавказа, начиная от Черного моря и до Восточной Грузии, затем толща, пересекая Грузинскую глыбу (Срединный массив), переходит в пределы Малого Кавказа, где также образует мощную толщу, протягивающуюся на сотни километров. И на всем этом протяжении в ней встречаются баритовые жилы, в большинстве имеющие промышленное значение и успешно эксплуатирующиеся в течение многих десятков лет. Вместе с тем широко распространенные на Малом Кавказе эвгеосинклинальные палеогеновые вулканогенные толщи, почти рядом с юрскими сериями, совершенно

не содержат баритовых месторождений, хотя по петрографическому составу они почти не отличаются от юрских толщ.

Для объяснения этого явления мы попытались использовать мнение В. Гольдшмидта (1938) о том, что рассеянные в магме элементы, не способные к созданию собственных решеток, захватываются теми выделяющимися из магмы породообразующими минералами, расстояния решетки которых соответствуют ионному радиусу данного рассеянного элемента. Если же таких решеток нет, то рассеянные элементы, не находя подходящего минерала-хозяина, не входят в состав кристаллизующейся магмы и остаются в постмагматических продуктах, обогащая их. Если в первом случае магматические породы будут содержать нормальные кларковые количества данного рассеянного элемента, то во втором он будет присутствовать в магме в количестве, гораздо ниже кларкового.

Барит, как известно, не образует собственных минералов в магматических породах; бариевые полевые шпаты — цельзиан и гиалофан — появляются лишь в постмагматической фазе в экзоконтактах остывающих магматических тел. В магматических породах барий может входить лишь вместе с полевыми шпатами, изоморфно замещая калий. Ионные радиусы калия и бария очень близки (соответственно 1,33 Å и 1,35 Å), поэтому барий в виде изоморфной примеси может входить лишь в состав калишпатов. Но так как среднеурские породы Кавказа бедны калием (содержание K₂O в них колеблется от следов до 1%), то они соответственно бедны и барием. Прямо пропорциональную зависимость бария и калия для разных серий пород подтверждают и С. Нокколдс и Р. Аллен (1958).

Таким образом, бедность среднеурских пород барием обуславливает богатство им постмагматических продуктов и этим объясняется исключительная приуроченность баритовых месторождений именно к среднеурской формации. Аналогичная эоценовая вулканическая формация Малого Кавказа не содержит месторождений барита. Вышеприведенный механизм легко объясняет и этот факт. Дело в том, что среднеэоценовые порфиры богаче калием, чем среднеурские: обычно в них содержание K₂O доходит до 2% и выше; в основной массе в них появляется калишпат, который иногда образует кайму вокруг фенокристаллов плагиоклаза. В этих условиях содержание бария в них повышенено и колеблется от 0,04 до 0,15%. Как видно, почти весь имеющийся в эоценовой магме барий изоморфно был захвачен калишпатом, а в остаточные постмагматические продукты перешло лишь незначительное количество его. Барий проявляется местами в виде жильного барита в медно-полиметаллическом оруденении или в жеодах вместе с цеолитами.

Аналогичная закономерность наблюдается и для марганца. В. Вернадский (1934) и А. Ферсман (1939) указывали, что в магматических породах — ни в плутонических, ни в вулканических —

не встречается первичный минерал марганца. Он может входить лишь в виде изоморфной примеси в разные силикаты, изоморфно замещая магний и железо. Поэтому породы, бедные темными силикатами, содержат пониженное по сравнению с кларком количество марганца, и наоборот. Соответственно постмагматические продукты пород первой группы должны быть богаче марганцем, а вторых — беднее.

Мезо-кайнозойский магматизм Закавказья служит хорошим доказательством приведенного выше правила. Так, например, среднеюрская вулканогенная толща Закавказья, о которой уже говорилось выше в связи с барием, содержит повышенные кларковые количества MnO; при кларке 0,1 в породах байоса наблюдается содержание MnO 0,2—0,5%. В этой толще нигде во всем Закавказье не отмечено не только месторождений, но даже заметных проявлений марганцевого оруденения.

Противоположную картину показывает верхнемеловая вулканогенная толща, распространенная вдоль северной периферии Малого Кавказа. Она состоит из альбитофиров, дацитов, небольшого количества андезитов и их пирокластолитов. Содержание в них MnO колеблется от следов до 0,05%, т. е. гораздо ниже кларкового содержания (Азизбеков, 1947; Дзоценидзе, 1948). Именно с этими породами в Грузии, Азербайджане и Армении связаны месторождения и проявления марганца (Асланян, 1958).

Аналогичное явление описано нами и для палеогеновых вулканогенных образований Южной Грузии, где породы толщи дацитов и их туфов характеризуются низким содержанием MnO — от следов до 0,05%. С этой толщей также связаны месторождения и проявления марганца.

Вместе с тем эоценовые вулканогенные толщи малокавказских геосинклиналей, которые в отношении баритоносности были противоположны среднеюрской вулканогенной серии, по содержанию марганца вполне аналогичны с ней. Как и в породах юры, в эоценовых порфириях содержание MnO колеблется от 0,15 до 0,5%. Поэтому с ними, как и со средней юрой не связаны проявления марганца.

Но картина должна измениться, как только в этих же геосинклиналях mestами появляется средне-верхнеэоценовая субщелочная серия, представленная преимущественно трахитами; в них содержание MnO колеблется от следов до 0,04, реже 0,06% (Дзоценидзе, 1948; Абоян и др., 1962). Если из имеющегося в эоценовой магме марганца захвачено породами такое небольшое количество его, то постмагматические продукты должны быть обогащены им. Вот почему мы и считаем, что гидротермы, играющие ведущую роль в формировании Чиятурского месторождения, должны были быть связаны с этой трахитовой формацией, которая довольно близко примыкает к Чиятуре.

Хороший пример аналогичного поведения марганца дают ордовикские отложения Южного Урала и Мугоджар. По мнению

А. Гаврилова (1967), марганец в ордовикских отложениях Южного Урала и Северных Мугоджар первоначально находился в кремнистых или пирокластических осадках в рассеянной форме. Высокие концентрации возникли в результате его стягивания в диагенезе, т. е. руды являются седиментационно-диагенетическими. Общее обогащение ордовикских пород марганцем Гаврилов объясняет растворением адсорбированного на поверхности пепловых частиц марганца, а образование рудных накоплений — выносом этого элемента подводными гидротермами.

Сравнивая эти месторождения с девонскими марганцевыми рудами Башкирии, также приуроченными к вулканогенным отложениям, А. Гаврилов не соглашается с мнением Н. Хераскова о генетической связи рудопроявления с развитием альбитофирового вулканизма и считает, что, согласно И. Хворовой, в Южном Урале и Мугоджахах кремнезем и марганец накопились в осадках в поствулканический, фумарольный этап непосредственно после завершения эфузивной деятельности — формирования диабазов и спилитов.

С таким выводом трудно согласиться. Как видно из химических анализов эфузивных пород, приводимых А. Гавриловым (1967, стр. 38), диабазы содержат повышенное количество MnO — от 0,54 до 2,53 %. Но, как указывает сам А. Гаврилов, гидроокислы марганца явно вторичные: они или выполняют миндалины, или образуют псевдоморфозы по плагиоклазам и пироксенам, встречаются в виде сгустков в интерстициях и выполняют тонкие трещины.

Соглашаясь с мнением И. Хворовой о приносе марганца в фумарольной стадии, следует уточнить, что лишь фумаролы и гидротермы, связанные с поствулканической деятельностью альбитофирового вулканизма, могли быть обогащены марганцем. Как показывают анализы, в альбитофирах содержание MnO находится в пределах 0,03—0,08 %, т. е. гораздо ниже кларковых. Именно этот марганец, который не был уловлен в породах, и обогащает поствулканические продукты и вызывает формирование месторождений и проявлений марганца. С этим же процессом связано появление вторичного марганца и в диабазах, а не наоборот.

Нам кажется, что есть основание поведение бария и марганца считать общей закономерностью для всех малых и рассеянных элементов магмы и выразить ее в виде следующего правила: если какой-либо элемент рассеян в породах данной формации и создает кларковые или повышенные кларковые содержания, то этого элемента будет мало в постмагматических продуктах данной фазы магматизма, и наоборот. Это вполне логичный вывод и его можно подтвердить многими примерами. Так, например, А. Беус (1959) показал, что щелочные горные породы, содержащие относительно высокий процент берилля, как правило, не сопровождаются сколько-нибудь значительными его постмагматическими концентрациями. Кроме того, Беус указывает, что для гранитов, отли-

чающихся существенно повышенным содержанием берилля, образование бериллиеносных пегматитов не характерно. Из этих примеров также ясно, что рассеяние берилля в материнских породах не способствует его концентрации в пегматитовых образованиях.

То же правило справедливо и для олова. Правда, приводят примеры, когда граниты, с которыми связаны оловянные месторождения, содержат рассеянный кассiterит. Но, при этом далеко не всегда ясно показано, является ли этот рассеянный кассiterит первичным магматическим минералом или же он появляется в постмагматической фазе в результате тех процессов, которым обязано своим происхождением и само месторождение олова. Это мнение подтверждают наблюдения В. Барсукова и Л. Павленко (1956), которые указывают, что в большинстве случаев неизмененные граниты не содержат акцессорного кассiterита: он встречается лишь в измененных мусковитизированных гранитах.

Во всяком случае, это интересный вопрос, которому необходимо уделить больше внимания.

6.

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, СВЯЗАННЫХ С ВУЛКАНИЗМОМ

Приведенный в предыдущих главах материал по конкретным месторождениям железа, марганца, сульфидов, соображения о путях приноса вещества из разных вулканических источников, о способах формирования вулканогенных месторождений ясно указывают на большое разнообразие как процессов вулканогенного рудообразования, так и формирующихся в результате их месторождений. Поэтому предложенное Г. Шейндерхёнем (1958) для всех месторождений, связанных с вулканализмом, название «экскальационно-осадочные» никоим образом не может отразить все разнообразие как процессов, так и продуктов вулканогенного рудогенеза.

Это несоответствие отмечают многие авторы, которые вместе с тем указывают на трудность выделения разных генетических типов вулканогенных месторождений ввиду часто большого сходства между ними. К примеру можно привести высказывания по этому вопросу В. Домарева и З. Образцовой (1967):

1) никакая гипотеза генезиса колчеданных месторождений не может быть признана удовлетворительной, если она не объясняет характерной приуроченности оруденения к эфузивно-осадочным толщам типа спилито-кератофировых формаций; эта приуроченность проявляется в образованиях различного возраста и различных регионов вне зависимости от наличия или отсутствия в по-

следних интрузивов и от их количества, состава, разнообразия и других особенностей;

2) вполне естественно предположить, что колчеданные залежи могут возникать в различных условиях и среди них можно выделить несколько генетических групп (приводятся три группы, выделенные В. Смирновым); однако все месторождения типа колчеданных залежей имеют такое обилие сходных черт, что отнесение конкретных объектов к какой-либо из этих групп почти всегда оказывается дискуссионным;

3) материал, выносимый рудными эманациями из субвулканических очагов, мог отлагаться не только в придонных эффузивных или осадочных образованиях или из вод бассейна, но также в проникаемых породах на пути своего подъема. Поэтому название «вулканогенно-осадочные» не вполне отражает происхождение некоторых конкретных объектов и, возможно, к ним лучше применить название «вулканическо-гидротермальные» или какое-нибудь другое.

Эти рассуждения авторов мы вполне разделяем, но дальше они приходят к выводу, противоречащему их суждениям. Исходя из того, что отнесение многих месторождений к той или иной группе часто остается дискуссионным, они считают целесообразным сохранить для них какое-то обобщающее классификационное название, которое в известной мере будет условным, они и предлагают такое обобщающее название: «эксгальянно-осадочное» или «вулканогенно-осадочное».

Таким образом, В. Домарев и З. Образцова пришли к тому, что критикуемое ими наименование является самым целесообразным. Вряд ли с этим можно согласиться, но об этом скажем ниже.

Как пример сложности определения генезиса вулканогенных месторождений можно привести колчеданные залежи Урала, которые многие авторы, в том числе детально их изучавшие С. Иванов и В. Логинов (1965), относят к вулканогенно-осадочным и считают синхронными с вмещающими вулканогенными толщами, исходя из многих фактов, и, в первую очередь, из наличия обломков оруденелых пород в слоях кровли рудной залежи. Вместе с тем М. Бородаевская (1965), известный специалист по колчеданным месторождениям и большой знаток, в частности, уральских колчеданных залежей, считает, что медноколчеданные месторождения Урала во времени значительно оторваны от вмещающих их вулканогенных образований, которые до начала рудоотложения были смяты в складки, разорваны дизъюнктивными нарушениями и пересечены зонами рассланцевания.

Но особенность некоторых вулканогенных месторождений именно в том и заключается, что в одном и том же рудном районе можно найти признаки и сингенетичности, и эпигенетичности оруденения с вмещающей вулканогенной толщей. Пластовая залежь, сформировавшаяся на дне моря, в большинстве случаев сопровождается нижней частью, где господствует прожилково-вкрапленное

оруденение, безусловно эпигенетичное с вмещающими породами, но сингенетичное с вулканизмом, давшим вмещающую толщу; это так называемые субвулканически-гидротермальные фации (по Смирнову, 1965 и другим авторам) вулканогенно-осадочных залежей, представляющие собой пути движения рудоносных газо-гидротерм. Чем глубже мы прослеживаем эти прожилково-вкрапленные зоны, тем больше будет отличаться по возрасту руда от вмещающих пород. В отдельных благоприятных случаях обнаженности видно, что эти прожилково-вкрапленные зоны переходят вниз в другую вулканогенную толщу, на которой рудоносная формация располагается с несогласием. При таком подходе кажущиеся сложности в выяснении генезиса месторождения, связанного с вулканизмом, сравнительно легко можно преодолеть.

Анализ условий генезиса вулканогенных месторождений отдельных регионов часто дает ценный материал для размышлений о типах рудопроявлений данной группы. Наглядным примером этого может служить Казахстан, среди многочисленных вулканогенных месторождений которого Г. Щерба выделяет четыре типа: 1) вулканогенные, 2) вулканогенно-осадочные, 3) гиповулканогенные, 4) послевулканические (Щерба, 1965).

Вулканогенными Г. Щерба считает месторождения и рудопроявления, синхронные с давшими их вулканическими процессами, среди них выделяет четыре подтипа: а) экскальационные, б) экскальационно-метасоматические, в) эруптивные, г) лавовые. Первые два подтипа не требуют особых пояснений, только не совсем понятно, почему отождествляются экскальационно-метасоматические с гидротермальными: ведь экскальационные процессы рудоотложения тоже могут сопровождаться метасоматозом, независимо от гидротерм, и, наоборот. Быть может, Г. Н. Щерба имеет в виду процессы совместного воздействия газов и гидротерм, которые за последнее время называются газо-гидротермальными. Эруптивными Г. Щерба считает трубки взрыва (в том числе алмазоносные). К лавовым же он относит рудопроявления, формирующиеся в лавовых потоках и экструзиях за счет рудных компонентов самих лав, которые могут образовать сегрегации и вкрапленность самостоятельных минералов или выполняют миндалины.

Второй тип вулканогенно-осадочных месторождений возникает на некотором удалении от центров вулканизма, на дне водных бассейнов, но рудные компоненты приносились опять экскальциями и гидротермами. Таким образом, этот тип отличается от первого «вулканогенного» лишь местом рудообразования, которым является дно моря; время образования здесь также совпадает с вулканизмом, а агенты, приносящие рудные компоненты, здесь в основном те же, что и в первом типе, т. е. экскальации и гидротермы.

Третий тип — гиповулканогенные месторождения, по Г. Щербе, включает минерализацию, связанную с глубокими очагами вулканизма и во времени совпадающую с фактическим прекращением

активной фазы вулканической деятельности и окончанием формирования субвулканических тел; в глубоких очагах вулканизма магма, постепенно кристаллизуясь, освобождала рудные компоненты, которые выносились вдоль разработанных путей далеко в области вулканических аппаратов или концентрировались в экзоконтактах затвердевшей интрузии.

Четвертый тип — послевулканические месторождения — связан с законсервированными промежуточными очагами вулканизма, проявившими активность после вулканической деятельности под влиянием нового усиления тектонических движений; иногда они отделены от предыдущего вулканизма фазой складчатости.

Полностью поддерживая идею Г. Щербы о необходимости разработки детальной генетической классификации вулканогенных месторождений и особенно их связи с разными фазами и формами проявления вулканического процесса, вместе с тем следует заметить, что читателю будет трудно, если не невозможно, отличить его третий и четвертый типы друг от друга. В работе, в которой изложены эти идеи, Г. Щерба дает схему предлагаемой им классификации некоторых месторождений Казахстана, связанных с вулканизмом (Щерба, 1965, стр. 84—85). Из этой схемы видно, что никакой принципиальной разницы между гиповулканогенными и послевулканогенными типами нет: и вмещающие структуры, и глубина формирования, и форма магматических тел, и состав пород, и форма рудных тел, и даже состав основных, ведущих рудных компонентов (колчеданы, медь, полиметаллы) для обоих типов совершенно одинаковы. Тогда как же отличить их друг от друга? Лишь только по возрасту будет трудно, так как мы не всегда можем быть уверены, что оруденение, приуроченное к более молодым толщам, не связано с более поздним, новым проявлением вулканизма. Поэтому вряд ли есть необходимость отделять эти два типа друг от друга, поскольку оба легко умещаются в субвулканически-гидротермальном типе В. Смирнова (1965).

В. Котляр (1965) и М. Фаворская (1965), одними из первых обратившие серьезное внимание на вулканогенное рудообразование, предложили в основу классификации положить геотектонический принцип. На этой основе В. Котляр, аналогично М. Фаворской, выделяет следующие четыре крупные геотектонические области и группы месторождений, приуроченных к ним:

А. Месторождения ранних геосинклинальных прогибов в связи со спилито-кератофировыми, порфировыми и кремнисто-яшмовыми формациями

Рудные формации

- | | |
|--|--|
| I. Вулканогенно-осадочные, субмаринные | Кремнисто-железорудная
Кремнисто-марганцевая
Колчеданная |
|--|--|

II. Гидротермальные		
1. Жерловые	Колчеданная	
2. Вулканокупольные	Колчеданно-полиметаллическая	
3. Субвулканические	Баритовая	
	Медно-цеолитовая	
B. Месторождения позднегеосинклинальных складчатых зон, сложенных порфировыми формациями		
I. Эксграляционно-гидротермальные аэральные и субаэральные		Мышьяковая (реальгаровая)
II. Гидротермальные		
1. Кальдерные и вулканокупольные	Молибденит-смолковая, мышьяково-смолковая, медно-висмуто-смолковая	
2. Жерловые	Золоторудная (типа Белой горы)	
	Полиметаллическая (типа Трепчи)	
3. Субвулканические	Меднопорфировая высокоглиноземистая	
4. Эффузивно-интрузивные порфировые	Вольфрамовая (антимонит-ферберитовая)	
5. Эффузивно-интрузивные гипабиссальные		
B. Месторождения вулканических поясов неогеосинклинальных и активизированных зон глубинных разломов, представленных порфировыми формациями основного, среднего и кислого состава		
I. Эксграляционные и эксграляционно-гидротермальные	Самородной серы, ртутная опалитовая, мышьяковая (реальгаровая)	
II. Вулканогенно-осадочные	Борная	
III. Гидротермальные		
1. Кальдерные	Ртутная, флюоритовая,	
2. Жерловые	Урановая (типа Мерисвелл и Хопи), оловорудная (типа Боливия)	
	Золото-серебряная, серебряная (мексиканский тип)	
3. Субвулканические	Медно-турмалиновая бериллиевая (берtrandитовая)	
4. Эффузивно-интрузивные порфировые		
5. Эффузивно-интрузивные гипабиссальные		
G. Месторождения платформ, связанные с трапповой и другими формациями		
I. Магматические		
1. Жерловые	Алмазоносная кимберлитовая	
2. Субвулканические трещинные в связи с субщелочными интрузивами	Апатит-магнетитовая (тип Кирнуны)	
II. Послемагматические		
1. Жерловые и жильные в трапах	Железорудная магнетитовая (тип ангоро-илимский)	
2. Жерловые в связи с щелочными ультраосновными породами	Редкометальная карбонатитовая	
3. Субвулканические жильные в различных породах	Золото-халцедоновая (тип Балея)	

Как видим, схема классификации В. Котляра достаточно детальна и может служить базой для дальнейшей разработки этого вопроса. Что касается самой основы схемы Котляра, то по существу здесь выделяются две большие группы: 1) геосинклинальные и 2) платформенные. Группа «Б» представляет собой месторождения складчатых зон, и слово «позднегеосинклинальное» в данном случае лишнее. Внутри этих групп по способу формирования во всех случаях выделяются три типа: экскавационные, гидротермальные и вулканогенно-осадочные. Если первые два типа являются естественными, то третий явно не может стоять рядом с ними. Ведь вулканогенно-осадочные месторождения могут образоваться и экскавационным, и гидротермальным, и иным указанным выше путем. Гидротермальный тип в свою очередь делится на пять фациальных групп, среди которых находятся и субвулканические. Но, строго говоря, ведь и «эффузивно-интрузивные порфировые» и «эффузивно-интрузивные гипабиссальные» тоже относятся к субвулканическим!

В этом смысле более емкими являются предлагаемые В. Смирновым (1965) две группы месторождений, связанных с вулканизмом: 1) субвулканические гидротермальные месторождения, сформированные на путях подъема газо-гидротермальных потоков, исходящих из глубинных магматических очагов, 2) осадочно-вулканогенные, образованные теми же газо-гидротермальными потоками, достигшими дна моря. Последние имеют ряд специфических черт; но, как указывает В. Смирнов, после погребения под туфами и лавами они могли испытать на себе воздействие постумных газо-гидротермальных растворов и приобрести черты сходства с первыми.

Изложенные выше соображения о генезисе вулканогенных месторождений дают основание предложить нижеприводимую схему их классификации, сущность которой заключается в следующем.

Все разнообразные рудопроявления, связанные с разными сторонами вулканических явлений, следует называть вулканогенными месторождениями или рудопроявлениями. Это термин простой и понятен даже без специального пояснения.

Вулканогенные месторождения и рудопроявления можно разбить на четыре большие группы: 1) наземно-вулканогенные, 2) подводно-вулканогенные (субмаринные), 3) вулканогенно-осадочные и 4) субвулканические.

К наземно-вулканогенным относятся все месторождения, формирующиеся под действием экскавации и гидротерм в субаэральных или субаквальных условиях (в озерах или болотах вулканических областей) на поверхности земли или в близповерхностных областях на вулканические породы путем как их замещения, так и выполнения трещин, пустот, образования вкрапленности, гнезд, линз, а при замещении определенного благоприятного слоя и слоистых залежей.

Перенос продуктов фумарольно-сольфатарного разложения вулканических пород и их отложение в озерах и других депрессиях может создать тип месторождения, очень похожий на подводно-вулканогенные месторождения. Отличить их друг от друга можно лишь установив пресноводный характер толщи, вмещающей полезное ископаемое.

Подводно-вулканогенные (субмаринные) месторождения образуются в условиях выхода экскаваций и гидротерм на морское дно, где рудное вещество, осаждаясь химически или взаимодействуя с осадком, естественно дает залежь пластового типа. Так же, как и в случае наземно-вулканогенных, под пластовым телом должны существовать прожилковые и вкрапленные рудопроявления, указывающие на пути движения рудоносных газо-гидротерм.

В вулканогенно-осадочных месторождениях рудное вещество имеет вулканическое происхождение и приносится одним из ука-

Таблица 17

Схема классификации вулканогенных месторождений и рудопроявлений

Группа месторождений и рудопроявлений	Источники вещества для рудообразования
Наземно-вулканогенные Субаэральные Субаквальные	Экскавации Гидротермы Смешанные газо-гидротермальные процессы Фумарольно-сольфаторное разложение вулканических пород с выносом компонентов и отложением их в трещинах и порах пород, в озерах и других депрессиях вулканических областей
Подводно-вулканогенные (субмаринные) Пласти и линзы, образующиеся на дне моря	Экскавационно-гидротермальные процессы Растворение адсорбированных на пирокластике веществ Разложение пирокластики под действием морской воды Фумарольно-сольфаторное разложение вулканических пород с выносом компонентов в море
Вулканогенно-осадочные	Вещество приносится одним или несколькими вышеуказанными способами, но отлагается на значительном удалении от области формирования вулканогенной толщи в нормальноосадочной обстановке
Субвулканические	Газо-гидротермы вулканических очагов, отлагающие рудное вещество на путях своего подъема к поверхности

занных выше путей, но отлагается это вещество чисто осадочным путем, вдали от вулканических центров и без примеси пирокластического материала. Это те месторождения и формации, которые Н. Шатский называл отдаленными вулканогенными формациями.

Субвулканические месторождения связаны также с вулканическими очагами, но формируются на определенных глубинах от поверхности земли или морского дна за счет газо-гидротерм, которые отлагают рудное вещество значительно раньше достижения поверхности. Это, по В. Смирнову, месторождения, образующиеся на путях подъема газо-гидротермальных потоков, т. е. прожилковые и вкрапленные рудопроявления, обычно обнаруживаемые под двумя первыми группами вулканогенных месторождений. Субвулканические рудопроявления как под наземными, так и под субмаринными месторождениями не будут, естественно, отличаться друг от друга. В обоих случаях могут наблюдаться переходы от поверхностных и подводно-вулканогенных рудных образований к субвулканическим, и это будет лучший способ отличить эти два типа субвулканических образований друг от друга (табл. 17).

7.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ МАТЕРИАЛ В МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТОЛЩАХ

Вулканогенно-осадочные толщи играют большую роль не только в палеозойских и более молодых геосинклинальных формациях. Как показывают исследования последних лет, и докембрийские метаморфические серии часто содержат большое количество вулканического материала и нередко представляют собой типичные вулканогенно-осадочные формации эвгеосинклиналей, метаморфизованные в разной степени. Поэтому детальное петрографическое изучение докембрийских метаморфических образований и выявление в них вулканического материала, установление его характера, роли и места в сложении толщи надо считать важной задачей, так как по наличию или отсутствию и по характеру вулканического материала довольно легко можно определить геотектоническую обстановку образования соответствующей метаморфической формации.

А. Сидоренко и О. Лунева (1961) впервые указали, насколько важно детальное литологическое изучение метаморфических толщ для выяснения обстановок бассейнов, в которых они отлагались, и восстановления палеогеографической картины эпохи их образования. Они на богатом фактическом материале по метаморфическим толщам Кольского полуострова показали, что в этих породах основные признаки осадочных пород — характер слоистости, структура, состав, текстурные особенности поверхностей напластования — сохраняются в достаточной степени для того, чтобы по ним можно было бы восстановить обстановку отложения.

Авторы отмечают также широкое участие вулканического материала в сложении метаморфических толщ. Так, например, в изученной ими свите имандра-варзуга на полуострове Монче продукты основного геосинклинального вулканизма играют существенную роль, и свиту надо считать типичным представителем вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций. Схематический разрез этой свиты, по А. Сидоренко и О. Луневой, имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Эффузивно-тuffогенно-осадочная толща с конгломератами и брекчией в основании, венчающаяся пачкой темных зеленовато-серых хлорит-кварцевых тонкослоистых сланцев.
2. Кварциты и хлорит-кварцевые сланцы с подчиненными прослойями карбонатных пород, залегающие на размытой пологоволнистой поверхности хлорит-кварцевых сланцев предыдущей толщи.
3. Диабазы, мандельштейны, их туфы, туффиты с прослойями хлорит-кварцевых сланцев.
4. Кварциты и хлорит-кварцевые сланцы с подчиненными пластами карбонатных пород.
5. Основные эффузивы и их туфы.

Мощность первых четырех толщ около 800—1000 м, из них на собственно вулканический материал приходится 400—600 м. Пятая же толща имеет мощность 800 м. Следовательно, преобладающую роль в разрезе (около 75—80%) играют вулканические образования.

Авторы также приводят (по данным Р. Борукаева) результаты подсчета роли осадочных и вулканических толщ в метаморфических формациях допалеозоя и нижнего палеозоя Казахстана. Из этих данных видно, что из общей мощности 8512 м кварцитовой толщи Майкайн-Экибастузского антиклинория (ерементауская и телеспольская толщи) на долю лав и пирокластов приходится почти 2600 м, т. е. около 30%.

Р. Борукаев (1955) справедливо указывает, что в Казахстане нижнепротерозойские осадки формировались в условиях геосинклинального режима, когда осадконакопление сопровождалось подводным вулканизмом различной интенсивности в разных стадиях развития геосинклинали; продукты этого вулканизма представлены лавами и пирокластами основного состава.

Детальное изучение петрологии Украинского кристаллического массива позволило Ю. Ир. Половинкиной (1954) восстановить картину последовательности магматических явлений в ходе его тектонического развития. Автор выделяет всего три тектоно-магматических процесса: 1) нижнеархейский, 2) верхнеархейский, или нижнепротерозойский, 3) верхнепротерозойский. В каждом процессе имеются свои эффузивные образования, соответствующие доорогенной стадии развития геосинклинали (Ю. Ир. Половинкина называет ее «геосинклинальным» этапом), представленные интенсивно метаморфизованными вулканогенными образованиями основного ряда в виде амфиболитов, пироксен-плагиоклазовых

гнейсов, зеленокаменных пород и тальковых сланцев. В схемах Ю. Ир. Половинкиной вызывает, с нашей стороны, возражение отнесение диабазов к посторогенным стадиям и интрузивным образованиям. Диабазы, как правило, являются образованиями доорогенной стадии геосинклинального вулканизма, представляя собой лишь силловую или жильную фацию основных порфиритов и спилитов (спилитовые диабазы).

Более детальную петрографическую характеристику многих разрезов метаморфических толщ Украинского кристаллического массива дали украинские геологи Н. Половко, А. Манухина, В. Ладиева, Г. Журов под руководством Н. Семененко. Они также установили большое развитие туфогенно-осадочных и вулканогенно-осадочных толщ в метаморфических сериях Украинского кристаллического массива (Семененко, 1959).

Не менее интересной является работа Ю. Ир. Половинкиной (1952) по метаморфическим толщам Карсакпая (Казахстан), вмещающим железистые кварциты. В этой работе автор убедительно доказывает, что зеленокаменные породы Карсакпая, принимаемые предыдущими исследователями за интрузивные тела, являются эфузивными образованиями, формирующими в метаморфической толще самостоятельный стратиграфический горизонт между верхними и нижними горизонтами железистых кварцитов. По автору, приближенная стратиграфическая схема карсакпайской метаморфической толщи выглядит следующим образом (снизу вверх):

1. Тальковые и серицитовые сланцы.
2. Железистые кварциты нижнего горизонта.
3. Зеленокаменные эфузивы и сланцы.
4. Железистые кварциты верхнего горизонта

При этом автор считает, что тальковые сланцы вероятнее всего являются измененными эфузивами ультраосновного характера.

Не менее яркие примеры участия вулканического материала в метаморфических толщах докембрия имеются в других странах. В Мексике, в Западной Сьерра-Мадре, кристаллические сланцы докембрия образуют базальный комплекс, подстилающий палеозойские и более молодые осадки и представлены кварцевыми и слюдистыми кристаллическими сланцами, очень плотными кварцитами, хлоритовыми и амфиболовыми сланцами, которые являются метаморфизованными осадочными и вулканическими породами (Гарфиас, Чапин, 1956).

Большое развитие, по А. Дю-Тойту (1957), имеют эфузивные зеленокаменные образования во многих областях Южной Африки. Так, например, в Родезии и Португальской Восточной Африке самая древняя система (себанвайская) состоит из магнезиальной свиты, сложенной из следующих пород: 1) полосы серпентинитов, тальковых сланцев, магнезитовых пород, кварцитов, железистых кварцитов и мраморов, 2) уралитсодержащих тальковых сланцев, 3) наиболее перекристаллизованных аркозов, грау-

вакк и алевролитов, 4) некоторых гнейсов и кристаллических сланцев. Нет сомнения, что магнезитовые породы этой системы образовались путем метаморфизма ультраосновных и основных эфузивных пород.

Наиболее ясно роль эфузивных пород видна в вышележащей булавайской или зеленокаменной системе, состоящей главным образом из вулканических пород. В этой системе над конгломератом залегают: железистые кварциты, подушечные лавы, порфириты, обломочные, вулканические и другие породы. Выше согласно залегает шамвайская, или осадочная, система, состав которой ясен из самого названия.

Не менее развиты эфузивные образования в докембрийских метаморфических толщах Трансваала. Например, формация горы Маре состоит из комплекса эфузивных и интрузивных зеленокаменных пород, содержащих несколько горизонтов железистых кварцитов и филлитов, а также глинистых сланцев, кварцитов, гравелитов и конгломератов. Метаморфическая формация хр. Мурчисона слагается из следующих пород: очень сильно расланцованных кварцевых порфиров, основных лав, кварцитов, гравелитов, метаморфических сланцев и слабо измененных сланцев и лав. В метаморфических образованиях области Барбертон самая нижняя свита слагается из сильно измененных основных лав, которые выше переходят или переслаиваются с кислыми лавами (кварцевые порфиры), глинистыми сланцами, полосатыми кремнями и др.

В Капской провинции и на побережье Юго-Западной Африки так называемая свита крайпан на 60% состоит из продуктов эфузивного вулканизма в виде диабазов, кварцевых порфиров, магнетитовых кварцитов, кремнистых пород и яшм.

Широко развиты эфузивные породы и среди докембрийских образований Канадского щита. По Ф. Кингу (1961), в провинции Верхнего Озера самая нижняя обнаженная формация докембия сложена гранитами и гранито-гнейсами киватинской свиты, но содержит узкие полосы разных направлений, состоящие из сильно складчатых осадочных и вулканогенных пород; последние включают мощные толщи лавы преимущественно базальтового состава, однако имеются и немногочисленные потоки более кислых пород; с ними ассоциируются граувакковые песчаники, состоящие преимущественно из продуктов размыва вулканогенных пород.

Породы более поздние, среднего докембия, известные под названием гуронской серии, очень сходны с осадочными породами вышележащих серий. Нижняя и средняя часть их образована кварцитами, доломитами и кремнистыми сланцами. Но меньшая по мощности верхняя серия гурон, состоящая из сланцев, граувакк и переслаивающихся с ними лав, не отличается сколько-нибудь существенно от более древних отложений. Именно к серии гурон приурочены обогащенные железом кремнистые сланцы.

Залегающие выше породы позднего кембрия серии кьюиноу местами имеют мощность до 15 км, большая часть нижней половины этой серии сложена базальтовыми лавами, а верхняя половина — красными полевошпатовыми песчаниками. По Ф. Кингу, как лавы, так и осадочные породы сформировались в континентальных условиях.

М. Кришнан (1954) приводит много разрезов докембрийских формаций Индии, в большинстве которых вулканогенный материал играет существенную роль (табл. 18).

Таблица 18
Разрез архея провинции Майсур. По Б. Рама Рао

Система	Отдел	Первоначальные формации	Вероятные изменения
Дарвар-ская	Верхний	Кремнистые и железистые осадки, глины, известковистые осадки и глины, нечистые кварциты и конгломераты	Несколько изменены, но легко распознаемы
	Средний	Граниты, порфиры, тонко- и грубозернистые гранитные породы Основные и ультраосновные интрузии. Железистые кварциты, известняки, аргиллиты, кварциты и конгломераты, также пеплы, туфы и другие вулканогенные образования	Слюдистые граниты, гнейсы, давленые и рассланцованные гнейсы Полосчатые железистые кварциты с амфиболом, гранулированные кристаллические известняки, слюдистые гнейсы с кордиеритом, силлиманитом и другие сланцеватые конгломераты — все породы сильно давлены и перекристаллизованы
	Нижний	Риолиты, фельзиты, кварцевые порфиры и другие кислые эфузивы с опаловидным кварцем Дайки и покровы основных эфузивов	Кварцевые сланцы, слюдистые кварцевые сланцы и гнейсы с опаловидным кварцем, сильно давленые Зеленокаменные породы, роговообманковые сланцы и др.

Большое количество андезитовых и кварцевых порfirитов, разных диабазов, в том числе спилитов, а также связанных с ними различных вулканокластических, пирокластических и туффитовых пород отмечено среди докембрийских метаморфических формаций Финляндии (Вяюрюкен, 1959).

Более новые данные приводят А. Симонен и О. Коиво, отмечающие к северу от Тампере, в нижней части 3-километровой толщи полосчатых кристаллических сланцев архея прослои туфов мощностью от 1 до 12 м и диабазовых силлов. Туфы состоят из

плагиоклаза, роговой обманки, биотита и кварцита. Вмещающие сланцы на контакте с диабазами метаморфизованы с образованием слюдистых сланцев (Simonen a. Kouvo, 1951). В верхней части той же формации в зоне Тампере и в Южной Финляндии А. Симонен отмечает наличие частых прослоев основных и средних туфов, лавы встречаются здесь лишь спорадически. Гораздо реже отмечаются прослои кислых туфов и лав. Эти породы представлены нормальными известково-щелочными типами — базальт-андезитового и базальтового состава, характерными для доорогенного вулканизма геосинклиналей (Simonen, 1953). Но в зоне Тампере встречаются и трахиандезиты, отсутствующие в Южной Финляндии. К северу от Тампере появляются оливиновые базальты. Очевидно здесь отмечается та же закономерность, что и для вулканизма Кавказа: в геосинклинали в период прогибания образуется известково-щелочная андезит-базальтовая формация (спилито-порfirитовая формация складчатых зон), в переходной зоне — калиевая формация (трахиандезиты и др.), а на платформе, или срединном массиве, — оливиновые базальты типа траповых формаций, иногда с щелочными натриевыми типами (Дзоценидзе, 1948, 1966₂).

Значительная работа по изучению состава метаморфических толщ Советского Союза и содержанию в них вулканогенного материала проведена за последние годы. Результаты этих работ частично опубликованы в двух томах «Проблемы осадочной геологии докембрия», вышедших в 1966 и 1967 гг. Как отмечает А. Сидоренко (1967), литологический подход к изучению метаморфических толщ докембрия может дать и уже дает ценный материал для познания $\frac{7}{8}$ истории развития Земли. Предварительно выяснено, что комплексы осадочных пород докембрия и более поздних периодов очень близки; почти все известные типы пород, особенно обломочных и частично хемогенных, формирующихся в периоды после докембрия, зарегистрированы и в докембрии. Наличие в докембрии кор выветривания и других явлений дало основание А. Сидоренко высказать мысль, что геологические процессы в докембрии и постдокембрии не имели принципиального отличия и что история геологического развития земной коры была единой на всем протяжении 3—3,5 млрд. лет.

Однако некоторые выводы А. Сидоренко еще требуют подкрепления новыми фактическими данными. Во-первых, это касается вопроса о широком распространении в докембрии вулканогенно-осадочных горных пород, которые, по мнению А. Сидоренко, играли в докембрийском осадкообразовании значительно большую роль, чем в последующие периоды. Вряд ли для такого вывода имеется достаточно оснований. Ведь в разрезах докембрия очень часто отсутствуют следы вулканизма, и часто за вулканогенные образования условно принимают хлоритовые, серицитовые сланцы и другие породы, которые, вероятно, не всегда образованы первичным вулканическим материалом.

Второй вывод А. Сидоренко формулирует следующим образом: «Начиная с палеозоя два основных геологических процесса — магматический и осадочный — четко разделены во времени и пространстве и, как известно, они легко выделяются. В допалеозое же они настолько тесно связаны, что часто трудно различить как сами процессы, так и образованные ими руды и породы» (1967, стр. 7). Дело в том, что тесное переплетение осадочного и вулканического процессов в постдокембрии встречается так же часто, как и в докембрии. Другое дело, что в последнем случае вследствие метаморфизма они находятся в более тесных отношениях и трудно отличимы друг от друга. Но это не значит, что во времени и в пространстве они связаны теснее, чем наблюдалось позже. Ведь тесные взаимоотношения осадочных и магматических пород наблюдаются не везде, а лишь в геосинклиналях как в докембрии, так и в последующие периоды истории Земли.

В отмеченных выше сборниках рассматриваются особенности состава и строения докембрия Карелии, Кольского полуострова, Казахстана и Украины. Так, например, М. Доброхотов (1967) дает стратиграфию Украинского щита для района Среднего Приднепровья. Начиная с части, доступной изучению, архей представлен сильно метаморфизованными вулканогенными образованиями, превращенными: в нижней свите — в амфиболиты, эпидиабазы, кварцевые кератофирсы, кварц-хлоритовые и кварц-биотитовые сланцы, железистые кварциты; в средней свите — в апокератофирсы, кварц-серийтовые и кварц-хлоритовые сланцы, железистые кварциты, кроме того присутствуют туфогенные песчаники и туффиры; в верхней свите — в амфиболиты, эпидиабазы, апокератофирсы, кварц-слюдяные и кварц-хлоритовые сланцы.

Выше архей слагается из основных и ультраосновных интрузий, а еще выше — мигматито-гранитоидным комплексом.

Нижний протерозой, располагающийся с перерывом и структурным несогласием на архее, сложен следующими породами: нижняя свита — конгломератами, кварцито-песчаниками, амфиболитами, филлитами; средняя свита — железистыми кварцитами и джеспилитами, переслаивающимися с аспидными, филлитовидными, хлоритовыми и другими сланцами; верхняя свита — сланцами кварц-биотитовых, углистых, графитовых конгломератов, песчаников, кварцито-песчаников, осадочных брекчий. Выше нижний протерозой опять состоит из мигматито-гранитоидного комплекса, протерозой — из оливиновых диабазов, габбро, перидотитов, серпентинитов.

Из этого разреза видно, что в Среднем Приднепровье в архее существовала эвгеосинклиналь с мощным спилито-диабазовым вулканизмом. Аналогичная эвгеосинклиналь зародилась в нижнем протерозое. В обоих случаях с вулканическими образованиями связаны железистые кварциты. В протерозое область приобретает платформенный характер с появлением соответствующих продуктов вулканизма в виде богатых оливином пород.

Автор указывает на поразительное сходство стратиграфии докембрия Украинского и Канадского щитов.

Вызывает удивление длительность существования архейской геосинклинали — 800 млн. лет. Чем это объяснить? Возможно, мы еще плохо знаем соответствующие разрезы архея, в котором, вероятно, существуют несогласия, не замеченные нами? Во всяком случае один доорогенный цикл эвгеосинклинали с такой длительностью непонятен.

Ценные данные о вулканогенно-осадочных формациях докембria вышеозначенных районов приведены также в статьях Д. Мирской (1967), Н. Пикаевой (1967), М. Стенарь (1967), А. Дранника и И. Богацкой (1967), В. Коваль (1967), А. Хатунцевой (1967) и др. Из этих работ видно, что вулканогенные толщи докембрийских эвгеосинклиналей как по составу, так по строению вполне аналогичны спилито-порфирито-альбитофировым формациям позднейших периодов.

Многие статьи освещают особенности состава и строения железисто-кремнистых образований докембria тех же районов. Так, например, Л. Ходюш (1967) дал детальное описание полосчатых текстур железистых кварцитов Украины и на основе литологической интерпретации полученных данных пришел к выводу, что полосчатость первого порядка (чередование рудных и кварцевых слоев) является седиментационной, но не сезонной, а многолетней климатической. По его мнению, кремнезем поступал в основном с суши, а железо осаждалось по всему фациальному профилю, малорудные кварциты всегда с низким содержанием железа расположены на границе со сланцами, т. е. ближе к берегу, а богатые железом — в центральной части разреза, т. е. в наибольшем удалении от берега. Наблюдения Л. Ходюша являются, безусловно, полезными для понимания генезиса джеспилитов, но предлагаемое им объяснение генезиса железа вряд ли обосновано. Если железо и кремнезем приносились с суши, то по каким законам железо уходило дальше от берега, чем кремнезем, и там коагулировало? Ведь хорошо известно, что коллоиды железа являются не менее, а даже более кластофильными, чем кремнезем, и должны выпадать если не раньше, то, во всяком случае, не позже кремнезема, и поэтому не могут накапливаться в большем удалении от берега, чем кремнезем (Н. Страхов, Л. Пустовалов). Совершенно ясно, что такое распределение, какое указывает Л. Ходюш, подтверждает, а не отрицает, как он думает, именно вулканогенный источник как железа, так и кремнезема, что вынужден признать сам Л. Ходюш.

Очень интересный материал по железистым формациям, изложенный в статьях В. Чернова (1966), П. Горяннова (1966), Б. Джолдошева (1966), С. Розанова и С. Филатова (1967), К. Щербаковой (1967) и других, подтверждает приведенные в соответствующей главе закономерности распределения железа в вулканогенно-осадочных толщах эвгеосинклиналей и подкрепляет

вывод о разных формах вулканогенного генезиса железа и об отсутствии принципиальной разницы между железистыми формациями докембрия и палеозоя.

Можно привести еще много фактов наличия вулканического материала в докембрийских формациях мира. Как видно, в палеозойское время существовали такие же вулканогенные геосинклинали (эвгеосинклинали), какие известны и в более поздние эпохи. Развитие этих геосинклиналей протекало так же, как и более поздних: в начальный период происходил эфузивный вулканизм разной интенсивности, большей частью в виде подводных извержений с образованием спилито-порfirito-диабазовых формаций, часто содержащих прослои граувакк, продуктов разрушения и разноса материала синхронных вулканических построек на островах. На границе с миогеосинклиналями появляются прослои сланцев. Потом наступала фаза складчатости, внедрение гранитоидов и или новое погружение с повторением уже описанных явлений, или же замыкание геосинклинали и проявление наземного вулканизма с образованием лав другого типа.

Как указывает Н. Страхов (1963), пока не удается обнаружить признаков эволюции не только в типах и формах выброса рыхлого материала, но даже и в хемогенной седиментации, связанной с вулканизмом. Но поведение вулканического материала в процессах глубоких превращений и образований докембрийских метаморфических толщ еще требует дальнейших более детальных исследований.

8.

К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ

Автор вполне согласен с мнением И. Хворовой о сложности вопросов, связанных с изучением формаций. Не рассматривая его детально, приведем лишь некоторые соображения по вопросу классификации вулканогенно-осадочных формаций.

Н. Шатский дал первую попытку выделения вулканогенно-кремнистых формаций в связи с рассмотрением более общих вопросов о марганценосных и фосфоритоносных формациях (1954, 1955).

Значительная работа по изучению вулканогенно-осадочных формаций, проведенная группой работников Института геологических наук АН СССР, отражена в трудах И. Хворовой (1963), Н. Бродской (1963), Л. Формозовой (1963), Е. Соколовой (1963), И. Хворовой и М. Ильинской (1963). Представляет интерес работа В. Роттман о вулканогенно-молассовой формации (1963). Богатый материал по палеовулканизму и вулканогенно-осадочным формациям палеозоя дают в своих работах И. Лучицкий с соавторами (Лучицкий и др., 1966), В. Попов (1967), Г. Бровков (1967), кото-

рые вместе с характеристикой состава и строения толщ и особенностями связанного с ними оруденения, затрагивают также многие вопросы влияния вулканизма на литогенез. Несмотря на это, исследование вулканогенно-осадочных формаций — дело дальнейших работ многих геологических учреждений.

Безусловно, правильно деление всех вулканогенных формаций в первую очередь на наземные и наземно-морские, как это делает Н. Страхов (1963), так как условия накопления первых и вторых совершенно различны, что хорошо отражено в составе и строении этих формаций. Но, вероятно, было бы правильнее выделить не две, а три формации: наземные, наземно-морские и подводные (или морские), так как очень многие геосинклинальные формации не содержат элементов наземных условий формирования и при надлежат чаще к последнему типу.

В характере вулканогенно-осадочных формаций определяющим является вулканогенный компонент, поэтому в основу их выделения должен быть положен именно тип вулканогенного составляющего, а характер осадочной примеси следует использовать для выделения более мелких подразделений.

Наиболее полно вопросы классификации магматических (в том числе и вулканогенных) формаций рассмотрены в трудах Ю. Кузнецова (1958). Но трудно согласиться с его мнением, что «характер магматизма этих зон, видимо, в большей степени определяется типом тектонических структур и стилем тектонических движений, чем стадией развития геосинклинальной зоны».

Общие закономерности развития вулканизма и формирования вулканогенно-осадочных формаций в геосинклиналях хорошо известны и вкратце суммированы за последнее время в работе А. Богданова, М. Муратова и В. Хайна (1963). Но детали этого процесса, частные закономерности развития вулканизма и формирования отложений должны быть выяснены лишь путем тщательного изучения отдельных геосинклинальных областей и геосинклиналей. Лишь тогда можно будет выяснить характер общих особенностей и понять причины их возникновения.

Еще в 1948 г. в результате изучения интересного вулканизма Грузии, и учитывая накопившийся к тому времени богатый материал по вулканизму разных областей земного шара, автор предложил (Дзоценидзе, 1948) следующую классификацию магматических формаций Грузии (называемых тогда сериями).

1. Доорогенная — спилит-порфирит-диабазовая.

2. Синорогенная — гранитоидная, интрузивная.

3. Посторогенная — субщелочная или щелочная калиевая, оливиновый базальт — трахитовая, или лейцитовый базальт — щелочно-трахитовая.

4. Платформенная — щелочно-базальт-фонолитовая, натриевая.

В то время автор считал, что во время орогенеза эфузивный вулканизм полностью прекращается. Но дальнейшее изучение вулканизма всего Закавказья показало, что синорогенный грани-

тоидный вулканизм сопровождается эфузивной фацией в виде излияния дацио-кварц-порфировых лав с небольшим количеством пирокластолитов. Кроме того, было показано, что в переходных зонах, где происходит накопление регрессивных угленосных синорогенных толщ, в отдельных точках проявляется слабый эфузивный вулканизм в виде излияния диабаз-порфириотов и порфириотов доорогенного типа (Дзоценидзе, 1956, 1961).

Что касается субщелочных и щелочных калиевых серий, то они появляются не на платформе, а в периферической части геосинклинали, которая испытала складчатость во время одной из фаз орогенеза, в то время как главная часть геосинклинали еще может существовать. Именно на складчатой периферии геосинклинали появляются эти щелочные серии и их основу всегда составляют складчатые доорогенные типы вулканогенные формации. Натриевые щелочные базальт-фонолитовые формации появляются на платформах или срединных массивах. Таким образом, можно выделить следующие главные вулканогенные формации (табл. 19).

В зависимости от характера осадочного компонента будет определяться прилагательное в названии вулканогенно-осадочной формации.

Несколько примеров из Закавказья подтвердят правильность такой классификации для определенных областей.

Конечно, неправильно думать, что на примере одного региона можно создать универсальную классификацию формаций, охватывающую все их многообразие. Такая классификация может быть создана лишь путем анализа особенностей состава и строения почти всех геосинклинальных, платформенных и переходных зон формаций всей Земли и всех периодов ее истории. Это дело дальнейших исследований геологов.

В Закавказье хорошо выражена юрская вулканогенная геосинклиналь, северо-западная часть которой расположена вдоль южного склона Большого Кавказа, а юго-восточная образует северный борт Малого Кавказа. В период прогибания геосинклинали, преимущественно в байосе, образовалась мощная спилит-диабаз-порфириловая формация с резким преобладанием вулкано- и пирокластолитов; терригенный материал в толще вначале отсутствует, если не считать аргиллито-туффитов на границе со сланцевой геосинклиналью. Но в конце байоса в связи с началом складчатых движений испытывает воздымание Грузинская глыба, и на границе с ней появляются аркозовые песчаники и аркозотуффиты.

В центральных частях геосинклинали большую роль играет материал размыва вулканических островов и перемыча пирокластического материала, образующий своеобразные туффиты, трудно отличимые от первичных туфов. В период фазы складчатости, имевшей место в верхнем байосе — бате, в периферических прогибах накапливаются угленосные отложения, среди которых пока лишь в одном месте, только в северо-западной части геосинкли-

Типы вулканогенных формаций

Формации	Состав вулканогенной формации	Осадочный компонент	
		характерный	редкий
I. Геосинклинальные	Доорогенные	Спиллит-порфириит-диабазовый, обилие вулкано-кластического материала	Терригенные (чаще граувакки, реже аргиллиты, аркозы) Карбонатные
	Синорогенные	Кислый, преимущественно дацитовый; в зонах воздымания. Диабазо-порфириитовый; туфовый материал отсутствует или очень редок	Нехарактерен Терригенные, часто угленосные отложения
	Посторогенные	Оливин-базальт-трахитовые, преимущественно наземные. Лейцитовый базальт — щелочной трахит	Чаще с красноцветными отложениями лагунно-континентального характера. Терригенные, граувакковые Карбонатные
II. Складчатых областей	Анdezит-липаративный	Озерные диатомитоносные (локально)	
III. Платформенные	Трапповый Пикрит-базальт-фонолитовый	Аргиллиты, иногда озерные Карбонатные	Терригенные, крупнее алевролитов

нали, установлены синорогенные диабаз-порфиры и порфиры. В юго-восточной части, в зонах воздымания, произошло внедрение гранитоидных интрузий, которые сопровождаются эфузивной фацией дацит-кварц-порфирового состава.

Северо-восточная часть геосинклиналии в бате замкнулась окончательно и в кимеридже — титоне там образовалась субаэральная красноцветная, местами гипсонасная толща, которая локально содержит проявления эфузивного вулканизма в виде покровов оливиновых базальтов и трахитов. Аналогичная красноцветная толща

образуется и в юго-восточной части, но там пока не установлено проявления посторогенного оливин-базальт-трахитового вулканизма. Видимо, это явление локальное.

Аналогичную картину развития показывают Малокавказские мел-палеогеновые геосинклинали. На периферии палеогеновых прогибов после предверхнеэоценовой орофазы образовалась щелочная серия — лейцитовый базальт-анальцимовый трахит, широко распространенная как в Грузии, так и в Армении.

Меловые вулканогенные толщи характеризуются большим количеством карбонатов. Например, вулканогенная толща альб-сеномана, образовавшаяся в геосинклинальном прогибе вдоль южного склона Главного Кавказского хребта, начиная от Азербайджана до Туапсе, везде содержит пачки и прослои известняков и сами туфы также сильно обогащены карбонатом кальция. Аналогичная картина наблюдается и на Малом Кавказе. Это объясняется тем, что меловой вулканизм накладывается на хорошо известный повсеместно карбонатный литогенез мелового периода, и в этих условиях, естественно, образуются известняково-вулканогенные геосинклинальные формации.

Такие же явления, но меньшего масштаба, наблюдаются и в туроне Грузинской глыбы, где платформенного типа оливин-базальт-пикрят-базальт-фонолитовый вулканизм накладывается на карбонатный литогенез эпиконтинентального моря и образуется известняково-вулканогенная формация с тесным переплетением карбонатного и вулканогенного материала.

9.

О КОСВЕННОМ ВЛИЯНИИ ВУЛКАНИЗМА НА ЛИТОГЕНЕЗ

Вулканизм оказывает на осадкообразование не только непосредственное, но и косвенное влияние. Последнее заключается в изменении солевого состава океанической воды и влиянии на состав атмосферы. Согласно исследованиям А. Виноградова (1944, 1963), около 50% солевой массы океана привнесено в океан в результате эрозии суши и 50% — в результате вулканической деятельности. А солевой состав океана оказывает влияние на процессы гальмирования. В этом отношении было бы интересно выяснить: не наблюдается ли более интенсивное течение гальмирования в районах подводного вулканизма? Филлипситизация в красной океанической глине как будто говорит в пользу этого предположения.

В настоящее время считается установленным факт, что в минерализации облачных вод, кроме основного источника — океана, существенную роль играют газы и возгоны вулканов и фумарол. Вулканы, по приблизительным подсчетам Л. Селиванова, выделяют в атмосферу 1—10 млн. т хлора. Вулканы поставляют, кроме хлора, и другие газы, в частности углекислый газ.

Таким образом, изменяя соленость и газовый состав океанической воды и атмосферы, вулканизм тем самым оказывает значительное влияние на течение процессов подводного разложения осадков и наземного выветривания горных пород. Что это влияние существенное, в этом не может быть сомнения, но какова его количественная сторона? Об этом можно говорить лишь после проведения специальных наблюдений и сравнительного изучения, с одной стороны, процессов подводного разложения осадков в районах подводных извержений и в удалении от них, а с другой — наземного выветривания горных пород в областях активного вулканизма и вне этих областей.

Заканчивая краткий обзор проблемы роли вулканизма на литогенез, можно сказать следующее.

Большое влияние вулканизма на литогенез несомненно. Многие кремнеземистые отложения, залежи железа, марганца, фосфора, безусловно, образовались в результате приноса вещества в бассейны осадконакопления из областей активного вулканизма.

Однако многие геологи не согласны с этим и придерживаются старых теорий или чисто магматического генезиса руд или, в случае пластовой формы, осадочного их происхождения. Такой «ведомственный» подход к вопросу, к сожалению, до сих пор характерен в геологии. Магматисты, с одной стороны, пытаются доказать, что только эндогенные процессы, связанные преимущественно с интрузиями, являются причиной образования большинства рудных месторождений. Осадочники же, с другой стороны, считают, что месторождения, приуроченные к осадочным формациям, формируются лишь за счет материала,носимого с суши, с областей химического выветривания горных пород.

Но, как часто бывает в науке, эти казалось бы совершенно противоположные точки зрения сближаются благодаря изучению явлений, где оба процесса — магматический и осадочный — действуют совместно, и формируются, образно выражаясь, «гибридные» месторождения, где влияние обоих процессов делается совершенно очевидным. Поэтому, несмотря на настойчивое отстаивание своих взглядов, все чаще встречаются случаи, когда как ортодоксальные магматисты, так и убежденные осадочники, признают наличие вулканогенно-осадочных месторождений, в формировании которых эндогенные и экзогенные процессы играют одинаково важную роль.

В этом отношении характерен подход Н. Страхова, который, развивая и обосновывая теорию климатических типов осадкообразования, одним из первых пришел к выводу о наличии и вулканогенно-осадочного литогенеза, которому он посвятил немало ценных работ. Но в этих работах всегда чувствуется чрезвычайно осторожный подход к роли вулканогенно-осадочного литогенеза в формировании месторождений ряда полезных ископаемых; создается впечатление, что их автор боится признанием существ-

венной роли вулканизма в литогенезе нанести вред климатическим типам осадкообразования.

С другой стороны, Л. Пустовалов, заслуги которого в развитии литологической науки общеизвестны, в своих последних работах (Пустовалов, 1964, 1967 и др.), подчеркивая значение осадочных полезных ископаемых в общем балансе минерального сырья, ни слова не говорит об осадочно-вулканогенных месторождениях, считая все осадочные месторождения результатом экзогенных процессов.

Однако природные явления заставляют ученых признать факты, не совсем согласные с их теориями. Вот почему в трудах Лаборатории осадочных полезных ископаемых (ЛОПИ) Министерства геологии СССР, вышедших за последние годы («Металлы в осадочных толщах», 1964, 1965, 1966 гг.) и в сборнике ЛОПИ «Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР» (1967), многие авторы признают существование вулканогенно-осадочного типа месторождений железа, марганца, меди и некоторых других полезных ископаемых (Соловкин, 1967; Сердюченко, Глебов, 1964; Суслов, 1964; Рахманов, 1967; Лурье, 1967 и др.), хотя и не придают ему того значения, которое он по праву заслуживает.

Вместе с тем, при изучении проблемы влияния вулканизма на осадкообразование нельзя односторонне подходить к вопросу и все осадочные залежи железа, марганца, сульфидов, фосфора и других элементов и соединений относить к этому типу без серьезного обоснования. А такая тенденция, к сожалению, замечена.

Конечно, еще много неясного в вулканогенно-осадочном литогенезе, но это вполне понятно. Ведь в области магматизма и литогенеза идут исследования более сотни лет, однако многие вопросы вряд ли можно считать уже решенными.

Безусловно мы еще совершенно недостаточно знаем субмаринные условия и продукты их седиментации, несмотря на большой прогресс в этом направлении, достигнутый благодаря энергичным самоотверженным исследованиям океанологов многих стран. Каждое исследование морского дна дает новый ценный материал для познания процессов подводноморского литогенеза и рудогенеза.

А. Яншин приводит новые данные по исследованию осадков Красного моря (1968). «Еще в сентябре 1964 г., — пишет он, — английская экспедиция на исследовательском судне «Дискавери» обнаружила в центральном грабене Красного моря на глубинах свыше 2000 м отдельные впадины, в которых придонный слой воды мощностью до 150 м имеет температуру, равную 44°С и соленость, равную 270‰. В мае — июле 1966 г. эти аномалии изучались экспедицией Института океанологии АН СССР на исследовательском судне «Академик С. Вавилов». На глубинах от 1900 м и ниже был получен ряд проб воды с температурой 32°С и выше и ненормально высокой соленостью. Проба воды с макси-

мальной глубины в 2220 м дала и максимальную соленость в 280,7‰. Интересно, что pH этой пробы был равен всего 5,78.

О причинах аномально высокой солености и температуры воды в глубоководных впадинах Красного моря был высказан ряд предположений. В июне 1967 г. в журнале «Oceanus» была напечатана статья Е. Дегенса и Д. Росса, в которой сообщалось, что в том же центральном грабене Красного моря примерно на широте Мекки, ими обследованы глубоководные впадины «Атлантис», «Чейн» и «Дискавери», в которых придонный слой воды мощностью до 200 м лишен кислорода, имеет температуру от 44 до 56°C, соленость около 400‰ и pH около 4. Воды придонного слоя содержат в растворе железо, марганец, цинк, свинец, медь, серебро и золото в количествах в 50 000 раз больших, чем обычные содержания этих металлов в морской воде.

Во впадине «Чейн» и, по-видимому, во впадине «Атлантис» были получены колонки грунтов мощностью до 10 м. Грунты оказались необычайно пестрыми по окраске (белые, черные, красные, зеленые, синие, желтые — как пишут авторы, более яркие, чем краски на картинах мексиканских и индийских художников) и содержащими в виде окислов и сульфидов все перечисленные выше металлы. Судя по сейсмическим данным, мощность этих грунтов до 100 м. Если учесть, что все они содержат такое же количество металлов, как опробованные верхние 10 м, то только во впадине «Атлантис» запасы меди, цинка, серебра и золота составляют 130 млн. т на сумму 1,5 млрд. долларов. Железо и марганец, а также, по-видимому, свинец в эти подсчеты не входят.

Совершенно очевидно, что это крупнейшее современное полиметаллическое вулканогенно-осадочное месторождение, связанное с подъемом кислых гидротермальных рассолов по разломам, ограничивающим центральный грабен Красного моря. Интересно, что действующие или недавно потухшие вулканы сидят на этих разломах только в 750—1000 км южнее (острова Зубейр, Зукер, Перим и др.). Следовательно, месторождение относится к группе «отдаленных» (Яншин, 1968, стр. 124—125).

Приведенный пример прекрасно доказывает, что, во-первых, подводный вулканизм в виде поствулканических процессов играет огромную роль в осадочном рудообразовании, и, во-вторых, сколько неожиданностей можно еще встретить на дне морей и океанов. Очевидно дальнейшие океанологические исследования дадут еще новые подтверждения в пользу значительной роли вулканизма в подводноморском рудогенезе.

Нет сомнения, что дальнейшие интенсивные исследования проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза, свидетелями чего мы уже теперь являемся, помогут глубже понять многие, пока неясные стороны процессов, происходящих при совместном проявлении вулканизма и литогенеза.

Изучение данной проблемы должно идти, очевидно, по следующим направлениям.

1. Литологам следует изучать влияние разных фракций и разного состава пирокластического материала на разные фашиальные типы осадков; выяснить роль вулканического, особенно пеплового материала в процессе диагенеза и эпигенеза осадков; определить разновидности туффитовых пород и условия их генезиса; установить особенности метаморфизма смешанных (туффитовых) пород и т. д.

2. Необходимо продолжить изучение месторождений, приуроченных к вулканогенно-осадочным формациям с обязательным фашиально-палеогеографическим анализом условий накопления как полезного ископаемого, так и вмещающей толщи. Это совершенно необходимо для выяснения генезиса осадочного полезного ископаемого, так как иначе предлагаемые некоторыми авторами расчеты для выяснения баланса вещества (такая-то площадь при таком-то содержании компонента даст такое-то количество вещества при химическом разложении пород на такую-то глубину) совершенно не убедительны ввиду того, что в это время или не существовало указываемой автором суши, или она располагалась в другом месте и не могла поставлять в бассейн материал, или, что самое интересное, в это время не было химического разложения пород; наоборот, ввиду высокого положения суши она испытывала лишь интенсивное механическое разрушение.

3. Вулканологам надо усилить изучение процессов минерогенеза в областях современного вулканизма, особенно подводного.

При изучении районов активного вулканизма следует выработать какую-то общую схему определения компонентов в породах, водах, в измененных зонах и т. д. Изучая литературу по данной проблеме, автору пришлось просмотреть много работ по современному вулканизму как наших, так и зарубежных авторов и убедиться, что часто предлагаемый ими материал о химическом составе продуктов вулканизма трудно использовать. Например, для термальных вод дается содержание одних компонентов, для их осадков (гейзеритов, травертинов) какой-то один компонент (скажем, Mn или P) уже не определен. Или дается состав измененных пород, а не указывается состав в тех же компонентах исходной породы, чтобы судить об интенсивности выноса того или иного компонента (имеются в виду такие компоненты, как Mn, P, В, Ba и другие, так как главные окислы встречаются почти во всех анализах). Это делает данные разных авторов, а часто данные даже одного и того же автора трудно сопоставимыми, что в какой-то степени обесценивает их.

4. При изучении океанологами осадков современных морей и океанов необходимо кроме определения содержания того или иного компонента указать и минеральный состав осадка, определить, присутствует ли вулканический материал, а также установить степень и характер измененности кластического материала.

Иначе трудно делать убедительные выводы о причинах наличия высокой или низкой концентрации того или иного компонента.

Таким образом, наибольший эффект при изучении проблемы роли вулканизма в литогенезе можно получить путем координации усилий литологов, вулканологов и океанологов.

Автор в данной книге делает попытку в какой-то мере подытожить уже накопившийся к данному моменту богатый материал и надеется, что этим принесет определенную пользу дальнейшей работе над проблемой вулканогенно-осадочного литогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Р. Н. Роль вулканизма в формировании мезозойских вулканогенно-осадочных толщ Малого Кавказа. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.
- Абих Г. В. Отчет комиссии, назначенной для исследования тифлисских минеральных источников. Тифlis, 1870.
- Абовян С. В. [и др.]. Химические составы изверженных и метаморфических горных пород Армянской ССР. Изд-во АН АрмССР, 1962.
- Авалиани Г. А. Марганец. В кн.: «Природные ресурсы Грузинской ССР», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.
- Агентов В. Б. и Курдяев Г. А. О генетической связи колчеданно-полиметаллического оруденения Восточной Тувы с нижнекембрийской спилито-кератофировой формацией. Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.
- АЗИЗБЕКОВ Ш. А. Геология и петрография северо-восточной части Большого Кавказа. Изд-во АН АзССР, 1947.
- АЗИЗБЕКОВ Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. Госгеолтехиздат, 1961.
- Алексина И. А. К характеристике минерального состава крупноалевритовой фракции донных отложений северо-западной части Тихого океана. «Докл. АН СССР», 1963, т. 149, № 6.
- Аллен В. Т. Петрографические зависимости в некоторых типичных бокситовых и диаспоровых месторождениях. В кн.: «Происхождение бокситов». Перев. с англ. Изд-во иностр. лит., 1959.
- Андрющенко П. Ф. и Гаврилов А. А. Марганцевоеrudопроявление в вулканогенно-осадочных отложениях ордовика в Северных Мугоджахах. «Геология рудных м-ний», 1966, № 4.
- Андрющенко П. Ф. и Скорнякова Н. С. Новое о строении конкремций. «Природа», 1966, № 10.
- Андрющук В. А., Рубцов Н. Ф., Совин С. В. Месторождение Кизил-Дере в Горном Дагестане. «Разведка и охрана недр», 1967, № 5.
- Асланян А. Т. Региональная геология Армении. Ереван, 1958.
- Бардоши Д. Геология бокситовых месторождений Венгрии. «Изв. АН СССР», серия геол., 1957, № 9.
- Барсуков В. Л. и Павленко Л. И. Распределение олова в гранитоидных породах. «Докл. АН СССР», т. 109, № 3, 1956.
- Батурина В. П. Осадочные породы полосы Военно-Грузинской дороги между Анануром и Квенамтским перевалом. Изд-во Геол. ком., 1930. (Мат-лы по общей и прикладной геол., вып. 143).

- Бачалдин В. И. О возрасте медного оруденения в Юго-Восточной Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. 32, № 3, 1963.
- Бачалдин В. И. и Твалчрелидзе Г. А. Некоторые закономерности формирования и размещения рудных месторождений в вулканогенных породах. «Изв. высших учебн. завед. Геология и разведка», 1963, № 1.
- Башарина Л. А. Водные вытяжки пепла и газы пепловой туши вулкана Безымянного. Бюлл. вулканол. станции, № 27, 1958.
- Башарина Л. А. Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.
- Башарина Л. А. Эксгалияции базальтовых и андезитовых лав камчатских вулканов. В кн.: «Современный вулканализм». Тр. II Всесоюз. вулкан. совещ., т. I. Изд-во «Наука», 1966.
- Безруков П. Л. О распространности и скорости накопления в Охотском море кремнистых осадков. «Докл. АН СССР», 1955, т. 103, № 3.
- Безруков П. Л. Об осадках глубоководных океанических впадин Иодзу Бонинской, Марианской и Рюю. «Докл. АН СССР», 1957, т. 114, № 2.
- Безруков П. Л. и Остроумов Э. А. О распределении фосфора в осадках Охотского моря. «Докл. АН СССР», 1957, т. 113, № 1.
- Бейтс Т. Ф. Образование галлуазита и гиббсита на Гавайских островах. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд-во «Мир», 1964.
- Белевцев Я. Н. [и др.]. Генезис железных руд Криворожского бассейна. Изд-во АН УССР, 1959.
- Белоус Н. Х. и Новожилов В. И. Парагенез эксгалиционно-осадочных железных и колчеданных руд Майнского месторождения. Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.
- Белянкин Д. С. и Петров В. П. Петрография Грузии. Изд-во АН СССР, 1945.
- Бенеславский С. И. Минералогия осадочных бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
- Берис Д. Д. Генезис Ямайских бокситов. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд-во «Мир», 1964.
- Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1946.
- Беус А. А. Закономерности распределения бериллия в изверженных горных породах. В кн.: «Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенеза». Изд-во АН СССР, 1959.
- Блиннов Л. К. К вопросу происхождения солевого состава морской воды. «Метеорология и гидрология», 1947, № 4.
- Богданов А. А., Муратов И. В., Хаин В. Е. Об основных структурных элементах земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 38, 1963.
- Бородаевская М. Б. Возрастные соотношения колчеданных руд Южного Урала с вмещающими их комплексами вулканогенных пород. В кн.: «Рудносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- Бородаевская М. Б. [и др.]. Сходство и различия залежей сульфидных полиметаллических руд Белокано-Закатальского района (Б. Кавказ) и колчеданных залежей в вулканогенных формациях. «Изв. АН СССР», серия геол., 1966, № 4.
- Борукбаев Р. А. Допалеозой и нижний палеозой Северо-Восточного Казахстана. Госгеолтехиздат, 1955.
- Ботвикина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. Геол. ин-та, вып. 59, 1962.
- Бровков Г. Н. Литология среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса впадин востока Саяно-Алтайской складчатой области. Изд-во «Наука», 1967.
- Бродская Н. Г. и Захарова М. А. Литолого-тектонические комплексы в третичных отложениях Сахалина и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. «Изв. АН СССР», серия геол., 1960, № 7.
- Бродская Н. Г. Ряды формаций кайнозойских геосинклинальных прогибов Сахалина, Камчатки и Японии. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Бродская Н. Г. и Ильинская М. Н. Фосфатизация в вулканогенно-осадочных комплексах верхнего мела Грузии. «Докл. АН СССР», 1963, т. 151, № 2.

Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях. В кн.: «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.

Бруевич С. В. Баланс биогенных элементов в Каспийском море. Тр. Ком. по компл. изуч. Каспийского моря, вып. 14, 1941.

Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. «Изв. АН СССР», серия геол., 1953, № 4.

Бруевич С. В. К химии осадков Охотского моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, вып. 17, 1956.

Бутузова Г. Ю. Железорудные осадки фумарольного поля вулкана Санторин, их состав и генезис. «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 6.

Бутузова Г. Ю. Современный вулканогенно-осадочный процесс в кальдере вулкана Санторин и его влияние на геохимию осадков. Автореферат канд. диссерт., Геол. ин-т АН СССР, 1967.

Бутузова Г. Ю. Современный железорудный процесс в районе вулкана Санторин. В кн.: «Тр. 7 Всесоюз. литолог. совещ.». Изд-во «Наука», 1967.

Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.

Бушинский Г. И. О некоторых вопросах геологии бокситов. Тр. ГИН АН СССР, вып. 103, 1964.

Бушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис. Изд-во «Наука», 1966.

Бушинский Г. И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965 гг.). В кн.: «Генезис бокситов». Изд-во «Наука», 1966.

Вадас Э. Геология Венгрии. Изд-во «Мир», 1964.

Варенцов И. М. О главнейших марганцевосных формациях. Тр. ГИН АН СССР, вып. 70, 1962.

Васильев В. С. О минералогической природе аутигенного кремнезема в осадочных породах мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Изд-во Львовского ун-та, 1956.

Вернадский В. И. Очерки геохимии. Горгеонефтеиздат, 1934.

Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов в морской воде. «Успехи химии», 1944, № 13, вып. 1.

Виноградов А. П. Химия земли. В кн.: «Глазами ученого», Изд-во АН СССР, 1963.

Власов Г. М. и Васильевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерности пространственного размещения. Изд-во «Недра», 1964.

Владавец В. И. Вулканы Советского Союза. Географиздат, 1949.

Владавец В. И. Процессы, порождающие пирокластический материал и его первичное перемещение. В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.

Вольфенден Э. Б. Бокситы Саравака. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд-во «Мир», 1964.

Воронова Л. Г., Сидоров С. С. Сравнительная характеристика фумарольных газов некоторых вулканов Курильских островов. В кн.: «Современный вулканализм». Изд-во «Наука», т. 1, 1966.

Воронцов Н. И. и Воронцова И. К. Об эфузивно-осадочной природе Николаевского колчеданного месторождения Рудного Алтая. Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.

Вяжурионен К. Кристаллический фундамент Финляндии. Перев. с финского. Изд-во иностр. лит., 1959.

Гаврилов А. А. Марганцевосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. Тр. ГИН АН СССР, вып. 169. Изд-во «Наука», 1967.

Гамкрелидзе П. Д. Основные черты тектонического строения Грузии. Тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, т. 10 (15), 1957.

Гарфиас В. и Чапин Т. Геология Мексики. Перев. с испан. Госгеолтехиздат, 1956.

Гвахария Г. В. Фосфориты и апатит. В кн.: «Природные ресурсы Грузинской ССР», т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

Гептиер А. Р. Стратиграфия и некоторые особенности осадконакопления позднекайнозойских отложений Западной Камчатки. Автографат канд. диссерт., Геол. ин-т АН СССР, М., 1968.

Гольдшмидт В. М. Принципы распределения химических элементов в минералах и горных породах. Сб. статей по геохимии редких элементов. ГОНТИ, М., 1938.

Горецкий Ю. К. Кремневые отложения озер вулканического ландшафта Армении. В кн.: «Диатомиты и трепелы». Госгеолиздат, 1945.

Горецкий Ю. К. Закономерности в размещении бокситовых месторождений и условия их образования. В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.

Горшков Г. С. Извержение сопки Безымянной. Бюлл. Вулкан. станции АН СССР, № 26, 1957.

Горшков Г. С. и Богоявленская Г. Е. Вулкан Безымянный и особенности его последнего извержения 1955—1963 гг. Изд-во «Наука», 1965.

Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. Изд-во «Наука», 1967.

Горшкова Т. И. Химико-минералогическое исследование осадков Баренцева и Белого морей. Тр. ГОИН, т. 3, вып. 2—3, 1931.

Горяинов П. М. Железисто-кремнистая формация Приморского района. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», т. I, Изд-во «Недра», 1966.

Григонис А. К. Об экзальационно-осадочной природе Малоуральского месторождения железных руд Салаирского кряжа. Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.

Гущенко И. И. Состав молодых континентальных вулканических толщ и условия выноса группы железа. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.

Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. Изд-во «Наука», 1965₂.

Гущенко И. И. Типы эруптивной деятельности и их фациальные аналоги в современных и недавних отложениях. В кн.: «Современный вулканизм», Изд-во «Наука», 1966.

Данильченко П. Г. Костиные рыбы майкопских отложений Кавказа. Тр. Палеонтолог. ин-та АН СССР, т. 78, 1960.

Дербиков И. В. К проблеме генезиса железо-скarnовых месторождений Западной Сибири. Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.

Дербиков И. В. Некоторые данные к проблеме геосинклинальных бокситов в вулканогенных толщах палеозоя Урало-Саянской области. «Литология», 1967, № 1.

Джанелидзе А. И., Схиртладзе Н. И., Рубинштейн М. М. О конгломератах запутанного напластования в эоцене окрестностей г. Тбилиси. Гр. Геол. ин-та АН ГССР, геол. серия, т. 8 (13), 1955.

Джолдошев Б. Позднекембрийские осадочно-метаморфические железные руды хребта Джеты-Тоо. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», т. 1, Изд-во «Недра», 1966.

Дзоценидзе Г. С. Коллофанит в свите мтавари. Сообщ. АН ГрузССР, т. 2, № 6, 1941.

Дзоценидзе Г. С. Кластические породы в порfirитовой серии. Сообщ. АН ГрузССР, т. 4, № 7, 1943.

Дзоценидзе Г. С. К вопросу генезиса баритовых месторождений Западной Грузии. Сообщ. АН ГрузССР, т. 6, № 8, 1945.

Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эфузивный вулканизм Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1948.

Дзоценидзе Г. С. Об одном случае миграции фосфата кальция в фосфоритовом месторождении. Сообщ. АН ГрузССР, т. 16, № 10, 1954.

Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И., Чечелашивили И. Д. Литология батских отложений Окрибы. Монография Геол. ин-та АН ГрузССР, № 7, Тбилиси, 1956.

Дзоценидзе Г. С. Роль эфузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. В кн.: «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Госгеолтехиздат, 1960.

Дзоценидзе Г. С. Юрский вулканизм Закавказья. В кн.: «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1961.

Дзоценидзе Г. С. и Схиртладзе Н. И. Литология и палеогеография полосы среднеюрских угленосных отложений Западной Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1961.

Дзоценидзе Г. С. Древние коры выветривания в Грузии. В сб.: «Кора выветривания», вып. 5. Изд-во АН СССР, 1963.

Дзоценидзе Г. С. К вопросу классификации песчаников. Изв. Геол. об-ва Грузии, т. 3, вып. 1, 1963.

Дзоценидзе Г. С. Проблемы связи вулканизма с тектоникой на примере Кавказа. XXII сессия МГК. Докл. сов. геологов, проблема 11, 1964.

Дзоценидзе Г. С. Палеогеновый вулканизм Закавказья и связанное с ним оруденение. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.

Дзоценидзе Г. С. О роли изоморфного захвата бария и марганца в обогащении ими постмагматических продуктов. В кн.: «Проблемы геохимии». Изд-во «Наука», 1965.

Дзоценидзе Г. С. О генезисе Чиатурского месторождения марганца. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 1.

Дзоценидзе Г. С. и Твалчрелидзе Г. А. О типах рудных месторождений, связанных с вулканализмом геосинклинальных зон. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Дзоценидзе Г. С. и Твалчрелидзе Г. А. О некоторых общих особенностях вулканализма и металлогенеза Болгарии и Грузии. Карпатско-Балканская геологическая ассоциация, VII конгресс, доклады, ч. III, София, 1965.

Дзоценидзе Г. С. Тектоническое положение щелочных пород Кавказа. В кн.: «Генезис щелочных пород». Изд-во «Наука», 1966.

Дзоценидзе Г. С. Развитие вулканических явлений на Кавказе в связи с его геотектонической историей. «Геотектоника», 1966, № 3.

Дзоценидзе Г. С. и Твалчрелидзе Г. А. О рудоносности эфузивного вулканализма. «Советская геология», 1967, № 9.

Дорохотов М. Н. Стратиграфия раннего докембра и начальные этапы геологического развития Украинского щита. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембра», т. 2. Изд-во «Недра», 1967.

Домарев В. С. и Образцова З. А. О генезисе колчеданных месторождений и некоторых вопросах металлогенеза. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, ч. 96, вып. 4, 1967.

Дранник А. С. и Богацкая И. В. Новые данные о составе, строении и стратиграфическом положении докембрийской овручской эфузивно-осадочной серии. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембра», т. 2, Изд-во «Недра», 1967.

Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. Изд-во иностр. лит., 1957.

Заварический А. Н. Колчеданные месторождения Блява на Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Тр. ГИН АН СССР, т. 5, 1936.

Заварический А. Н. О генезисе колчеданных месторождений. «Изв. АН СССР», серия геол., 1943, № 3.

Заварический А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. В кн.: «Колчеданные месторождения Урала». Изд-во АН СССР, 1950.

Заварический В. А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Блява на Урале. Тр. ГИН АН СССР, вып. 71, петр. серия, № 24, 1946.

Занс В. А. Запасы бокситов на Ямайке. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд-во «Мир», 1964.

Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.

Зеленов К. К. Подводный вулканизм и его роль в формировании осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану Вуху. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.

Зубкус Б. П. и Шнейдер Е. А. Вулканогенно-осадочные отложения кембрия юго-западной части Восточного Саяна и их металлогения. Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.

Иванов В. В. Основные геологические условия и геохимические процессы формирования термальных вод областей современного вулканизма. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.

Иванов С. Н. Обсуждение некоторых современных вопросов образования колчеданных месторождений Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского фил. АН СССР, вып. 43, 1959.

Иванов С. Н. и Логинов В. П. О связи колчеданных месторождений Урала с вулканическими формациями. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Иенко К. и Гузеловски Д. Диатомит помегу селата Манастир — Бештице (Мариово.). Труды геол. Завод. НРМ, 1957.

Илич М. Вулканогенно-осадочные фации в миоценовых бассейнах Сербии. Карпатско-Балканская геол. ассоциация. VIII конгресс. Доклады. Геотектоника. Белград, 1967.

Илларионова В. И., Каминская А. М., Немрюк А. А. Обзор месторождений и рудопроявлений марганцевых руд СССР. Госгеолиздат, 1948.

Ильинская М. Н. О фосфоритоносных вулканогенных породах Западной Грузии (свита мтавари). «Докл. АН СССР», 1962, т. 147, № 3.

Иванович Ж. Ж. О вулканизме в флише. VII конгресс Карпато-Балканской геол. ассоциации. Доклады, ч. III, София, 1965.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Изд-во иностр. лит., 1954.

Иовчев И. Основы геологии и полезные ископаемые территории Народной Республики Болгарии. София, 1965.

Каледа Г. А. Основные черты эволюции кремнистого осадконакопления. В кн.: «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.

Калугин А. С. Обзор месторождений, рудопроявлений и перспектив Алтая по железным рудам. В кн.: «Железорудные м-ния Алтас-Саянской горной области», т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

Калугин А. С., Груздева-Пешкова А. В. и др. Сингенетические железные и марганцевые руды вулканогенных формаций среднего палеозоя Алтая. В кн.: «Осадочные формации Сибири». Тр. Всесоюз. литол. совещ., Новосибирск, 1964.

Калугин А. С. и Иванов В. И. О связи с диабазами и метаморфизме некоторых вулканогенно-осадочных железорудных месторождений в девонских отложениях Алтая. Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та геологии геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.

Калугин А. С. Вулканогенно-осадочные железные руды в девонских отложениях Алтая. Тр. СНИИГГИМС, вып. 34, 1965.

Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 1.

Калугин А. С., Пономарев В. Г. [и др]. Вулканогенно-осадочные и метаморфизованные железорудные месторождения Алтая. Тр. СНИИГГИМС, серия поиски и разв. м-ний полез. ископ., вып. 44, 1967.

Калугин И. А. Отложения соединений железа на вулканах Курильских островов. «Геология и геофизика», 1967, № 4 (88).

Калугина Т. С. и Марич В. А. Марганцевое оруденение в железоносном горизонте девонских вулканогенных отложений Западного Алтая. Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.

Кальман Б. Бокситы. В кн.: «Ásványtelepeink Földana» (на венгерском языке). Будапешт, 1966.

Качарава И. В. Палеоген окрестностей Тбилиси. Изв. Геол. ин-та Грузии, т. II, вып. 1, 1936.

Кашкай М. А. К вопросу о формировании колчеданных месторождений северо-восточного склона Малого Кавказа. «Изв. АН АзССР», 1955, т. 11, № 9.

Кашкай М. А. и Алиев В. И. О гальках пирита и пиритизированных вторичных кварцитов Чирагидзорского месторождения колчеданных руд в Азербайджанской ССР. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского фил. АН СССР, вып. 43, 1959.

Кашкай М. А. Петрология и металлогенез Дашкесана. Изд-во «Недра», 1965.

Келли В. К. Некоторые данные о генезисе ямайских бокситов. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд-во «Мир», 1964.

Классификация вулканогенных обломочных горных пород. Госгеолтехиздат, 1962.

Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. Изд-во иностр., лит., 1961.

Кобилев А. Г., Нырков А. А., Қаданер Е. И. Туфогенные горизонты в нижнеюрских отложениях Восточного Кавказа и их корреляционное значение. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.

Ковалев В. Б. Некоторые критерии реконструкции первичного облика осадочно-эфузивной толщи в зонах ультратрансформизма на примере докембрия Среднего Побужья. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембра», т. 2. Изд-во «Недра», 1967.

Кононов А. Н. К вопросу о петрологии и металлогении вулканогенных пород некоторых районов Горного Алтая. Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.

Коптев-Дворников В. С., Руб М. Г., Шаталов Е. Т. О геохимической и металлогенетической специализации магмы. В кн.: «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. В кн.: «Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях». Изд-во АН СССР, 1955.

Коржинский Д. С. Особенности постмагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности. «Докл. АН СССР», т. 133, № 6, 1960.

Коржинский Д. С. Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.

Коржинский Д. С. Проблема спилитов и гипотеза трансвапоризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. «Изв. АН СССР», серия геол., 1962, № 9.

Коссовская А. Г. Литолого-минералогическая характеристика и условия образования глин продуктивной толщи Азербайджана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 153, 1954.

Котляр В. Н. Экструзивы, эфузивы и оруденение. «Изв. высших учеб. завед. Геология и разведка», 1960, № 9.

Котляр В. Н. О типах месторождений, связанных с палеовулканализмом. «Изв. высших учеб. завед. Геология и разведка», 1962, № 11.

Котляр В. Н. и Фаворская М. А. О взаимоотношении некоторых типов оруденения с эфузивными формациями. В кн.: «Вопросы вулканализма». Изд-во АН СССР, 1962.

Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные с палеовулканализмом. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Котова Л. Н. О находке диаспоровых конкреций в девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай. «Докл. АН СССР», 1966₁, т. 171, № 4.

Котова Л. Н. Литология девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай. Автореферат канд. диссерт. Геол. ин-т АН СССР, 1962₂.

Красный Л. И., Жамойдо А. И., Монсеева А. И. О связи развики организмов с кремниевым скелетом (радиолярий и диатомей) с тектоническими и вулканическими процессами. Тр. V и VI сессий Всесоюз. палеонтол. об-ва. Госгеотехиздат, 1962.

Краускопф К. Б. Содержание тяжелых металлов в магматическом паре при 600° С. Перев. с англ. В сб.: «Проблемы эндогенных месторождений», Изд-во иностр. лит., 1960.

Краускопф К. Б. Разделение марганца и железа в осадочном процессе. Перев. с англ. В сб.: «Геохимия литогенеза». Изд-во иностр. лит., 1963₁.

Краускопф К. Б. Геохимия кремнезема в среде осадкообразования. Перев. с англ. В сб.: «Геохимия литогенеза». Изд-во иностр. лит., 1963₂.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Перев. с англ. Изд-во иностр. лит., 1954.

Куденко А. А. и Стеценко В. П. К вопросу о роли вулканизма в формировании осадочно-эффузивных и осадочных толщ. Тр. Лабор. палеовулканологии. Казах. гос. ун-та, вып. 56 (I), 1963.

Кудрявцев В. И. и Кокодзеев И. К. К вопросу о сингенетической меденоносности ордовикских и силурийских отложений южных отрогов Западного Саяна (Западная Тува). Тр. Сибирского науч.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.

Кузнецов В. А. [и др.]. Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтая-Саянской области. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1966.

Кузнецов Ю. А. Магматические формации. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1, Изд-во АН СССР, 1958.

Куликов С. И. Осадочные марганцевые руды среднего майкопа на Северном Кавказе. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4, Львов. гос. ун-т, 1956.

Курбанов Н. К. [и др.]. Особенности колчеданно-полиметаллического оруднения Южного склона Большого Кавказа на примере Филизчайского месторождения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 75, 1967.

Лавров В. М. Подводный вулканизм Азорского горного узла в Северной Атлантике. В кн.: «Современный вулканизм». Т. I. Тр. II Всесоюз. вулкан. совещ. Изд-во «Наука», 1966.

Ладиева В. Д. Геология железисто-кремнистых формаций Конкского района. В кн.: «Геология железисто-кремнистых формаций Украины». Изд-во АН УССР, Киев, 1959.

Лазаренко Е. К. и Пекун Ю. Ф. Бентонитовые глины Закарпатья. В кн.: «Бентонитовые глины Чехословакии и Украины». Киев, 1966.

Лалиев А. Г. Майкопская серия Грузии. Изд-во «Недра», 1964.

Лебединский В. И. и Макаров Н. М. Вулканизм Горного Крыма. Изд-во АН УССР, Киев, 1962.

Левченко С. В. и Наседкина В. Х. Типы бокситовых месторождений и вопросы бокситоносности юга Центральной Сибири. В кн.: «Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических пород». Изд-во «Наука», 1966.

Леквиадзе Р. Д. и Эдилашвили В. Я. К вопросу палеогеографии марганцевосного бассейна Грузии в нижнеолигоценовое время. Тр. Кавказ. ин-та минерального сырья, вып. 3 (5), 1961.

Ленных И. В. Основные вопросы геологии колчеданных месторождений Урала. Тр. Горно-геол. ин-та Уральского фил. АН СССР, вып. 43, 1959.

Лисицын А. П. Распределение аутогенного кремнезема в донных отложениях западной части Берингова моря. «Докл. АН СССР», т. 103, № 3, 1955.

Лисицын А. П. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В кн.: «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.

Лисицын А. П. [и др.]. Закономерности распределения и формы кремния, взвешенного в водах мирового океана. В кн.: «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.

Лобанова В. В. Роль пирокластического материала в формировании соленой толщи поднятия Западный Азгир. «Докл. АН СССР», 1959, т. 125, № 5.

Ломизе М. Г. О проявлениях ааленского вулканализма на Северо-Западном Кавказе. «Изв. высших учеб. завед. Геология и разведка», 1958, № 5.

Лордкипанидзе М. Б. и Надарейшили Г. Ш. Палеогеновый вулканлизм Северной Гурии и Имеретии. В сб.: «Вопросы геологии Грузии», XXII сессия МГК, Изд-во «Мецниереба», Тбилиси, 1964.

Лурье А. М. Медные руды. В кн.: «Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР». Изд-во «Наука», 1967.

Лучицкий В. И. [и др.]. Сравнительная палеовулканология среднего и верхнего палеозоя Юга Сибири и Восточного Казахстана. Изд-во «Наука», Новосибирск, 1966.

Максимович Г. А. О роли атмосферных агентов в переносе растворимых веществ. «Докл. АН СССР», 1953, т. 42, № 2.

Макухина А. А. Геология железисто-кремнистых формаций Верховецкого района. В кн.: «Геология железисто-кремнистых формаций Украины». Изд-во АН УССР, Киев, 1959.

Малеев Е. Ф. Вулканокластические горные породы. Госгеолтехиздат, 1963.

Мархинин Е. К. и Сидоров С. С. Систематическое описание гидротермальных проявлений вулканов Эбеко и Владавца по состоянию на 1959—1960 гг. Тр. Сахалинского комплексн. науч.-исслед. ин-та Сибир. отд. АН СССР, вып. 16, 1966.

Мархинин Е. К. Роль вулканализма в формировании земной коры. Изд-во «Наука», 1967.

Мацую С. О происхождении вулканических газов. В кн.: «Геохимия современных поствулканических процессов». Изд-во «Мир», 1965.

Мачабели Г. А. Месторождения бентонитовых глин СССР и их связь с вулканализмом. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.

Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. Перев. с англ. Изд-во «Мир», 1966.

Микадзе Г. А. Запутанное напластование в нижнем эоцене окрестностей Боржоми. Сообщ. АН ГССР, т. 47, № 2, 1967.

Мирская Д. Д. О некоторых условиях формирования древних вулканогенных толщ на примере изучения печенской серии. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, Изд-во «Недра», 1967.

Миртов Ю. В. и Цыклишвили Р. А. Марганцевоносные и фосфоритоносные формации нижнего кембрия и верхнего докембрия (синия) Западной Сибири. В кн.: «Осадочные фармации Сибири». Тр. Всесоюз. литол. совещ. Новосибирск, 1964.

Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита. В кн.: «Геология бокситов». Изд-во «Наука», 1966.

Мокринский В. В. Вулканический компонент в разрезах карбоновых и нижнемезойских угленосных отложений Крымо-Кавказо-Прикаспийской провинции. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.

Набоко С. И. Вулканические экскальации и продукты их реакции. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 16, 1959.

Набоко С. И. и Пийп Б. И. Современный метаморфизм вулканических пород в районе Паужетских гидротерм. Тр. Лабор. вулканологии, АН СССР, вып. 19, 1961.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. Изд-во АН СССР, 1963.

Набоко С. И. Рудная минерализация в областях современного магмопроявления. В кн.: «Рудоносность вулканических формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Назаров Ю. И. Особенности отложений барита и сульфидов цветных металлов в месторождении Маднеули. «Геология рудных месторождений», № 6, 1959.

Назаров Ю. И. Особенности формирования месторождений медно-колчеданной формации Грузии. Изд-во «Недра», 1966.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты Казахстана и их полезные ископаемые. В кн.: «Успехи геолог. изуч. Казахстана за 20 лет», Алма-Ата, 1941.

Наковник Н. И. Вторичные кварциты. В кн.: «Измененные околоврудные породы и их поисковое значение», ВСЕГЕИ, 1954.

Наковник Н. И. Вулканогенно-метасоматическая формация вторичных кварцитов СССР и полезные ископаемые, связанные с ней. В кн.: «Рудоносность вулканических формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Наливкин В. Д. Стратиграфия и тектоника Уфимского плато и Юрзино-Сылвенской депрессии. Тр. ВНИГРИ, 46, 1949.

Наливкин В. Д. Связь рифовых массивов Урала с тектоническими структурами. Тр. V и VI сессий Всесоюз. палеонтол. об-ва. Госгеолтехиздат, 1962.

Наливкин Д. В. Учение о фациях, тт. 1 и 2. Изд-во АН СССР, 1956.

Новохатский И. П. и Щерба Г. Н. О генезисе месторождений атасуйского типа. В кн.: «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 2. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1967.

Ноккольдс С. Р. и Аллен Р. Геохимические наблюдения. Изд-во иностр. лит., 1958.

Нуварьева Ю. А. О пространственной и генетической связи полиметаллического оруденения Колывань-Томской зоны с девонским вулканализмом. Тр. Сибирского научн.-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.

Орлова Е. В. Фосфоритоносные бассейны зарубежных стран. «Минер. ресурсы зарубежных стран», вып. 19, Госгеолиздат, 1951.

Орлова Е. В. Геологические предпосылки для поисков боратов вулканогенно-осадочного происхождения. «Геология и разведка», 1962, № 5.

Остроумов Э. А. Марганец в донных отложениях Охотского моря. «Изв. АН СССР», серия геол., 1955, № 5.

Павловский Е. В. и Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 1. Изд-во АН СССР, 1958.

Парк Ч. Ф. и Мак-Дормид Р. А. Рудные месторождения. Перев. с англ. Изд-во «Мир», 1966.

Пахомова А. С. Марганец в морских осадках. Тр. Гос. океанограф. ин-та, вып. 5 (17), 1948.

Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса. Изд. МОИП, 1947.

Петрашек В. Э. (младший). Магматизм и металлогения Юго-Восточной Европы. В кн.: «Рудные регенерированные месторождения». Изд-во иностр. лит., 1957.

Петров В. П. Глины. В кн.: «Успехи в изучении главнейших осадочных полез. ископ. в СССР». Изд-во «Наука», 1967.

Петрова М. А. Об источниках свободного кремнезема в вулканических областях. Тр. МГРИ, т. 32, 1958.

Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. Изд-во АН СССР, 1937.

Пинаева Н. И. Новые данные о геолого-литологическом строении высокометаморфизированного осадочно-вулканогенного комплекса пород района Парандово. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», вып. 1, Изд-во «Недра», 1966.

Половинкина Ю. Ир. Основные и ультраосновные породы Карсакпая. Тр. ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1952.

Половинкина Ю. Ир. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Тр. ВСЕГЕИ, т. 1, 1954.

Пономарев В. Г. К проблеме вулканогенно-осадочных железных руд в рудном поле Зыряновского полиметаллического месторождения Рудного Алтая. Тр. Сибирск. научно-исслед. ин-та геологии, геофизики и минер. сырья, вып. 35, 1964.

Попов В. Е. Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогенеза. Изд-во «Недра», 1967.

Попов В. М. Медь. В кн.: «Металлы в осадочных толщах». Изд-во «Наука», 1965.

Попов В. М. О генетической связи некоторых пластовых месторождений цветных металлов с вулканизмом. Изд. АН КиргизССР, 1967, № 5.

Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. Тр. ГИН АН СССР, вып. 5, 1956.

Пустовалов Л. В. Некоторые новые данные о месторождениях полезных ископаемых осадочного и осадочно-метаморфического происхождения. В сб.: «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.

Пустовалов Л. В. О состоянии и основных направлениях дальнейшего развития геологической науки. «Советская геология», 1964, № 5.

Пустовалов Л. В. Осадочные полезные ископаемые — основа минерально-сырьевых ресурсов. В кн.: «Успехи в изучении главнейших осадоч. полез. ископ. в СССР». Изд-во «Наука», 1967.

Пушкина З. В. Железо, марганец, кремний, фосфор, бор, алюминий в морской воде района вулкана Санторин. «Литология и полезные ископаемые», 1967, № 2.

Радзю В. Бентонитизация кислых вулканических пород Восточной Словакии. В кн.: «Бентонитовые глины Чехословакии и Украины». Киев, 1966.

Рахманов В. П. Марганцевые руды. В кн.: «Успехи в изучении главнейших осадоч. полез. ископ. в СССР». Изд-во «Наука», 1967.

Ренгартен Н. В. Аутигенный анальцим из песчаников казанского яруса Кировской области. «Зап. Всеросс. минерал. об-ва», 1940, ч. 69, № 1.

Ренгартен Н. В. Цеолитовые и цеолитсодержащие осадочные породы. В кн.: «Справочное руководство по петрографии осадочных пород», т. 2, Гостоптехиздат, Л., 1958.

Рожкова Е. В. и Горецкий Ю. К. Происхождение и классификация кремневых опаловых пород. В кн.: «Диатомиты и трепелы», т. 1. Госгеолиздат, 1945.

Рожнов А. А., Середа В. Я. и др. Жаирэм. В кн.: «Геология и металлогенез Успенской тектонической зоны». Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1967.

Розанов С. Б. и Филатова Л. И. О железорудных формациях до-кембрия Улутау. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», т. 2. Изд-во «Недра», 1967.

Ронов А. Б. К последокембрийской геохимической истории атмосферы и гидросферы. «Геохимия», 1959, № 5.

Ронов А. Б. и Ермишина А. И. Распределение марганца в осадочных породах. «Геохимия», 1959, № 3.

Ронов А. Б., Михайловская С. М., Солодкова И. И. Эволюция химического и минералогического состава песчаных пород. В кн.: «Химия земной коры», т. 1. Изд-во «Наука», 1963.

Росс К. С. Взаимоотношения глинистых минералов в группе монтмориллонита. В кн.: «Вопросы минералогии глин». Перев. с англ. Изд-во иностр. лит., 1962.

Роттман В. К. Вулканогенно-малассовая формация. Тр. Лабор. палео-вулканологии, вып. 56 (1). Изд-во Казах. гос. ун-та, 1963.

Сапожников Д. Г. Осадкообразование в озерах засушливой зоны СССР. Озеро Балхаш. В кн.: «Образование осадков в современных водоемах». Изд-во АН СССР, 1954.

Сапожников Д. Г. К теории прогноза осадочных рудных месторождений. Изд-во АН СССР, 1961.

Сапожников Д. Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение. Изд-во АН СССР, 1963.

Сапожников Д. Г. Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений. В кн.: «Марганцевые месторождения СССР», изд-во «Наука», 1967.

Семененко Н. П. Закономерности формирования осадочно-вулканогенных железисто-кремнистых формаций (осадочно-вулканогенная джеспилитовая формация). В кн.: «Геология железисто-кремнистых формаций Украины». Изд-во АН УССР, Киев, 1959.

Сендеров Э. Э. Изучение кристаллизации морденита в гидротермальных условиях. «Геохимия», 1963, № 9.

Сердюченко Д. П. и Глебов А. В. Железо. В кн.: «Металлы в осадочных толщах». Изд-во «Наука», 1964.

Сидоренко А. В. Гипс в Кара-Кумах и его палеогеографическое значение. «Природа», 1950, № 6.

Сидоренко А. В. и Лунева О. И. О слоистых текстурах в метаморфических толщах Кольского полуострова. «Докл. АН СССР», 1958, т. 118, № 1.

Сидоренко А. В. и Лунева О. И. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд-во АН СССР, 1961.

Сидоренко А. В. Некоторые вопросы изучения докембрия. В кн.: «Проблема осадочной геологии докембра», т. 2. Изд-во «Наука», 1967.

Скорнякова Н. С. и Андрушенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 5.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. Изд-во «Недра», 1966.

Славик Я. Геология бентонитовых месторождений Словакии. В кн.: «Бентонитовые глины Чехословакии и Украины», Киев, 1966.

Смирнов В. И. и Гончарова Т. Я. О рудных гальках в породах кровли Урупского медно-колчеданного месторождения на Северном Кавказе. «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 1.

Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений. «Вестник МГУ», 1960, серия IV, Геология, № 2.

Смирнов В. И. и Гончарова Т. Я. Палеозойские вулканогенные комплексы Северного Кавказа и связанные с ними колчеданные месторождения. «Изв. АН СССР», серия геол., 1961, № 4.

Смирнов В. И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.

Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишонах Большого Кавказа. «Докл. АН СССР», 1967, т. 177, № 1.

Смирнов В. И. Вопросы геологии рудных месторождений на 11-й сессии Тихоокеанской науч. конгр. в Токио. «Геология рудных месторождений», 1967, № 1.

Смирнов В. И. Колчеданные месторождения. В кн.: «Генезис эндогенных рудных месторождений». Изд-во «Недра», 1968.

Соколов Г. А. Закономерности размещения железорудных месторождений на территории СССР. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 8. Изд-во «Наука», 1967.

Соколов Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Соколова Е. А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценосных вулканогенно-осадочных формациях. В кн.: «Марганцевые месторождения СССР». Изд-во «Наука», 1967.

Соловкин А. Н. Железные руды. В кн.: «Успехи в изучении главнейших осадочных полезных ископаемых в СССР». Изд-во «Наука», 1967.

Стенарь М. М. О докембрийских метаморфизованных вулканических образованиях района Большозера. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембра», т. 1. Изд-во «Недра», 1966.

Страхов Н. М. К познанию закономерностей механизма морской седиментации. Ч. 1. Черное море. «Изв. АН СССР», серия геол., 1947, № 2.

Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.

Тр. ГИН АН СССР, вып. 73, 1947.

Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. В кн.: «Образование осадков в современных водоемах». Изд-во АН СССР, 1954.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. Типы литогенеза и их размещение на поверхности земли. Изд-во АН СССР, 1962.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 2, Закономерности состава и размещения гумидных отложений. Изд-во АН СССР, 1962.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат. М., 1963.

Страхов Н. М. К познанию подводного вулканогенно-осадочного породообразования. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые», Изд-во «Наука», 1965.

Страхов Н. М. и Штеренберг Л. Е. К вопросу о генетическом типе Чнатурского месторождения. «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 1.

Страхов Н. М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема. В кн.: «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.

Страхов Н. М., Варенцов И. М. [и др.]. К познанию механизма марганцеворудного процесса. В кн.: «Марганцевые месторождения СССР», Изд-во «Наука», 1967.

Суслов А. Т. Марганец. В кн.: «Металлы в осадочных толщах». Изд-во «Наука», 1964.

Суслов А. Т. Основные черты железо-марганцевых месторождений вулканогенно-осадочного происхождения. В кн.: «Марганцевые месторождения СССР». Изд-во «Наука», 1967.

Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эфузивный вулканизм Грузии. Монография Геол. ин-та АН ГССР, № 8, 1958.

Тазиев Г. Вулканы. Изд-во иностр. лит., 1963.

Твалчрелидзе А. А. Флоридиновые глины. В кн.: «Минеральные ресурсы Грузии», Тбилиси, 1933.

Твалчрелидзе А. А., Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Петрофикация верхнеэоценовой щелочной вулканогенной толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин. Тр. Тбилисского гос. ун-та, т. 72, 1959.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогенез Грузии. Госгеолтехиздат, 1961.

Твалчрелидзе Г. А. Некоторые особенности металлогенеза Средиземноморского геосинклинального пояса. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. 7. Изд-во «Наука», 1964.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. Перев. с англ., ОНТИ, 1936.

Теобальд П. К., Лекин У. Х., Хоукинг Д. Б. Осаждение алюминия, железа и марганца в месте слияния ручья Дир-Крик с рекой Снейк в окресте Саммит, Колорадо. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд-во «Мир», 1964.

Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. Изд-во АН СССР, 1958.

Тимофеева З. В. Фациально-геохимические условия образования диагенетических сидеритовых руд. «Литология и полезные ископаемые», 1963, № 1.

Тиррель Г. В. Вулканы. Перев. с англ. Госгоргеолнефтеиздат, 1934.

Товарова И. И. О выносе воднорастворимых веществ из пирокластики вулкана Безымянного. «Геохимия», 1958, № 7.

Топор Н. Д. и Костюк Г. Е. Вулканический пепел в миоцене северо-восточной части Молдавской ССР. Тр. МГРИ, т. 33, 1958.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, 1963.

Уайт Д. Термальные источники и эпимермальные рудные месторождения. В кн.: «Проблемы рудных месторождений». Перев. с англ., Изд-во иностр. лит., 1959.

Уайт Д. Е. и Уоринг Г. А. Вулканические эманации. В кн.: «Геохимия современных поствулканических процессов». Изд-во «Мир», 1965.

Уайт Д. Е., Андерсон Е. Т. и Груббс. О вероятном рудообразующем магматическом рассоле и метаморфизующихся породах, вскрытых глубокой скважиной в Южной Калифорнии. В кн.: «Геохимия современных поствулканических процессов». Изд-во «Мир», 1965.

Уайвер Ч. Е. Петрология глинистых отложений. В кн.: «Вопросы минералогии глин». Перев. с англ. Изд-во иностр. лит., 1962.

Фаворская М. А. Критерии связи оруденения с субвулканическими и эфузивными породами и методика их изучения. В кн.: «Критерии связи оруденения с магматизмом, применительно к изучению рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.

Федорченко В. И., Шилов В. Н. Некоторые общие вопросы петрологии в связи с изучением вулканов хребта Вернадского. Тр. Сахалинского комплекса науч-исслед. ин-та Сибирск. отд. АН СССР, вып. 16, 1966.

Ферсман А. Е. Геохимия, т. IV, Госхимиздат, Ленинград, 1939.

Фонт-Альтаба М., Клоэас Дж. М. Месторождения бокситов в палеозойских отложениях провинции Леон, Испания. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд-во «Мир», 1964.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии. Тр. ГИН АССР, вып. 70, 1962.

Формозова Л. Н. Эксгальационно-осадочные месторождения железных руд типа Ланн-Дильль и геологическая обстановка их образования. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Фролов В. Т. и Фролова Т. М. Соотношение эфузивного, пирокластического и осадочного вещества в формациях эвгеосинклиналии Южного Урала. В кн.: «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.

Хайн В. Е. Разрезы и фации мезозоя Юго-Восточного Кавказа по данным новейших исследований. Тр. Ин-та геол. наук им. Губкина АН АзССР, т. 13, 1947.

Хайн В. Е. Рифы и тектоника. Тр. V и VI сессий Всесоюз. палеонтол. об-ва. Госгеолтехиздат, 1962.

Халилова Т. А. Железо-марганцевые месторождения Ханларского района. Изд-во АН АзССР, Баку, 1960.

Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения. В кн.: «Происхождение бокситов». Перев. с англ. Изд-во иностр. лит., 1959.

Хатунцева А. Я. Метаморфизованные вулканогенные формации крайней северо-западной части Украинского щита. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембра», т. 2. Изд-во «Недра», 1967.

Хейзен Б., Тарп М., Юинг М. Дно Атлантического океана. Перев. с англ. Изд-во иностр. лит., 1962.

Херасков Н. П. Геология и генезис восточно-сибирских марганцевых месторождений. В кн.: «Памяти акад. А. А. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Хворова И. В. и Ильинская М. Н. Сравнительная характеристика двух вулканогенно-осадочных формаций Южного Урала. Тр. ГИН АН СССР, вып. 81, 1963.

Хилдебранд Д. А. Месторождения бокситовой глины в карстовом районе центральной части северного Пуэрто-Рико. В кн.: «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд-во «Мир», 1964.

Хитаров Н. И. Вопросы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лабор. вулканологии АН СССР, вып. 19, 1961.

Ходюш Л. Я. Литологическая интерпретация полосчатых текстур железистых кварцитов. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембра», вып. 2. Изд-во «Недра», 1967.

Цагарели А. Л. Верхний мел Грузии. Изд-во АН ГрузССР, 1954.

Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии. Изд-во иностр. лит., 1958.

- Чернов В. М. Вулканогенные железисто-кремнистые и колчеданные формации Карелии. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембria», вып. 1. Изд-во «Недра», 1966.
- Чернышев Н. М. К вопросу об условиях образования яшмовидных пород Ахтальского рудного поля. «Изв. АН Арм. ССР», 1961, т. 14, № 3.
- Шатиришвили Т. М. К петрографии туфогенно-аналитических пород сеномана района Рачи (Западная Грузия). Тр. ВНИГНИ, вып. 15, 1959.
- Шатский Н. С. О марганцевосодержащих формациях и о металлогении марганца. «Изв. АН СССР», серия геол., 1954, № 4.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шехоркина А. Ф. Формация верхнего докембria Приморья. В кн.: «Осадочные формации Сибири». Тр. Всесоюз. литол. совещ., т. 2, Новосибирск, 1964.
- Шипулин Ф. К. О времени образования металлоносных растворов при извержении некоторых вулканов. «Геология рудных месторождений», 1960, № 5.
- Шипулин Ф. К. Отщепленные и самостоятельные малые интрузии и их металлогеническое значение. В кн.: «Критерии связи оруденения с магматизмом применительно к изучению рудных районов». Изд-во «Недра», 1965.
- Шихалибейли Э. Ш., Корнеев Г. П., Байрамбейли Э. Т. Геологическое строение северо-восточного склона Нузыгерского плато. Изв. АН АзССР, 1955, № 8.
- Шнейдерхён Г. Рудные месторождения. Перев. с немецк. Изд-во иностр. лит., 1958.
- Шрок Р. Слоистость осадочных пород. Перев. с англ. Изд-во иностр. лит., 1950.
- Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана. «Изв. АН СССР», серия геол., 1938, № 4.
- Шерба Г. Н. Магматическая дифференциация — один из процессов генерации полиметаллического оруденения в Казахстане. Тр. Лабор. палеовулканологии, вып. 3, Алма-Ата, 1964.
- Шерба Г. Н. Связь рудных месторождений Казахстана с герцинским вулканализмом. В кн.: «Рудоносность вулканогенных формаций». Изд-во «Недра», 1965.
- Шерба Г. Н., Митряева Н. М., Рожков А. А. К генезису месторождений атасусского типа. В кн.: «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. 3. Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1967.
- Шербакова К. Ф. Метаморфические руды южного района Криворожского железорудного бассейна. В кн.: «Проблемы осадочной геологии докембрия», т. 2. Изд-во «Недра», 1967.
- Яшинин А. Л. Палеогеографические условия образования бокситов в СССР. 1941.
- Яшинин А. Л. Об элювиальных гипотезах образования бокситов. 1941².
- Яшинин А. Л. Вулканизм и осадочное рудообразование. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 43, вып. 4, 1968.
- Aleksiev B. Sedimentare Manganerze des Oligocens bei Varna (Bulgarien). Freiberger Forschungshafte, C—79, 1959.
- Aubouin J. Geosinclines. Elsevier, 1965.
- Avias J. Sur la genese der gisements de manganese de Nouvelle Caledonie. Compt. rend. Soc. Geol. France, No. 1—2, 1954.
- Bear L. M. The geology and mineral resources of the Akaky—Lythorodondha area. Cyprus Geol. Survey, Mem. N 3, 1960.
- Buljan M. Deep submarine volcanism and the chemistry of the sea. Bull. Scient. Conseil. acad. RPFY, vol. 2, No. 1, 1954.
- Bullard F. M. Volcanoes in history, in theory, in eruption. Universiti of Texas Press, Austin, 1962.
- Borchert M. Der initiale magmatismus und die zugehörigen Lagerstätten, N Jb. Miner. Abh., B. 91, 1957.

- Boyle R. W. and Davis J. L. Geology of the Austin Brook and Brunswick N 6. sulfide deposits, Gloucester County, New Brunswick, Can. Geol. Survey, paper 63-24, 1964.
- Callaghan and Thomas H. E. Manganese in a thermal spring in West-Central Utah. Econ. Geology, vol. 34, No. 8, 1939.
- Collins W. H. and Quirke T. T. The Michipicoten iron ranges. Geol. Survey Canada, Mem. 147, 1926.
- David W. Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Rio Tinto. Spain. Bull. Inst. Mining and Metallurgy, 1962, No. 663, «Transactions» 71, No. 5, 1961-1962.
- Deffeyes K. S. Zeolites in sedimentary rocks. Journ. of Sedim. Petr. vol. 29, No. 4, 1959.
- Dzotsenidze G. S. and Matchabely G. A. The genesis of bentonites of the Georgian SSR. Intern. chay confer. 1963, v. 2, Pergamon Press, 1965.
- E—A n—Zen. Preliminary report on the mineralogy and petrology some marine bottom samples off the coast of Peru and Chile. Amer. mineral., vol. 42, No. 11-12, 1957.
- Fisher R. V. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. The Geol. Soc. of America Bull., vol. 72, No. 9, 1961.
- Fries C. Jr. Volumes and weights of pyroclastic material, lava and water erupted by Paricutin Volcano, Michoacan, Mexico. Trans. Amer. Geophys. Union, vol. 34, No. 4, 1953.
- Goldich S. S. a Bergquist H. R. Aluminous lateritic soil of the Republic of Haiti. w. I. U. S. Geol. Survey Bull. 953-C, 1948.
- Goodwin A. M. Structure, stratigraphy and origin of iron formations, Michipicoten area, Algoma district, Ontario, Canada. The Geol. Soc. of America Bull., vol. 73, 1962.
- Harel F. Silicic acid as a protective colloid for manganese dioxide sols. Journ. of Physical chemistry; vol. 44, No. 4, 1940.
- Hegemann F. Über extrusio-sedimentare Erzlagerstätten der Ostalpen. Teil 2. Blei-Zinkerzlagerstätten. Zs. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, Bd. 13, Nr. 2, 1960.
- Helke A. Die Kupferlagerstatte Ergani-Maden in der Turkei. Neues Fahrbuch f. Miner., Abh. B. 101, Heft 3, 1964.
- Hewett D. F. and Fleischer M. Deposits of the manganese oxides. Econ. Geol., vol. 55, No. 1, 1960.
- Ho C. S. and Lee C. N. Economic minerals of Taiwan. Geol. Survey of Taiwan, Taipei, China, 1963.
- Holdridge D. A. A clay mineral from St. north Norway. Clay miner. Bull., vol. 5, No. 27, 1962.
- Hutchinson R. W. Genesis of Canadian massive Sulfides reconsidered by comparison to Cyprus deposits. Canadian Mining and Metall. Bull., v. 58, 1965.
- James H. L. Sedimentary Facies of Iron Formation. Econ. Geology, vol. 49, No. 3, 1954.
- Jean-Pierre Vernet. Concerning the association montmorillonite-analcime in the series of Stanleyveille, Congo. Journ. of Sedim. Petr., vol. 31, No. 2, 1961.
- Jones E. L., Ransome F. L. Deposits of manganese ore in Arizona. U. S. Geol. Surv. Bull. 710-D., 1920.
- Kalliokosky J. Genesis of Sulfur deposits in Japan. Econ. Geol., vol. 57, No. 2, 1962.
- Kálmán B. A bauxit. В кн.: Ásvány Telepeink Földtana (На венгерском языке «Геология наших минеральных залежей») Budapest, 1966.
- Kantor J. O genese manganowych rud v Spišsko—Gemerskom rudoohori. Geol. prace Sav. Československé, I, 1954.
- Kinkel A. R. Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to volcanism. Econ. Geol. vol. 57, No. 7, 1962.
- Kinkel A. R. Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement. Econ. Geol., vol. 61, No. 4, 1966.

- Kostić J. Igneous activity and ore deposition in southeastern Europe. Ann. Uni. Sofia, 42, 1946.
- Krauskopf K. Separation of Manganese from Iron in the Formation of Manganese deposits in volcanic Associations. XX Congresso Geol. Intern., Symposium del Manganese, t. I, Mexico, 1956.
- Krauskopf K. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. Geochimica et cosmochimica acta, vol. 10, No. 1/2, 1956.
- Lea E. R. and Rancourt C. Geology of the Brunswick Mining and Smelting ore bodies, Gloucester County, New Brunswick. Canadian Inst. Min. and Metall. Trans., vol. 61, 1958.
- Lin N. S. The preliminary report of the investigation of black iron sulfide ore deposit at Chinshan mine: The Formosan Mining Industry, vol. 3, 1951.
- Manganese in California. Mineral Inform. service, No. 12, 1953.
- Markova M. Litologia neogénnych sedimentov južného Slovenska. Sborník geologicnich vied, Zapadne Karpaty, rad ZK—Zvarok 8, Bratislava, 1967.
- McBirney A. R. Factors governing the nature of submarine volcanism. Bull. Volcanologique, vol. 26, No. 5, 1963.
- Moore E. S. and Maynard J. F. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. Econ. Geol., vol. 24, No. 5, 1929.
- Moore R. E. Treatise on Invertebrate Paleontology. Kansas, 1956.
- Murray J. and Renard A. F. Deep sea deposits. «Challenger Rept.», 1891.
- Ogniben. Relazioni fra Tripoli della serie solifera Siciliana e vulcanismo. Beull. serv. geol. Italia, 77, No. 1, 1955.
- Park C. F. Spilite and manganese of the Olympic peninsula. Amer. sci., No. 5, 1946.
- Park C. F. On the origin of manganese. XX Congresso Geol. Symposium del Manganese, t. I, Mexico, 1956.
- Park C. F. A magnetite «flow» in northern Chile. Econ. Geol., vol. 56, No. 2, 1961.
- Petráscheck W. E. Die alpin—mediterrane Beli—Zinkpovinz. Z. f. Erzbergbau u. Metallhüttenwesen, vol. 13, No. 5, 1960.
- Pettijohn F. J. Sedimentary rocks. N. York, 1949.
- Pouba Z. The Relationship Between the Volcanism and the Mineragenesis in the Bohemian Massif. В сборн. Paleovolcanites of the Bohemian Massif. Charles University, Praha, 1966.
- Raguen E. Sur les gisements de manganese sedimentaires. XX Sess. Congresso Geol. Intern., Symposium del Manganese, t. I, Mexico, 1956.
- Reed J. J. Manganese ore in New Zealand. N. Z. J. Geol. a. Geoph., vol. 3, No. 3, 1960.
- Routhier P. Etude géologique du versant accidenté de la Nouvelle Caledonie. Compt. rendu Soc. Geol. France, N 9—10, 1954.
- Schulz O. Lead—zinc deposits in the Calcareous Alps as an example of submarine—hydrothermal formation of mineral deposits. В кн.: Sedimentology and ore genesis. Elsevier, 1964.
- Shepherd E. S. The Gases in rocks and some related problems. Am. Journ. Sci., 5th ser., 35—A, 1938.
- Siever R. The silica budget in the sedimentary cycle. Amer. Mineral., vol. 42, No. 11—12, 1957.
- Simonen A. and Kouvo O. Archean varred schists north of Tampere in Finland. C. R. Soc. Geol. Finlande, No. 24, 1951.
- Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the Svecofennidic, early archean supracrustal rocks in South western Finladn. Bull. Comm. geol. Finlande, No. 160, 1953.
- Sirel M. A. Die Kupferr Lagerstätte Ergani—Maden in der Turkei. Neues Jahrbuch f. Miner., Abh., B. 80, 1949.
- Stanton R. L. Mineralogical features and possible mode of emplacement of the Brunswick Mining and Smelting ore bodies, Gloucester County, New Brunswick. Canadian Mining Metall. Bull., vol. 52, 1959.

Szadeczky—Kardoss E., Pesty L. Complex experimental petrologic investigations on the interchange of rocks and magma. *Acta Geolog. Hung.*, t. VIII, vol. 1—4, 1964.

Szadeczky—Kardoss E. On the migration of volatiles and the chemical changes at igneous contacts. *Acta Geol. Hung.*, t. X, 1966.

Takabatake A. Genesis of manganiferous iron deposits in Japan. XX Sess. Cong. Intern. Symposium del Manganese, t. 4, Mexico, 1956.

Talliaferro N. L. The relation of volcanism to diatomaceous and associated silicean sediments. Univ. of California Publicat., vol. 23, No. 1, 1933.

Talliaferro N. L., Hudson F. G. Genesis of the manganese deposits of the Coast Ranges of California. Bull. Div. Min. Dept. Nat. resources stale, No. 125, 1943.

Tan L. P. The sulfur—melnikovite deposits of the Szechuangtzeping area, Taipeihsien, Taivan. Geol. Soc. China, Proc., N 2, 1959.

The Geological development of the Japanese Islands. Tokio, 1965.

Towe K. M. Clay mineral diagenesis as a possible source of silica cement in sedimentary rocks. Journ. of Sedimentary Petrology, vol. 32, No. 1, 1962.

Van Hise C. R. and Leith C. K. The geology of the Lake Superior region. U. S. Geol. Surv. Monogr., 52, 1911.

Watermann G. C. Some chemical aspects of bauxite genesis in Jamaica. Econ. Geology, vol. 57, No. 5, 1962.

Weed W. W. Mineral vein formation at Boulder hot springs, Montana. U. S. Geol. Surv. XXI Ann. Rept., pt. 2, 1900.

White D. E., Brannock W. W. and Murata K. J. Silica in hot spring waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 10, No. 1—2, 1956.

Содержание

От редактора	5
Предисловие	15
Введение	17
I.	
Влияние пирокластического материала на литогенез	22
1. Роль пирокластического материала в формировании кластических осадков	22
2. Характер слоистости вулканогенно-осадочных пород и особенности распределения материала	27
3. Нарушение нормальной слоистости под влиянием вулканизма	32
4. Количествоные взаимоотношения между осадочным и вулканическим материалом в вулканогенно-осадочном породообразовании	36
5. Вулканические пеплы за пределами распространения вулканогенных толщ	55
6. Продукты подводного изменения пирокластического материала	57
II.	
Влияние вулканизма на образование химических осадков	71
1. Кремнезем	72
2. Вулканиты и известняки	93
3. Железные руды	98
4. Сульфиды железа и других металлов	127
Зарубежные месторождения	127
Месторождения Советского Союза	140
5. Парагенезис сульфидов и окислов железа	161
6. Бокситы	179
7. Марганец	197
Зарубежные месторождения	197
Месторождения Советского Союза	203
Марганец в областях современного и недавнего вулканизма	214

О генезисе Чиатурского марганцевого месторождения	229
8. Фосфориты	244
9. Бор	253
<hr/>	
III.	
 Некоторые общие вопросы вулканогенно-осадочного литогенеза	256
1. Об особенностях подводного вулканизма	256
2. О путях снабжения осадочного процесса вулканогенным хемогенным материалом	267
3. Об отдаленных вулканогенно-осадочных месторождениях	284
4. О способах формирования вулканогенных месторождений	288
5. О связи вулканогенных месторождений с определенными типами лав	292
6. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых, связанных с вулканизмом	298
7. Вулканогенный материал в метаморфических толщах	305
8. К вопросу о классификации вулканогенно-осадочных формаций	313
9. О косвенном влиянии вулканизма на литогенез	317
 Литература	323

Contents

Preface	Ctp.
	15
Introduction	17
I.	
Influence of pyroclastic material upon lithogenesis	22
1. Role of pyroclastic material in the formation of clastic rocks	22
2. Character of bedding of volcanic—sedimentary rocks and specific features of the distribution of material	27
3. Disturbance of normal bedding under the influence of volcanism	32
4. Quantitative relations between sedimentary and volcanic materials in volcanic—sedimentary rock—formation	36
5. Volcanic ashes outside volcanic suits	55
6. Products of submarine alteration of pyroclastic material	57
II.	
Influence of volcanism upon of chemical sediments	71
1. Silica	72
2. Volcanism and limestones	93
3. Iron ores	98
4. Sulfides of iron and other metals	127
Deposits outside the USSR	127
Deposits in the USSR	140
5. Paragenesis of iron sulfides and oxides	161
6. Bauxites	179
7. Manganese	197
Deposits outside the USSR	197
Deposits in the USSR	203
Manganese in the area of contemporaneous and recent volcanism	214
On the genesis of Chiatura manganese deposit	229

8. Phosphorites	244
9. Boron	253
<hr/>	
III.	
Some general questions of volcanic-sedimentary lithogenesis	256
1. On the specific features of submarine volcanism	256
2. On the ways of supplying sedimentary process chemical materials	267
3. On the remote volcanic — sedimentary ore deposits	284
4. On the mode of formation of volcanic ore deposits	288
5. On the connection of volcanic deposits with the definite types of lavas	292
6. On the question of classification of mineral deposits connected with volcanism	298
7. Volcanic material in the metamorphic suites	305
8. On the question of classification of volcanic — sedimentary formations	313
9. On the indirect influence of volcanism upon lithogenesis	317
Bibliography	323



Дзоценидзе Георгий Самсонович

РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В ОБРАЗОВАНИИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД И РУД.

Редактор издательства *T. B. Колошина*
Переплет художника *Ю. П. Трапакова*

Техн. редакторы *T. M. Шмакова, A. G. Иванова*
Корректор *Э. А. Ляхова*

Сдано в набор 17/XII 1968 г.

Формат 60×90^{1/16}

Бумага № 1
T-07594

Печ. л. 21,5

Индекс 1—4—1

Заказ 222/2627-4

Подписано в печать 17/VII 1969 г.

Уч.-изд. л. 23,81

Тираж 2500 экз.

Цена 2 р. 63 к.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картфабрика ВАГТ

17561

10