ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ПРОШЛОГО

2

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR

GEOLOGICAL INSTITUTE

SEDIMENTATION AND ORE DEPOSITS OF THE ANCIENT VOLCANIC REGIONS

Vol. II

ORE DEPOSITS

(IRON AND MANGANESE ORES, PHOSPHORITES AND BOXITES)

(*Transactions, vol. 196*)

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1968

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ОСАДКООБРАЗОВАНИЕ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ ПРОШЛОГО

Том II

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

(ЖЕЛЕЗНЫЕ И МАРГАНЦЕВЫЕ РУДЫ, ФОСФОРИТЫ И БОКСИТЫ)

(*Труды, вып. 196*)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1968

УДК 551.21 : 551.3.051 : 553

Рассмотрены вопросы влияния вулканизма на формирование некоторых полезных ископаемых в геосинклинальных областях. Выделены вулканогенно-осадочные формации, с которыми связаны руды железа и марганца. Установлена генетическая связь фосфатонакопления с вулканическими и вулканогенно-осадочными формациями. Выяснено влияние интенсивности вулканической деятельности и состава ее продуктов на локализацию руд, их состав, текстуры и структуры. Рассмотрены особенности формирования и размещения геосинклинальных бокситов и сделаны выводы о закономерностях их тектонического и палеогеографического развития.
Таблиц 56. Библ. 524 назв. Иллюстраций 122.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:
академик *А. В. Пейве* (главный редактор),
К. И. Кузнецова, академик *В. В. Меннер, П. П. Тимофеев.*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
И. В. Хворова

EDITORIAL BOARD:
Academician *A. V. Peive* (Chief Editor),
K. I. Kusnetzova, Academician *V. V. Menner, P. P. Timofeev*

RESPONSIBLE EDITOR
I. V. Khvorova

2-9-2
356-68 (I катал.)

ПРЕДИСЛОВИЕ К ТОМУ II

В предисловии к монографии «Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей прошлого», помещенном в том I, были указаны основные цели и задачи этой работы.

Том II монографии посвящен вопросам влияния вулканизма на формирование некоторых полезных ископаемых в геосинклинальных областях прошлого. Он состоит из четырех частей, причем в первых трех разбираются условия образования вулканогенно-осадочных руд железа, марганца и фосфора, а в последней (четвертой) части рассматриваются спорные вопросы генезиса геосинклинальных бокситов.

Именно эти полезные ископаемые являются наиболее интересными в практическом и теоретическом отношении. Авторам за время многолетних личных наблюдений, а также при обработке новых литературных материалов удалось выявить характерные особенности связи руд с определенными вулканическими породами и таким образом доказать влияние вулканизма на рудообразование.

Объем частей II тома монографии, написанных разными авторами, неравномерен, так же как неодинаковы принятые ими методы исследования и изложения материала.

В двух первых частях излагаются результаты формационного исследования и дается типизация вулканогенно-осадочных формаций, с которыми связаны руды железа и марганца (Л. Н. Формозова, Е. А. Соколова).

Авторы выделили парагенезы вулканических и осадочных пород и руд, образовавшихся в определенных тектонических и палеогеографических условиях. Характерные признаки выделенных рудоносных формаций, согласно учению Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, проверялись и контролировались повторяемостью формаций в разных районах при близких тектонических условиях и сходном вулканизме. Многие формации, с которыми связаны руды железа и марганца, были выделены и описаны авторами ранее. Их характеристика приведена здесь в сокращенном или несколько измененном виде в случае наличия новых данных, полученных за последние годы.

Сложнее обстоит дело с рудами фосфора. Как известно, до сих пор существуют различные мнения относительно генезиса фосфоритов. Поэтому основное внимание было уделено доказательству возможности их вулканогенно-осадочного генезиса. Материал, приведенный в третьей

части, позволяет говорить о тесной связи некоторых фосфатопроявлений с вулканизмом (Н. Г. Бродская, М. Н. Ильинская).

Фосфатопроявления рассматриваются в ряду вулканических и вулканогенно-осадочных формаций. Авторы последовательно анализировали парагенетические комплексы пород, содержащих фосфор, сначала в самих вулканических толщах, а затем во все более удаленных от вулканических очагов.

В результате проведенных исследований авторы пытались разрешить следующие задачи.

1. Как влияет характер вулканизма и состав вулканических пород формации на образование руд железа, марганца и фосфора.

2. Существует ли возможность миграции рудных растворов вулканогенного происхождения в поверхностных условиях и на какое расстояние до образования рудного осадка.

3. Влияет ли интенсивность и тип вулканизма на минеральный состав руд, на последовательность их выделения, а также на текстуры и структуры руд.

4. Оказывают ли влияние на состав руд осадочные члены парагенеза.

5. В каких случаях и при какой обстановке образуются богатые, промышленные рудные месторождения вулканогенно-осадочного генезиса и с какими формациями они связаны.

Кроме этих основных вопросов, разобраны и многие другие, специфические для каждого полезного ископаемого.

Приведенный в последней (четвертой) части монографии материал показывает, что связь геосинклинальных бокситов с вулканизмом более далекая, чем руд железа, марганца и фосфора. Иногда бокситы образовывались при разложении пеплов, но наиболее часто — при выветривании вулканомиктового материала. Последний связан с разрушением вулканических пород, возникших на более ранних этапах геосинклинального развития (В. Н. Григорьев). Поэтому главное внимание было уделено рассмотрению положения бокситов внутри геосинклинальных структур и проявлению вулканизма в их пределах.

Таким образом, все четыре части II тома монографии посвящены решению задач, поставленных перед коллективом авторов. Многие вопросы удалось решить и обосновать, некоторые из них повлекли за собой постановку новых интересных задач, еще требующих разрешения. Однако авторы надеются, что и эти поставленные задачи и новые генетические гипотезы так же, как обоснованные выводы, будут полезны многим геологам, работающим в районах развития вулканогенно-осадочных отложений, с которыми связаны полезные ископаемые.

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ РУД ЖЕЛЕЗА

ВВЕДЕНИЕ

Месторождения гипергенных железных руд, как известно, формировались во всем мире с докембрия до четвертичного периода и образуются в современную эпоху в морях, озерах и реках. Источником железа могут быть продукты континентального выветривания или вулканические рудоносные газы и растворы. Изучение железных руд ведется веками. Старые теории генезиса различных месторождений этих руд отвергаются и предлагаются другие, которые оспариваются или подтверждаются новым, все увеличивающимся по количеству фактическим материалом (детальные геологические съемки в районе месторождений, глубокое бурение, изучение вещественного состава вмещающих пород и руд новейшими методами исследования).

Классификацию железных руд также начали разрабатывать очень давно. Предложены десятки схем классификации. Однако с годами выясняется, что в них или не были учтены некоторые типы руд, или систематика их производилась односторонне, с привлечением лишь какого-нибудь одного признака (генезис, текстура, состав) и потому не могла быть универсальной. Более совершенная и долговечная классификация гипергенных железных руд может быть разработана, если для этой цели будет применен метод формационного анализа. Принадлежность руд к той или иной геологической формации определяет и условия образования руд, и общие закономерности их размещения в земной коре, и особенности строения рудных залежей, и характерные черты их вещественного состава.

В настоящей работе сделана попытка охарактеризовать и типизировать парагенезы вмещающих пород и руд только одной, но довольно обширной и разнообразной вулканогенно-осадочной группы формаций.

Изучение влияния вулканизма на седиментацию и осадочное рудообразование началось сравнительно недавно, однако за последние годы появилось много работ на эту тему. Н. М. Страхов (1956, 1963) выделил и описал особый вулканогенно-осадочный тип литогенеза. Г. С. Дзоценидзе (1965) опубликовал монографию о влиянии вулканизма на образование осадков. В 1960, 1962, 1963 и 1965 гг. вышли сборники, посвященные описанию и типизации вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций, выполненные группой сотрудников Геологического института АН СССР.

Роль подводного вулканизма в образовании месторождений богатых железных руд сейчас уже не требует доказательств. Однако многие стороны вулканогенно-осадочного рудообразования еще мало изучены и недостаточно описаны.

Исследования последователей формационного учения Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова, проведенные за последние годы, показали плодотворность высказанных ими идей для выяснения вопросов спорного генезиса руд и установления тесной связи их с вмещающими породами. Повторяемость в разных регионах и на разных стратиграфических уровнях парагенезов пород, отлагавшихся в близкой тектонической обстановке и в близких палеогеографических условиях, позволяет типизировать рудоносные формации вообще и вулканогенно-осадочные в частности.

Задачей этой части монографии является не только описание конкретных вулканогенно-осадочных формаций, с которыми связаны руды, имеющие эндогенный источник железа, но также выявление определенной зависимости между составом вулканических пород, осадочных компонентов формации и типом железных руд.

Приведенный в работе материал ясно показывает, что на протяжении геологической истории происходили неповторимые изменения характера вулканогенно-осадочных формаций, содержащих железные руды. Эти изменения являются частью общей эволюции геологических процессов. Они связаны как с изменением характера и состава продуктов вулканической деятельности, так и с изменением обстановки их отложения.

Лептитовая, порфиро-лептитовая и джеспилитовые формации докембрийских эвгеосинклиналей с вулканическими породами огромной мощности характеризуются особыми типами железных руд, не повторяющимися в более поздние геологические эпохи.

С другой стороны, оолитовые руды докембрия и нижнего палеозоя по структуре сходны с подобными рудами всех более молодых периодов, вплоть до четвертичного. Однако это сходство лишь внешнее. Древние оолитовые железные руды связаны с особой геосинклинальной вулканогенно-осадочной формацией, не возникавшей в более молодые эпохи. Эти древние оолитовые руды, имеющие вулканогенный источник железа, по условиям залегания, закономерностям распространения и по составу отличны от оолитовых руд чисто осадочных формаций, источником железа которых было континентальное выветривание.

Сходство структуры руд разных формаций объясняется не сходством их генезиса, а конвергенцией условий выпадения рудного осадка. Нижнепалеозойский эвгеосинклинальный основной вулканизм сопровождался большим выносом кремнезема и, возможно, поступлением в морские воды значительных количеств CO_2. В этих условиях садка карбонатов исключалась. Рудоносные растворы могли мигрировать на различные расстояния от очагов вулканизма, и при выпадении в осадок соединений железа вместе с кремнеземом образовывались оолитовые структуры.

С девона и несколько позднее (до триаса) возникла иная тектоническая обстановка, а с нею и условия для образования новой группы железосодержащих формаций. В девоне Европы и Азии развиты вулканогенно-карбонатные формации с очень характерным парагенезом пород и типом руд, свойственным этой эпохе. Крайне редко в этих формациях встречаются руды, которые по текстурам и структурам внешне сходны с перечисленными выше. Они являются как бы переходными реликтами при конвергенции железоносных формаций.

Перечисленные краткие примеры эволюции типов железных руд и содержащих их формаций достаточны, чтобы определить явное превосходство формационного метода для решения сложнейших задач генезиса и размещения железорудных месторождений.

Кроме типизации вулканогенно-осадочных формаций и связанных с ними железорудных месторождений, а также их эволюции в истории Земли, в работе поставлены не менее существенные вопросы о влиянии состава вулканических пород и интенсивности вулканизма на размещение, мощности и минеральный состав руд. Последнее имеет уже не только теоретический интерес, но также крайне важно для практических целей.

В работе делается попытка установить закономерности формирования железо-марганцевых руд и выяснить причины их совместного отложения или, наоборот, образования самостоятельных месторождений железа и марганца. Поставлен также вопрос о роли вулканогенного кремнезема и его влиянии на образование различных типов железных руд.

Последняя глава посвящена вулканогенно-осадочным сульфидам железа, которые первично образовывались в виде отдельных прослоев, среди других типов железных руд, или в виде самостоятельных месторождений и являются членами парагенеза вулканогенно-карбонатных формаций.

Генезис колчеданных руд до сих пор остается спорным, несмотря на специальные исследования и посвященные этому вопросу совещания. Формационный анализ отложений различного возраста и тектонического положения показывает несомненную связь некоторых колчеданных месторождений с туфами кератофирового состава в определенную стадию формирования формаций.

Кроме того, в этой главе устанавливается существование особого типа формаций, содержащих колчеданные руды, с иным, свойственным только им парагенезом пород. Эти формации содержат вулканогенно-осадочные первичные богатые месторождения сульфидных руд, такие, как например, Рио-Тинто в Испании или Локкен и Гронг в Норвегии.

Формации, описанные в этой главе монографии, выделялись по характерным парагенезам пород, повторяющимся в разных регионах в течение определенного отрезка геологического времени. Формации, рассмотрению которых были посвящены ранее опубликованные работы (Формозова, 1962, 1963а, б, 1965), описаны кратко, но с привлечением новых материалов. Более подробно рассматриваются формации, которые до сих пор не были охарактеризованы и типизированы.

В заключении приведены выводы, полученные при сравнении железорудных месторождений, связанных с различными формациями или группами формаций.

Глава I

ДОКЕМБРИЙСКАЯ ПОРФИРО-ЛЕПТИТОВАЯ ГРУППА ФОРМАЦИЙ

В 1954 г. Н. С. Шатский выделил докембрийский джеспилитовый ряд формаций, гомологичный зеленокаменно-кремнистому ряду послеальгонского времени.

Характерной породой этих формаций являются железистые кварциты или джеспилиты, связанные с основными зеленокаменными породами. Однако джеспилиты докембрия могут быть связаны не только с основными вулканическими породами, но также со средними и кислыми — порфирового и кварц-альбитофирового состава. Такая связь наблюдается в Центральной Швеции, в Пайлот Ноб в Канаде, в Карелии и в Приимандровском районе Кольского п-ова. Другие примеры связи

джеспилитов и железистых кварцитов с кислыми и средними вулканическими породами приведены в работе М. С. Точилина (1963).

Таким образом, выделяется самостоятельная группа вулканогенных железорудных формаций, в составе которой развиты кислые и средние вулканические породы. Одну из этих формаций — лептитовую — Н. С. Шатский кратко описал, ссылаясь на работу П. Гейера и Н. Магнуссона (Geijer, Magnusson, 1944) о марганцевых железных рудах Центральной Швеции. Н. С. Шатский отметил присутствие в этой формации «джеспилитоподобных» железных руд (месторождений Стрипа, Стриберг, Страсса и др.).

По Н. С. Шатскому, докембрийская лептитовая формация с джеспилитами и марганцевыми рудами близка палеозойской вулканогенно-кремнистой формации второго рода (Успенский тип), но не тождественна ей. Несмотря на то, что указанные руды также связаны с вулканической серией среднего и кислого состава, богатой пирокластикой и содержащей прослои кремнистых и карбонатных пород,— они принадлежат к другому ряду формаций. Этот свойственный только докембрию ряд формаций неповторим и исчез в начале кембрия (Шатский, 1954, 1955).

В Северной Швеции развита порфиро-лептитовая формация. Основным отличием ее от лептитовой является преобладание эффузивов над пирокластикой и другой тип богатых железных руд. Порфиро-лептитовая формация с рудами типа «Кируна» описана Л. Н. Формозовой (1965).

П. Гейер и Н. Магнуссон (1955) выделили среди докембрийских месторождений Швеции три главных типа железных руд.

1. Гематитовые и магнетитовые железистые кварциты, родственные джеспилитам Кривого Рога и районам КМА.

2. Скарновые руды, в виде неправильных по форме залежей в известняках (иногда с содержанием Мп до 10%).

3. Пластовые залежи массивных железных руд, сложенные магнетитом и в меньшей степени гематитом и содержащие различный, но иногда высокий процент апатита («апатитовые» руды).

«Апатитовые» руды залегают среди вулканических пород, и до недавнего времени считали, что они, как и магнетитовые руды Урала, образовались в результате тех или иных эндогенных процессов. Между тем, несмотря на позднейший метаморфизм, они сохранили ряд черт, которые позволяют предполагать их вулканогенно-осадочное происхождение.

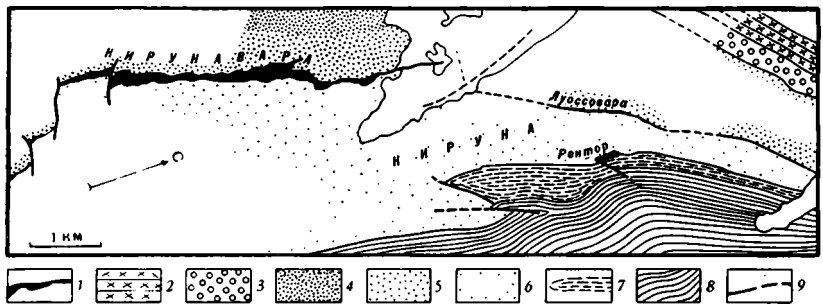
«Апатитовые» руды развиты главным образом в Северной Швеции, где гематит-магнетитовых кварцитов (I типа руд) нет, но в Центральной Швеции оба типа руд встречаются вместе. В дальнейшем будет дана сравнительная характеристика формаций, в которых развиты эти различные типы руд.

Руды типа Кируна

Наиболее крупные магнетитовые месторождения Швеции расположены в округе Норботтен в Шведской Лапландии. Это месторождения Кирунавара, Луоссавара, Гелливара, Свапавара, Ректор и др. (фиг. 1). Здесь же и в прилегающих районах встречаются более мелкие залежи руд того же типа.

В Центральной Швеции к такому же типу причисляют крупные месторождения Гренгесберг. К нему же относят некоторые месторождения Финляндии: Каймаярви и Саккуёккин, а также Норвегии: Ниссадаль, Телемаркен и Лофонтен. Руды указанных месторождений в геоло-

тической литературе часто называются рудами «типа Кируна». Они считаются одними из лучших в Европе. В богатых разностях этих руд содержание железа доходит до 71%.



Фиг. 1. Соотношение рудных залежей в районе месторождения Кирунавара (Geijer, 1930)

1 — железная руда; *2* — зеленокаменные породы; *3* — конгломераты Куровара; *4* — сиениты; *5* — сиенит-порфиры (кератофиры); *6* — кварц-порфиры; *7* — вулканические породы нижнего комплекса Хауки (порфиры Ректор); *8* — осадочные породы серии Вакко; *9* — разломы

Главным рудным минералом является магнетит. В рудах обычно присутствует фторапатит. Иногда он образует целые прослои в руде, достигая 20% (месторождение Ректор) и даже замещает ее по простиранию. В общем же содержание фосфора в рудах типа Кируна колеблется очень сильно. Есть месторождения, в рудах которых количество P_2O_5 достигает 5%, но чаще оно изменяется от 0,6 до 2%. В других месторождениях (Туоловара, Наутанен, Ловениеми) оно падает до 0,02% или даже не превышает кларковых содержаний. Руды месторождения Мертайнен, например, содержат от 0,0005 до 0,3% фосфора.

Руды месторождения Кирунавара образуют меридионально вытянутую пластовую залежь, которая падает под углом около 55° на восток и прослежена от островка на озере Луоссоярви к югу на 4745 *м*. В большей своей части до начала разработок эта залежь соответствовала гребню небольшого горного кряжа, на значительном протяжении сложенного магнетитом.

Средняя мощность залежи, по данным П. Гейера и Н. Магнуссона (Geijer, Magnusson, 1944), равна 90 м, а О. Ольснер (Oelsner, 1961) указывает, что мощность руд Кирунавары колеблется от 30 до 60 *м*. После перерыва в 1 *км* за озером расположена залежь руды месторождения Луоссовара. Длина его 1,5 *км*, средняя мощность 25 *м*, а максимальная — 60 *м*. На восточном склоне тех же гор, несколько выше по разрезу, чем рудная залежь Луоссавара, расположено пластовое рудное тело месторождения Ректор, вытянутое на 4 *км*. Мощность его руд от 9 до 54 *м*. Руда сложена магнетитом и гематитом с большим количеством апатита, кальцита, с зернами кварца, турмалина, альбита, барита и с миндалинами, заполненными кальцитом. В г. Кируна на ул. Ларергартен можно видеть постепенный переход железных руд в чистые апатитовые руды мощностью 1—2 *м*, протягивающиеся на 2 *км*. В других местах месторождения Ректор прослои чистого апатита тянутся вдоль верхнего и нижнего контакта рудной залежи. Содержание железа в руде в среднем 36%, а P_2O_5—4—5% (Geijer, 1931, 1950). Соотношение перечисленных рудных залежей района Кируновары видно на фиг. 1.

В 2,5 *км* к северо-северо-востоку на том же стратиграфическом уровне, что и месторождение Ректор, и в тех же вмещающих породах лежит близкое по составу также пластовое рудное тело месторождения Нокутсвара.

К востоку от Кируны находится небольшое месторождение Туоловара. Круто падающие рудные тела кроются и подстилаются слабо метаморфизованными красными кварц-порфирами. В них широко развиты рудные брекчии. Руды в нескольких местах прорваны магнетитовыми жилами.

В этих же вулканических породах, богатых калием, залегает значительное месторождение Экстремберг, расположенное в 30 *км* западнее Кируны. Высокофосфористые руды этого месторождения представлены правильными пластовыми телами магнетита и кристаллического гематита. Близ месторождения Экстремберг находится небольшое рудное тело Скокумьокки. Руды его также состоят из магнетита или гематита, с прослоями и обломками красной яшмы. К юго-востоку от Кируны расположено месторождение Мертайнен. Оно интересно особой, почти не встречающейся на других месторождениях текстурой руд. Здесь широко развиты обломочные руды и рудная брекчия.

Обломки магнетита и различных порфиров лежат в амигдалоидной кератофировой основной массе. Обломки порфира расплавлены по периферии и похожи на обожженные туфы. Встречаются бомбы, как и в рудах типа Лан-Дилль (Geijer, 1931б; Обручев, 1935; Шнейдерхен, 1958).

В 10 *км* юго-восточнее месторождения Мертайнен находится довольно большое месторождение Свапавара. Его меридионально вытянутые на 770 *м* правильные пластовые руды лежат в лептитах.

В 70 *км* южнее Кирунавары находится крупное пластовое месторождение Гелливара. Главный рудный горизонт тянется на 6 *км* от пос. Волькоммен до пос. Кюле и лежит среди гнейсов и лептитов. Есть еще и более мелкие линзы руды. Падение их крутое, почти вертикальное. В плане же месторождение Гелливара имеет неровную лентообразную форму с раздувами и сужениями.

Кроме района Кирунавары, подобные рудные тела встречаются и в других местах Северной Швеции (Geijer, 1910, 1930). В рудном районе Центральной Швеции в южной части провинции Далекарлии находится крупное месторождение Гренгесберг, причисляемое шведскими геологами к типу Кируна. Площадь его превышает 90 000 $м^2$. Годовая добыча руды — более миллиона тонн. Пластовое рудное тело круто падает к юго-востоку под углом 65°. Вмещающие породы — богатые щелочами лептиты; на некоторых участках они переслаиваются с рудой. Вокруг месторождения Гренгесберг среди таких же лептитов находится много мелких линз джеспилитовых и скарновых железных руд (месторождения Стрипа, Стриберг, Страсса, Бланка и др.).

Руды месторождения Гренгесберг представлены главным образом магнетитом, но в северной части его имеется чистый гематит. Встречаются руды из смеси обоих минералов. Как и все руды типа Кируна, руды месторождения Гренгесберг считаются апатитсодержащими. Однако содержание фосфора в них очень сильно колеблется.

Наибольший интерес представляет то обстоятельство, что на юго-западе месторождения при неизмененном характере рудовмещающих пород наблюдается переход массивных руд типа Кируна в полосчатые железистые кварциты, подобные рудам месторождений Стрипа, Стриберг, Ломберг и др.

Разрез района Кируны

Чтобы понять характер рудовмещающих пород Северной Швеции, можно привести разрез района месторождения Кирунавара (сверху вниз), где эти породы наиболее метаморфизованы, по данным О. Штутцера (Stutzer, 1907), П. Гейера (Geijer, 1919, 1931а, б) с дополнениями О. Ольснера (Oelsner, 1961).

1. Верхний комплекс Хауки, или серия Вакко. Конгломераты, граувакки, филлиты, известняки и доломиты. В средней части серии встречаются эффузивы основного состава.

Гематитовые руды

2. Нижний комплекс Хауки. Туфы и реже лавы кератофирового и кварц-кератофирового состава.

Гематит-магнетитовые руды

3. Кварцевые порфиры. Туфы и лавы, местами агломераты.

Магнетит-гематитовые руды

4. Сиенит-порфиры или кератофиры. К северо-востоку наблюдается резко выраженный эффузивный характер пород. Вниз по разрезу кератофиры переходят в топкозернистые сиениты.

5. Конгломерат Куровара. Вулканический конгломерат с прослоями граувакк и туфов.

6. Зеленокаменные породы. Полушечные лавы спилитов и диабазов с прослоями туфов.

В основании разреза лежат зеленокаменные породы с прослоями туфов, агломератов, метаморфизованных известняков и графитовых сланцев. Местами основные вулканические породы переслаиваются с лептитами и переходят в них по простиранию. Химический состав основных пород района Кирунавары, по П. Гейеру, приведен в работе Л. Н. Формозовой (1965).

Видимая мощность свиты достигает 400 *м*.

Выше зеленокаменных пород лежат так называемые «конгломераты Куровара», состоящие из плохо окатанных обломков нижележащих зеленокаменных пород, к которым в небольшом количестве примешаны гальки мраморизованных известняков, красных яшм, магнетитсодержащих сиенит-порфиров и апатитосодержащего магнетита. Присутствие обломков магнетита очень важно, так как оно говорит о том, что образование руд началось еще до отложения конгломератов Куровара, но что эти древние залежи были полностью размыты. Иногда конгломераты переслаиваются с граувакками и туфами. Мощность свиты очень изменчива и местами увеличивается до 600 *м*, но иногда она совсем выклинивается.

На конгломератах Куровара с достаточно резкой границей, но без следов контактового метаморфизма залегает однородная по составу полнокристаллическая магматическая порода, которая далеко прослеживается на юг и на север и образует пластовое тело непостоянной мощности (максимум до 700 *м*). Она обычно описывается под названием сиенита.

Относительно генезиса сиенита у шведских геологов нет единства взглядов. П. Гейер и другие геологи, работавшие здесь в 20-х и 30-х годах, ссылаясь на полную раскристаллизованность породы, считали ее пластовой интрузией. Однако более детальные картировочные работы последнего десятилетия показали, что сиениты вверх по разрезу совершенно постепенно переходят в серые кератофиры с порфировой, сферолитовой и миндалекаменной структурой. В них встречаются мало измененный туфовый материал и стекло. Отмечены и другие признаки вулканического происхождения. Кроме того, ни сиениты, ни кератофиры не имеют интрузивных контактов. Поэтому Н. Магнуссон в Швеции и О. Ольснер в ГДР считают сейчас, что они имеют вулканическое происхождение и были раскристаллизованы в процессе метаморфизма (Magnusson, 1953; Oelsner, 1957, 1961).

Химический и минералогический характер сиенитов и кератофиров, часто называемых шведскими геологами сиенит-порфирами, очень близок (табл. 1). Содержание кремнезема колеблется от 50 до

60%. Количество магнетита бывает довольно значительно, и тогда породы представляют собой так называемые магнетит-сиенит-порфиры или даже бедную железную руду (Fe около 36%). Мощность кератофиров вместе с подстилающими сиенитами достигает 1000 *м*. Среди кератофиров встречаются невыдержанные прослои известняков, доломитов и графитсодержащих сланцев (Geijer, 1930).

Непосредственно на кератофирах лежит главное рудное тело месторождений Кирунавара — Луоссавара, уникальное по своим размерам.

Переход к руде иногда постепенный и происходит путем увеличения вверх по разрезу количества магнетита. Чаще же между рудой и подстилающими породами находится горизонт «рудной брекчии». Это верхняя зона кератофиров, рассеченная сетью ветвящихся жил, заполненных магнетитом и роговой обманкой.

Рудное тело Кирунавары кроется красными кварцевыми порфирами. Граница их с рудой обычно резкая. На Кирунаваре она отмечена только тонким слоем зеленой слюды. Восточнее месторождения они местами метаморфизованы и переходят в лептиты. В неизмененном состоянии кварцевые порфиры — это щелочные полевошпато-кварцевые породы, богатые кремнеземом (70—75%) (см. табл. 1).

Таблица 1

Химический состав сиенитов и сиенит-порфиров вмещающих месторождения руд Северной Швеции (Stutzer, 1907; Geijer, 1930, и др.)

Компоненты	Сиениты				Сиенит-порфиры			Вмещающие руду кварц-порфиры месторождений Туоловара, Свапавара		Кварц-порфир месторождения Экстремберг	Кварцевые порфиры месторождения Гелливаре	
SiO_2	64,56	63,32	69,36	52,52	60,78	59,71	61,12	70,08	75,62	69,69	70,90	77,06
TiO_2	0,90	1,72	0,45	1,71	2,74	0,66	1,35	0,40	0,10	0,46	0,44	0,13
Al_2O_3	16,22	17,30	15,00	15,33	14,95	16,18	17,06	13,83	11,75	14,18	14,70	12,69
Fe_2O_3	2,87	2,03	2,84	8,37	4,04	4,89	3,20	2,97	1,95	2,69	1,79	0,48
FeO	1,73	1,82	0,55	5,36	2,27	2,64	2,96	1,04	0,83	0,65	0,46	0,07
MnO	0,12	0,05	0,01	0,04	0,07	0,09	0,23	0,02	0,04	0,11	0,01	Сл.
MgO	0,63	0,94	0,49	2,25	2,39	1,54	1,17	1,10	0,17	0,11	0,10	0,02
CaO	1,21	2,42	0,41	1,66	3,22	3,77	2,91	0,83	0,39	0,07	0,30	0,15
Na_2O	5,61	8,73	5,23	3,28	5,81	5,93	7,25	5,33	3,63	2,22	3,85	4,01
K_2O	5,77	1,38	5,31	8,55	3,69	3,69	2,04	3,84	4,91	9,28	6,93	5,07
Сумма щелочей	11,38	10,11	10,54	11,88	9,50	9,62	9,29	9,17	8,54	11,50	10,80	9,08
P_2O_5	0,16	Сл.	0,08	0,53	0,01	0,44	0,02	0,02	0,01	0,06	0,02	0,0
S	0,03	0,03	0,06	0,02	—	—	—	0,04	0,03	—	0,05	—
CO_2	—	—	—	0,38	—	—	—	—	0,22	—	—	—
H_2O^+	0,18	0,24	0,25	0,28	0,53	0,22	0,74	0,47	0,20	0,54	0,17	0,36
Сумма	99,99	99,98	100,04	99,90	100,50	99,76	100,05	99,97	99,85	100,09	99,72	100,06

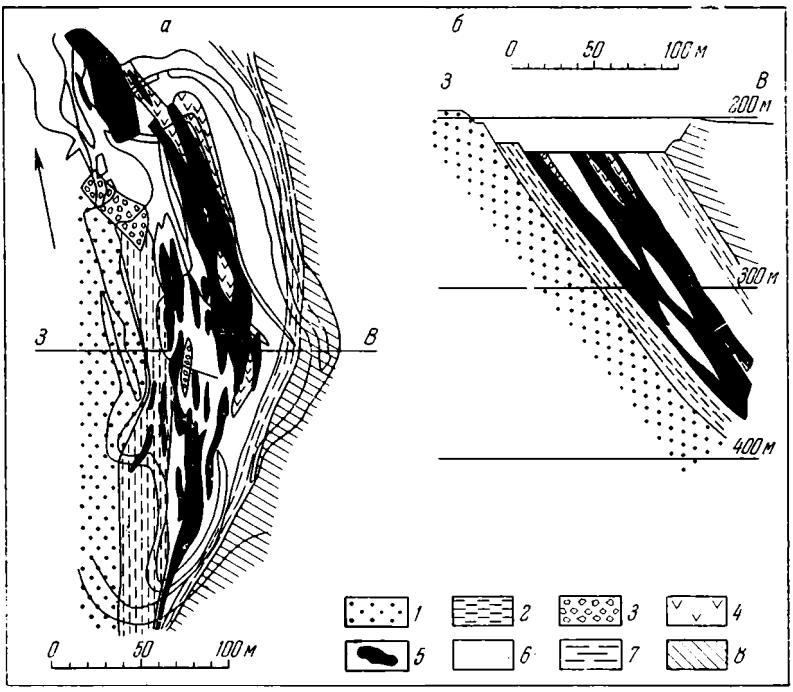
Судя по минеральному составу, породу правильнее было бы называть кварцевым альбитофиром или кварцевым кератофиром. Лишь следуя традиции, установившейся в шведской геологической литературе, можно оставить за ней название «кварцевого порфира».

Общая мощность кварцевых порфиров достигает 1000 *м*. Большинство шведских геологов на основании изучения текстур и структур

считает, что первоначально это были лавы, переслоенные туфами и агломератами. Однако Х. Бекстрем (Bäckstrom, 1904) и П. Гейер (Geijer, 1950) считали, что это были в основном туфы, изменившие первоначальную структуру под влиянием процессов метаморфизма.

Близ верхнего контакта кварцевых порфиров с рудой месторождения Ректор наблюдается зона мощностью от 4—5 до 10 *м*, в пределах которой их красный цвет меняется на серый, появляется сланцеватость, увеличивается количество кварца, появляется серицит, в меньших количествах анкерит, иногда также биотит, турмалин и рутил. П. Гейер связывает это изменение породы с позднейшим гидротермальным воздействием (Ceijer, 1950).

За пределами рудных тел Кирунавары и Луоссавары красный кварцевый порфир по резкой границе ложится на серый бескварцевый кератофир. В нескольких местах в основании кварцевых порфиров были встречены обломки магнетитовых руд и подрудных кератофиров. Подстилающие и кроющие руду Кирунавары вулканические породы протягиваются на 12—13 *км* (Обручев, 1935).



Фиг. 2. Геологическая схема (*а*) и разрез южной части рудного тела месторождения Ректор (*б*) (Oelsner, 1961)

1 — кварц-порфиры; *2* — слоистая, богатая апатитом руда; *3* — конгломераты; *4* — порфиры Ректор; *5* — богатая железная руда; *6* — железная руда, богатая фосфором; *7* — гематитовые джеспилиты; *8* — сланцы нижней серии Хауки

В кровле кварцевых порфиров находятся пластовые руды месторождений Ректор (фиг. 2), Мертайнен и Нокутсвара. В нескольких местах наблюдается переслаивание их с туфами кварц-кератофирового состава.

В старых работах по геологии района Кируны все перечисленные выше породы относились к порфиро-лептитовой серии, названной так за порфировую структуру большинства магматических пород и переход их в лептиты в районах сильного метаморфизма и перекристаллизации. Породы, лежащие выше по разрезу, чем рудное тело Ректор, выделялись

ранее под названием серии Хауки и делились на два комплекса: нижний, вулканогенный, и верхний, осадочный. Породы серии Хауки отделялись от пород порфиро-лептитовой серии по более слабому метаморфизму. Однако работы последнего времени показали, что породы нижнего вулканогенного комплекса серии Хауки связаны постепенными переходами с породами порфиро-лептитовой серии и близки им по составу. Верхний же осадочный комплекс серии Хауки отделен от нижнего вулканического перерывом, а по П. Гейеру (Geijer, 1912, 1930, 1931a) даже небольшим тектоническим несогласием. Поэтому П. Гейер (Geijer, 1950) предложил выделять его под особым названием «серии Вакко», а нижнюю часть бывшей серии Хауки включать в состав порфиро-лептитовой серии.

Эти вулканические породы, лежащие выше рудного горизонта месторождения Ректор, но ниже осадочных пород серии Вакко, некоторыми авторами выделяются под названием «порфиров Ректор». По составу это преимущественно калиевые щелочные породы, то содержащие свободный кварц, то бескварцевые, сильно окремненные и местами серицитизированные в результате последующих гидротермальных процессов. Изучение текстур и структур показывает, что первоначально они представляли собой переслаивание лав и туфов сиенитового и кварц-сиенитового состава (Geijer, 1950).

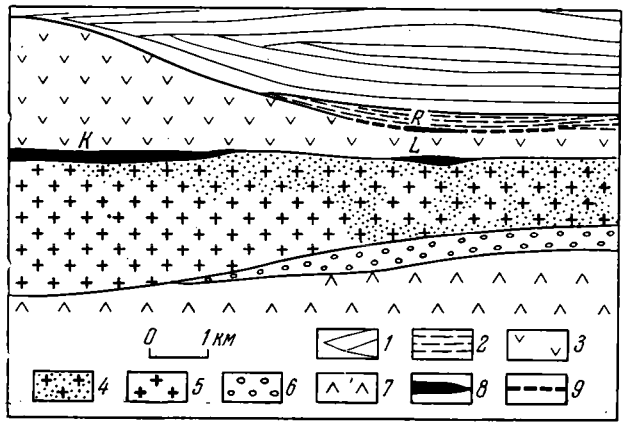
По данным О. Штутцера (Stutzer, 1907) и П. Гейера (Geijer, 1950), эти вулканические породы содержат пачки и отдельные линзы шиферных сланцев, филлитов и кварцитов. Одна из сланцевых пачек располагается непосредственно в кровле рудного тела Ректор.

Кроме прослоев сланцев и кварцитов, в порфирах Ректор встречаются горизонты кремнистой гематитовой руды с равномерно рассеянными зернами кварца и апатита, а также с округлыми зернами гриналита — железо-магниевого силиката из группы хлоритов. Этот минерал был описан в 1911 г. С. Ван Хейсом и С. Лейтом (Van Hise, Leith, 1911) из осадочных докембрийских железных руд оз. Верхнего. Позднее он был экспериментально получен Мидом при реакции между хлоридом железа и щелочными силикатами в солянокислом растворе (Твенхофел, 1936).

Нижний горизонт гематитовой руды прослеживается по простиранию на 5 *км* и достигает 8 *м* мощности. Выше встречаются более короткие и тонкие прослои руды.

Все эти породы района Кируны представляют собой единый комплекс вулканогенных пород с явным преобладанием щелочных и преимущественно кислых лав. Они сохраняют свое постоянство на больших площадях Северной Швеции от восточного побережья оз. Торн-Траск на севере до Гелливаре на юге и от Экстремберга на западе до районов Свапавары и Пайала на востоке. Однако последовательность пород разреза в разных районах различна. Так, например, если в районе Кируновары основные зеленокаменные породы залегают в самой нижней части разреза, то в других местах они переслаиваются с кератофирами и кварцевыми порфирами более высоких частей разреза или с их метаморфическими эквивалентами — лептитами. Меняется также степень метаморфизма пород формации, что зависит от масштаба более молодой интрузивной деятельности, выразившейся во внедрении так называемых Лина-гранитов.

В районе Кируны метаморфизм сравнительно невелик, но в других местах, например в Гелливаре, где много даек и штоков Лина-гранитов, все породы превращены в лептиты и гнейсы, пластовые залежи магнетитовой руды деформированы, разорваны на отдельные линзы, гидротермально изменены и иногда скарнированы (Högbom, 1910, 1911; Geijer, 1930).



Фиг. 3. Разрез пород в районе месторождения Кирунавара (Oelsner, 1961)

1 — породы серии Вакко; *2* — вулканические породы нижней серии Хауки; *3* — кварц-порфиры; *4* — кератофиры; *5* — сиениты; *6* — конгломерат Куровара; *7* — зеленокаменные породы; *8* — месторождения железных руд (*K* — Кирунавара, *L* — Луоссовара, *R* — Ректор); *9* — апатитовая руда, в которую постепенно переходят руды Ректор

Вместе с тем химические анализы пород и сохранившиеся местами первичные структуры позволяют установить, что подрудный серый щелочной сиенитовый гнейс Гелливаре является метаморфизованным аналогом кератофиров Кируны, а покрывающий руды Гелливаре красный лептит соответствует надрудному кварцевому порфиру Кируны.

Возраст метаморфизма пород формации определяется в 1680—1870 млн. лет. Сами породы должны быть древнее. О. Ольснер (Oelsner, 1961) сопоставляет их с породами района Скелефта, возраст которых 2090—2140 млн. лет. Следовательно, они соответствуют верхам нижнего протерозоя по принятому сейчас расчленению докембрия (Обручев, 1964; Салоп, 1964).

В районе Кируны на породах вулканогенной формации с перерывом и слабым несогласием лежит серия Вакко, сложенная главным образом осадочными породами. В основании ее находятся конгломераты, которые содержат гальки гематитовых руд и порфиров. Выше залегает горизонт переслаивания граувакк и филлитов с прослоями известняков и доломитов. Они кроются косослоистыми кварцевыми песчаниками с прослоями конгломератов. В средней части серии встречаются покровы диабазов, агломераты и туфы основного состава.

Породы серии Вакко по литологическому составу и отсутствию сильного метаморфизма часто сопоставляются с более молодыми иотнийскими отложениями восточной части Балтийского щита, возраст которых оценивается в 1500—1700 млн. лет. Однако иотнийские отложения практически не дислоцированы, а породы серии Вакко везде сильно дислоцированы и слагают узкие синклинали или глубокие приразломные моноклинали. Поэтому некоторые авторы сопоставляют их с более древними отложениями ятулия восточной части Балтийского щита, которые входят в верхний структурный ярус карелид (1700—1800 млн. лет). Пространственные соотношения толщ, развитых в районе Кируны, схематически показаны на фиг. 3.

Минералогический состав руд типа Кируна, а также обзор взглядов на их генезис приведен в работе Л. Н. Формозовой (1965). В последнее время почти все исследователи признают глубинный источник железа

ФОНДЫ

и считают, что оно произошло из одного и того же очага, что и вмещающие порфиры. Однако способ его выноса и отложения до сих пор вызывает разногласия.

Генезис руд

Детальные работы последних лет показали, что рудовмещающие породы — это метаморфизованные туфы и лавы. В подрудных и надрудных породах Кирунавары и других месторождений отчетливо выражены миндалекаменные текстуры, характерные для эффузивных пород и лишь иногда встречающиеся в дайках. Минералы, выполняющие миндалины, указывают на образование их в условиях низких давлений, что говорит также об эффузивном происхождении пород, вмещающих руду.

В мало метаморфизованных районах рудовмещающие породы обладают первично горизонтальной слоистостью. Иногда это подчеркивается прослоями туфов и осадочных пород.

Таким образом, в настоящее время становится ясно, что залежи магнетитовых руд типа Кируна залегают среди эффузивов. Особенно очевидно это для рудных горизонтов Туоловара, Ректор, Нокутсвара и для гематитовых руд вулканогенного комплекса Хауки.

Если рудовмещающие породы района Кируны представляют собою эффузивные образования, то сами руды могут иметь как эндогенное, так и вулканогенно-осадочное происхождение. В пользу эндогенного происхождения руд во многих работах приводятся следующие доводы.

1. Чистота руд и отсутствие в них терригенных примесей, а в некоторых случаях почти мономинеральной магнетитовый состав. Считалось, что такая руда могла образоваться только при застывании остаточного магнетитового расплава. Однако гематит-магнетитовые руды типа Ланн-Дилль в девонских отложениях ГДР и ФРГ, несомненно, имеющие вулканогенно-осадочное происхождение, также отличаются чистотой и высоким качеством. Очевидно, при осаждении железа из эксгаляций и гидротермальных растворов, поступающих на морское дно, вблизи вулканического очага, образование рудного слоя происходит очень быстро, и он не успевает засоряться терригенным или пепловым материалом. Кроме того, руды типа Кируна не на всех месторождениях одинаково чисты. Руды Ректор и Хауки, например, содержат довольно большую примесь нерудных минералов (кварца, карбонатов и пр).

2. Присутствие рассеянных зерен магнетита и магнетитовых шлиров в подстилающих руду кератофирах. В действительности это доказывает лишь повышенное содержание железа в магме, избыточное по сравнению со связанным в железистых силикатах. Условия образования рассеянного в кератофирах магнетита и магнетита рудных залежей могли быть совершенно различны.

3. Существование «рудной брекчии» на контактах руд с вмещающими породами. Образование ее трактовалось П. Гейером и некоторыми другими геологами как результат высокотемпературного метасоматоза вмещающих пород постмагматическими растворами.

Однако ни в Кирунаваре, ни в других месторождениях этого типа высокотемпературный скарновый комплекс минералов в рудной брекчии не встречен. Сильно развитая амфиболитизация указывает на температуру не выше 350—500°.

Рудная брекчия обычно развита в подошве рудного тела (и очень редко наблюдается в кровле). Мощность ее различна, но местами достигает 20—30 *м*. Чаще же мощность рудной брекчии от 4 до 10 *м*.

В кровле рудной залежи Кирунавары на большой части ее протяжения «рудная брекчия» отсутствует, и кварцевые порфиры кроют магнетит по резкой границе. Лишь в одном месте П. Гейер (Geijer, 1918) на-

блюдал в кровле руды переходную зону небольшой мощности (2—3 *м*).

Развитие амфиболитизации большей частью по нижнему контакту рудной залежи говорит не о скарновом воздействии рудной магмы, а о проникновении растворов из подстилающих, еще, может быть, не остывших вулканических пород. Кроме того, сильно развитая переходная зона встречается в таких месторождениях, где руды по простиранию переходят в осадочные породы. Например, в подошве руд месторождения Туоловара наблюдается сильная амфиболитизация, но руды слоисты, содержат прослои красных яшм и по простиранию замещаются известняком.

Вообще надо отметить, что рудные контакты и переходные зоны от руды к вмещающим породам в месторождениях Северной Швеции очень различны. Кроме амфиболитизации, на месторождении Ректор в одних местах наблюдается сильное окремнение и серицитизация этой зоны, в других — контакт представляет собой тонкое переслаивание апатита и гематита, а в третьих — руда на контакте переходит в чистый апатит.

Таким образом, неоспоримых доказательств в пользу эндогенного генезиса руд типа Кируна не существует. В то же время многие факты будут понятны и хорошо объяснимы только в том случае, если допустить образование руд в результате вулканогенно-осадочного процесса. Эти факты следующие.

1. Пластовая форма рудных тел, вытянутых иногда на несколько километров и часто залегающих на контакте двух вулканических толщ различного состава, т. е. образовавшихся во время какого-то перерыва в вулканической деятельности.

2. Различие верхнего и нижнего контактов рудных залежей и различие характера этих контактов в разных месторождениях.

3. Наблюдающаяся местами первоначально горизонтальная слоистость руд, особенно отчетливо выраженная чередованием более темных, чисто магнетитовых и несколько более светлых, обогащенных апатитом полос в рудах месторождений Ректор и Экстремберг. Даже в сильно метаморфизованном месторождении Гелливаре сохраняется эта горизонтальная слоистость, которая, по мнению П. Гейера (Geijer, 1912, 1918 и 1930), имеет несомненно первичный характер.

4. Присутствие в рудах месторождений Кирунавара и Ректор линз туфового материала, в рудах Луоссавара — туфовых агломератов, в рудах Ректор, Туоловара и Скокумьокки — прослоев красных яшм и серых кремнистых пород, а в рудах месторождений Ареовара и Каунисвара — прослоев известняков, доломитов, графитовых сланцев и линз зеленокаменных пород.

5. Переход по простиранию руд месторождений Туоловара и Теракоски в известняки.

6. Присутствие в менее метаморфизованных рудах месторождений Ректор и Экстремберг прослоев карбонатов железа (сидерит, анкерит), а в гематитовых рудах Хауки такого типично гипергенного минерала, как зеленый железомагниевый силикат — гриналит.

7. Присутствие рудной гальки в конгломератах Куровара, что указывает на одновременное формирование руд и вмещающих пород, а не на возникновение руд при последующем интрузивном магматизме.

8. Наличие в рудах месторождений Кирунавара, Экстремберг и других округлых миндалин, заполненных кальцитом или смесью магнетита, апатита и титанита, что исключает представление об их эндогенном образовании.

Ошибочность вывода об эндогенном генезисе руд типа Кируна подтверждают также результаты геохимических исследований этих руд и рудовмещающих пород, опубликованные в 1948 г. С. Ландергреном (Landergren, 1948). Он пишет, что если представить себе образование

руд типа Кируна как результат разделения первичной магмы на две фракции — рудную и нерудную, то вполне естественно задаться вопросом: где же источник того количества кислорода, которое было необходимо для образования огромных количеств магнетита.

Можно представить себе, что большая часть имевшегося в магме кислорода вступила в соединение с элементами рудной фракции, но тогда в нерудной фракции, т. е. в кератофирах, степень окисления была бы пониженной. Однако анализы показывают, что никакого обеднения кислородом в подстилающих руду кератофирах не наблюдается. С. Ландергрен приходит к выводу, что магнетиты Кируны не могли образоваться в результате магматической дифференциации. О том же говорят отношения Mg/Ca; Li/Mg и Rb/K, которые в рудах типа Кируна и в других пластовых месторождениях Северной Швеции сходны между собой. Они подобны этим же отношениям в девонских вулканогенно-осадочных рудах типа Лан-Дилль, но резко отличны от таких же отношений в магнетитовых жилах и скарнах магматического происхождения.

Такое сходство руд типа Кируна и вулканогенно-осадочных руд типа Лан-Дилль можно видеть и в содержании малых элементов. В этом отношении интересно сравнить данные Н. Магнуссона по месторождению Кирунавара (Magnusson, 1953), данные О. Ольснера по руднику Мальбергет месторождения Гелливаре (Oelsner, 1961) и недавно опубликованные данные А. С. Даве (Dave, 1963) по руднику Браунзумпф в Гарце (табл. 2).

Таблица 2

Содержание малых и редких элементов в рудах типа Кируна и рудах типа Лан-Дилль (в %)

Месторождения и руды	Al	Ti	V	Cr
Кирунавара; магнетит (по Магнуссону)	10^{-3}	$<10^{-3}$	$6\cdot10^{-2}$	$1{,}5\cdot10^{-2}$
Мальбергет и Кируновара; гематит (по Ольснеру)	$2\cdot10^{-2}$	—	$2\cdot10^{-2}$	—
Браунзумпф; магнетит (по Даве)	От 10^{-3} до 1	От 10^{-3} до 10^{-1}	От 10^{-3} до 10^{-1}	?

Таблица 2 (*окончание*)

Месторождения и руды	Mn	Ni	Cu	Zn	Mo	Sn	Pb
Кирунавара; магнетит (по Магнуссону)	10^{-3}	?	$<10^{-3}$	10^{-3}	10^{-3}	$<10^{-3}$	?
Мальбергет и Кируновара; гематит (по Ольснеру)	$<10^{-3}$	?	$<10^{-3}$	$<10^{-3}$	$<10^{-3}$	$3\cdot10^{-3}$	—
Браунзумпф; магнетит по Даве)	10^{-1}	10^{-3}	От 10^{-3} до 10^{-2}	От 10^{-3} до 10^{-2}	?	От 10^{-3} до 10^{-2}	От 10^{-3} до 10^{-2}

Порядок цифр этой таблицы довольно сходен. Колебания их для Браунзумпфа больше, так как в работе А. Даве приведено очень много анализов разных типов руд. Можно отметить, что в рудах типа Лан-Дилль титана и ванадия больше, но в целом все цифры говорят о том, что руды типа Кируна и типа Лан-Дилль принадлежат к одному геохимическому классу.

Перечисленные данные позволяют говорить, что пластовые руды Северной Швеции, включая магнетитовые руды Кирунавары, имеют вулканогенно-осадочное происхождение. Это, однако, не исключает того, что в сильно метаморфизованных месторождениях Геливаре и Гренгесберге некоторые рудные тела представляют собой вторичные рудные жилы или скарны вокруг более молодых кислых интрузий.

Формационный характер рудоносных толщ Северной Швеции

Применение формационного анализа при изучении железных руд спорного генезиса позволяет не только проверить выводы об их происхождении и установить источник железа, но также выяснить причины различия их типов и закономерности их размещения.

Формационный характер рудоносной толщи Северной Швеции до наших исследований (Формозова, 1965) не был описан, несмотря на то, что в работах, посвященных этому району, отмечается постоянная связь руд с определенной ассоциацией пород «супракрустального характера». Это порфиры, лептиты и зеленокаменные породы с прослоями известняков, графитовых, слюдистых или так называемых лептитовых сланцев, которые вмещают руду или переслаивают ее (Geijer, 1931a, 1950 и др.). Все большие и малые месторождения руд типа Кируна не только в провинции Норботтен Северной Швеции, но в других районах (Норвегия, Финляндия) приурочены к полям развития таких пород и не встречаются за пределами их распространения.

В провинции Норботтен большие площади сложены более древними, чем рудоносная толща, гнейсами, более молодыми гранитами, интрузивными сиенитами и габброидными породами, осадочными образованиями серии Вакко, однако среди этих пород руды типа Кируна не встречаются. Их постоянная связь с вулканогенной формацией определенного состава является дополнительным аргументом в пользу вулканогенно-осадочного генезиса этих руд.

По составу вулканические породы рудоносной формации изменяются от диабазов до кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров. П. Гейер (Geijer, 1931a, б) описывает среди них диабазы, спилиты, порфириты, альбитофиры (почти нацело состоящие из альбита), сиенит-порфиры и кварцсодержащие порфиры. В целом в формации преобладают средние и кислые породы порфировой структуры.

Вулканогенные породы формации обладают высокой щелочностью. Обычное содержание в них суммы щелочей равно 10—12%, лишь в основных породах оно снижается до 7—8%. Отношение натрия и калия изменчиво как по простиранию, так и в вертикальном разрезе формации. Иногда, как в разрезе Кирунавары, основные породы образуют обособленную свиту в низах формации, но в других случаях залегают на разных стратиграфических уровнях, переслаиваясь с более кислыми породами, которым они всегда подчинены в количественном отношении.

Первоначально породы формации представляли собою главным образом потоки или покровы лав и туфы. Прослои туфового материала, как уже было отмечено, встречаются во вмещающих породах и в самой руде месторождений Кирунавара и Ректор.

Во многих районах вулканические породы формации более или менее сильно метаморфизованы и описываются тогда под названием геллефлинтов, лептитов или даже гнейсов, главным образом в зависимости от размера зерен.

Порфиры и лептиты являются преобладающей и наиболее характерной породой формации, по которой она получила свое название. В типичных разностях лептиты — это светлые мелкозернистые породы, со-

стоящие из различных полевых шпатов, кварца, слюды и темноцветных минералов. Пропорции минералов и состав полевых шпатов в лептитах изменчивы. Количество кварца в них может падать до нуля. Н. Магнуссон выделяет среди лептитов красные калиевые и серые натровые, а также калий-кальциевые (Magnusson, 1938). Кроме того, имеются переходные между ними разности. Все они залегают правильными слоями, но беспорядочно сменяют друг друга в пространстве. Возможно, что это объясняется процессами вторичной альбитизации.

Вулканическая природа лептитов доказана Н. Сундиусом (Sundius, 1923), поддержана П. Гейером и Н. Магнуссоном (1955), а также Н. С. Шатским (1954). О. Ольснер считает, что все руды Северной Швеции залегают в лептитах (Oelsner, 1961). В настоящее время большинство геологов считает лептиты и геллефлинты вулканогенными породами.

Осадочные породы в районах распространения порфиро-лептитовой формации развиты явно в подчиненном количестве, но местами прослои их все же многочисленны. В приведенном выше разрезе Кируновары упоминалась толща конгломератов Куровара, в которых, кроме грубообломочных пород, встречаются линзы туфов и граувакк. Последние развиты и в других разрезах формации, обычно в переслаивании с основными породами. Среди более кислых вулканических пород и лептитов встречаются линзы полимиктовых и аркозовых песчаников, графитовых и слюдистых сланцев, известняков, доломитов. Наиболее часто встречаются они в восточных районах развития формации. Известняки, графитовые сланцы и реже кварциты отмечены близ Каймаярви, Каунисвара, Виттанги и в других районах. Среди рудных залежей иногда развиты кремнистые сланцы и яшмы (Туоловара, Скокумьокки). Обломочный материал формации всегда имеет местное происхождение и связан с размывом внутригеосинклинальных поднятий или отдельных вулканических островов.

Пластовые залежи магнетитовых и гематитовых руд широко развиты в пределах формации, и выходы их встречаются почти на каждой сколько-нибудь значительной площади ее распространения. Не всегда это крупное месторождение — мелкие рудные тела того же типа и состава насчитываются в Северной Швеции десятками.

Распространение руд внутри формации подчинено некоторым закономерностям. Прежде всего они развиты только среди средних и кислых вулканических пород и не встречаются среди основных. Наиболее крупные залежи приурочены к контактам эффузивов несколько различного состава, т. е. к более или менее ясно выраженным перерывам в вулканической деятельности. Рудные тела Кирунавары и Луоссавары лежат между серыми, почти лишенными кварца кератофирами внизу и красными кварцевыми порфирами вверху, а месторождения Ректор и Нокутсвара — между кварцевыми профирами и преимущественно туфовыми породами серии Хауки. Рудные залежи Гелливаре и Экстремберг также находятся между различными по составу и цвету метаморфизованными вулканическими породами. В то же время наблюдается определенная связь между составом руд и подстилающих их вулканических пород. Руды, лежащие на кислых, богатых кварцем породах, всегда кремнисты, богаты кремнеземом в виде халцедона или рассеянного кварца. Залежи наиболее мощных богатых и чистых руд приурочены к кровле средних щелочных вулканических пород. Мелкие рудные линзы встречаются и внутри толщи кислых эффузивов.

Видимая мощность формации в наиболее полных ее разрезах превышает 4 *км*. Она подстилается мощной толщей древних гнейсов, первичный состав которых недостаточно изучен. Покрывается формация со следами размыва преимущественно терригенными породами серии Вакко или Пайяла-Каликс. Возможно, что эти серии, сохранившиеся в ядрах

некоторых синклинориев, являются стратиграфическими аналогами. В серии Вакко еще встречаются редкие покровы диабазов, а в серии Пайяла-Каликс проявления вулканизма отсутствуют.

О горизонтальном распространении формации и ее латеральных переходах в другие формации говорить трудно, так как она сохранилась на сравнительно небольших участках, разделенных площадями развития более древних гнейсов и более молодых интрузивных пород: гранитов, сиенитов и габбро. Можно только сказать, что породы этой формации распространены хотя и с перерывами, но на довольно большой территории, которая уходит на восток от Северной Швеции в Северную Финляндию и на запад в пограничные районы Норвегии. П. Гейер (Geiier, 1931a) считает, что порфиры северо-западной части района Скелефте совершенно аналогичны породам, развитым в районе Кируна — Гелливаре — Пайяла. Однако железные руды типа Кируна в этом районе не встречаются. Здесь развиты сульфидные и марганцевые руды. Об аналогах этой формации в Центральной Швеции будет сказано ниже.

Говорить о палеогеографических и палеотектонических условиях образования рудоносной порфиро-лептитовой формации Северной Швеции очень трудно из-за сложной тектоники, последующего метаморфизма большинства ее пород и не вполне определенных возрастных соотношений с другими формациями докембрия Швеции. Ясно только, что она образовалась в обширном морском геосинклинальном бассейне, в условиях интенсивного подводного щелочного вулканизма и, по-видимому, в удалении от областей суши. О последнем говорит исключительно местный характер обломочного материала. Время ее возникновения соответствовало начальным этапам развития карельских геосинклинальных прогибов, заложившихся на древнем гнейсовом фундаменте архейского и нижнепротерозойского возраста.

Сравнение рудоносных формаций Северной и Центральной Швеции

В Центральной Швеции в провинциях Вермиланд и Далекарлия между площадями развития более древних гранито-гнейсов и более молодых гранитов развиты породы, очень близкие по составу к породам порфиро-лептитовой формации Норботтена. Здесь они также рудоносны, хотя руды их другого типа.

В Центральной Швеции эти породы обычно более глубоко метаморфизованы, чем на севере, и превращены в лептиты, геллефлинты и гнейсы. Преобладают слоистые лептиты серого, красно-серого и красного цветов, состоящие из полевых шпатов, кварца и слюды, с небольшим количеством эпидота, магнетита и турмалина. Полевые шпаты лептитов представлены или натровым плагиоклазом (от олигоклаза до альбита), или микроклином. Большинство авторов считает лептиты метаморфизованными туфами дацитового и риолитового состава. В некоторых случаях в породах сохранились фенокристаллы полевых шпатов, и возможно, они первоначально представляли собой лавы порфировой структуры. Отмечаются переходы по простиранию лептитов в биотитовые сланцы.

По химическому составу лептиты Центральной Швеции очень близки средним и кислым вулканическим породам Северной Швеции (табл. 3). Они так же богаты щелочами и представлены то более калиевыми, то более натровыми разностями. В них так же встречаются подчиненные пачки щелочных основных пород спилитового состава, обычно метаморфизованных до зеленых амфиболитовых сланцев. Отличие заключается в более широком развитии среди лептитов и геллефлинтов Центральной Швеции осадочных пород: конгломератов, кварцитов, граувакк, графи-

товых сланцев, филлитов, известняков и доломитов. Все эти породы переслаивают вулканогенные образования на разных горизонтах, но особенно развиты в верху формации.

Таблица 3

Сравнительная характеристика химического состава лептитов в Северной и Центральной Швеции

Компоненты	Северная Швеция. Район месторождений Гелливаре — Волькоммен					Центральная Швеция. Район месторождений Гренгесберг — Страсса							
	Красные калиевые лептиты			Серые натровые лептиты		Геллефлинты	Красные калиевые лептиты				Серые натровые лептиты		
SiO_2	70,90	68,11	62,93	69,36	52,04	76,48	68,45	75,26	67,18	70,08	68,96	78,16	68,94
TiO_2	0,44	0,50	0,85	0,45	1,67	—	0,41	0,10	0,65	0,76	0,80	0,15	0,76
Al_2O_3	14,70	15,12	16,40	15,00	16,28	12,37	12,94	12,36	13,25	13,14	13,30	12,02	14,21
Fe_2O_3	1,79	1,16	4,47	2,84	6,18	1,55	—	0,46	2,73	—	Сл.	2,00	2,24
FeO	0,46	1,03	1,56	0,55	5,69	1,06	6,01	0,81	3,17	4,24	5,50	0,29	3,08
MnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	Сл.	0,15	0,04	0,02	0,12	0,16	0,04	0,01
MgO	0,10	1,18	0,31	0,49	4,14	0,27	0,95	0,17	1,36	0,94	1,71	0,29	1,51
CaO	0,30	0,80	0,65	0,41	5,33	0,99	1,40	1,01	1,10	2,92	1,44	1,28	0,80
Na_2O	3,85	3,50	3,60	5,31	6,41	3,16	2,21	1,09	1,60	2,93	4,78	5,11	6,02
K_2O	6,93	7,96	8,51	5,23	1,19	3,49	6,27	8,48	7,02	3,94	1,85	0,54	1,16
Сумма щелочей	10,78	11,46	12,11	10,54	7,60	6,65	8,48	9,57	8,62	6,87	6,63	5,65	7,18
BaO	—	0,02	—	—	—	—	—	—	0,19	—	—	—	0,01
P_2O_5	0,02	Нет	0,23	0,08	0,40	—	0,12	0,08	0,13	0,11	0,17	0,05	0,13
H_2O	0,17	0,67	0,37	0,25	0,39	0,22	0,96	—	1,45	1,00	1,12	0,44	1,16
S	0,05	0,02	0,02	0,06	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,72	100,08	99,90	100,04	99,83	99,59	99,87	99,86	99,85	100,18	99,79	100,37	100,03

Железорудные месторождения и здесь связаны с лептитами. Руды небольших месторождений: Стрипа, Стриберг, Норберг, Страсса и др.— представлены типичными полосчатыми железистыми кварцитами, подобными развитым в районе оз. Верхнее или в районе Кривого Рога. Рудными минералами являются кристаллический гематит и магнетит. Последний образует крупные кристаллы, замещает другие минералы и, очевидно, вторичен. Полосы такого магнетита часто наблюдаются поперек первоначальной слоистости руд, состоящих из кварца и гематита.

В наиболее крупном месторождении Гренгесберг развиты различные типы руд. Важно отметить, что среди таких же, как в Кируне, вмещающих пород — порфиров и туфов — залегают типичные железистые кварциты, скарновые руды и линзы сплошной магнетитовой руды, богатой фосфором и подобной типу Кируна (Geijer, 1931б). Таким образом, месторождение Гренгесберг является как бы связующим звеном между апатитовыми железными рудами Северной Швеции и железистыми кварцитами Центральной Швеции.

Возрастное соотношение лептитов Центральной Швеции и вулканогенных пород Северной Швеции еще не вполне ясно. До последнего времени первые относились к архею, но недавние работы по абсолютной геохронологии, сводка которых дана Г. В. Войткевичем и А. И. Тугариновым (1956), указывают, что рудовмещающие породы Северной и Центральной Швеции относятся к нижнему протерозою.

Вулканогенно-осадочное происхождение железистых кварцитов Центральной Швеции признается сейчас всеми шведскими геологами. Очевидно, что руды типа Кируна, связанные с тем же рядом формаций, должны иметь такое же происхождение и могут рассматриваться как фация железистых кварцитов.

Вопрос о том, почему в одном районе отлагались руды типа Кируна, а в другом железистые кварциты, еще не ясен. Здесь могли играть роль различные причины. Прежде всего — это разная удаленность места образования рудных залежей от очага вулканической деятельности и различная глубина их образования. Менее кремнистые руды могли быть более глубоководными. Вероятно, имели значение также и другие факторы: величина разбавления рудного материала пепловым и терригенным; несколько различный характер эманаций и гидротерм, в частности больший или меньший вынос кремнезема, и, наконец, разная степень метаморфизма и вторичное обогащение руд.

Таким образом, рудовмещающие лептиты и гнейсы Центральной Швеции и профиро-лептитовые породы Северной Швеции представляют собой две соседние формации одного и того же ряда. В северном районе, где преобладают лавы и туфы, а осадочные породы имеют подчиненное значение, формация образовалась в непосредственной близости от очагов вулканизма. Формация Центральной Швеции, где преобладают туфы, лептиты и широко развиты осадочные породы, соответствует зоне, несколько удаленной от этих очагов, хотя излияния лав из второстепенных центров происходили и здесь.

Около 1800 млн. лет назад на территории северо-западной части современного Балтийского щита в результате поствулканической эксгаляционной и гидротермальной подводной деятельности вблизи очагов извержения на еще не остывших лавах формировались крупные и мелкие залежи апатитовых железных руд, сейчас имеющих магнетитовый или гематитовый состав. В удалении от очагов вулканизма, где окислы железа выпадали в осадок вместе с кремнеземом, формировались залежи железистых джеспилитов и кварцитов. В месторождении Гренгесберг наблюдаются рудные тела обоих типов.

Развитие лептитовой формации в нижнепротерозойских рудоносных породах Карелии, близких по возрасту лептитовой формации Центральной Швеции, отмечает В. М. Чернов (1964). По его данным, эта формация связана со средними и кислыми щелочными вулканическими породами (сумма щелочей до 10—11%). В ней развиты метаморфизованные плагиопорфиры, лептитовые гнейсы, гелефлинты туфосланцы кварцево-биотитового состава, туфобрекчии и железистые кварциты различного типа. Она имеет мощность до 820 *м*.

Лептитовую формацию Карелии по преобладанию в ее составе туфов и туфобрекчий над лавами и по присутствию в ней железистых кварцитов правильнее сопоставлять с лептитовой формацией Центральной Швеции, но не с порфиро-лептитовой формацией Северной Швеции. В разрезах последней лавы преобладают над туфами, и с ними связаны пластовые залежи массивных магнетит-гематитовых руд.

Выводы

Все эти формации: порфиро-лептитовая Северной Швеции с рудами типа Кируна и лептитовые с железистыми кварцитами Центральной Швеции, Карелии и других районов — образуют самостоятельную группу, обладающую характерными особенностями. Генетически она связана с подводными излияниями щелочных кислых лав в докембрийских гео-

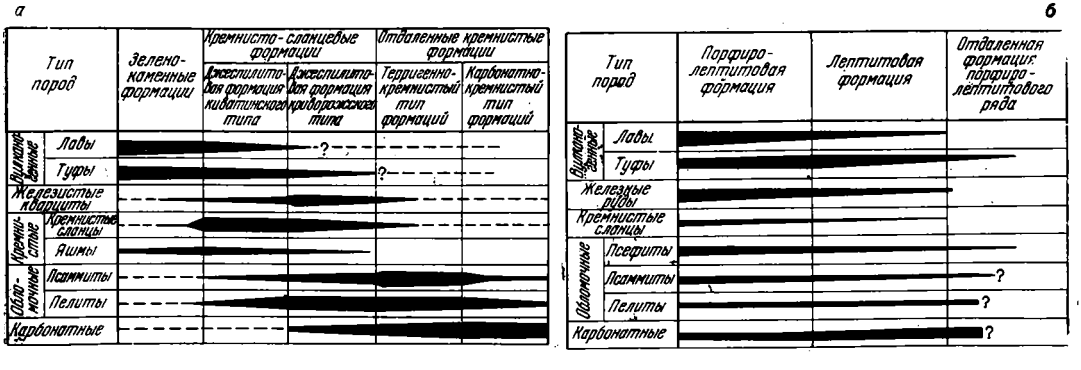
синклиналях. Можно назвать ее «порфиро-лептитовой щелочной» группой формаций.

Следует отметить, что железистые кварциты, связанные со щелочными породами среднего и кислого состава, всегда образуют сравнительно небольшие месторождения с рудами невысокого качества. Непосредственно в разрезах этих месторождений наблюдаются породы, которые до метаморфизма представляли собою туфы и лавы. Таким образом, этот комплекс пород и руд является гомологом джеспилитовой кремнисто-сланцевой формации Киватинского типа в ряду формаций, связанных с основными породами. Гомолог формации Криворожского типа с богатыми железистыми кварцитами в этом ряду отсутствует. Однако ближе к главным очагам извержений лептитовая формация сменяется порфиро-лептитовой с богатыми месторождениями руд типа Кируна.

Создается впечатление, что в докембрии при основных излияниях главная масса железа, связанного с эксгаляциями и гидротермами, осаждалась на некотором расстоянии от очагов вулканической деятельности, образуя богатые месторождения железистых кварцитов в формациях Криворожского типа. В случае же средних и кислых щелочных излияний железо садилось непосредственно в зоне извержений, и только часть его относилась на более далекое расстояние, образуя бедные железистые кварциты в гомологах формаций Киватинского типа.

Распределение отдельных типов пород в ряду джеспилитовых формаций, связанных с основными породами, показал М. С. Марков (1959) — см. фиг. 4, *а*. Распределение пород в ряду формаций, связанных с кислыми и средними щелочными вулканитами, изображено на фиг. 4, *б* (правая часть рисунка гипотетична). Сравнение обоих рисунков показывает различие в размещении железорудных месторождений и в роли кремнистых пород, которая в случае исходных кислых эффузивов значительно ниже, чем в случае исходных основных пород.

В заключение следует отметить, что существует определенная аналогия в размещении железных руд и в роли кремнистых пород между докембрийскими джеспилитовыми рядами формаций и вулканогенно-кремнисто-карбонатными формациями палеозоя и мезозоя, описанными ниже. В этих более молодых геосинклинальных отложениях с основными излияниями также парагенетически связано обилие кремнистых пород и железорудные или железо-марганцевые месторождения, удаленные от очагов извержения. С кератофирами же связано значительно меньшее развитие кремнистых пород и рудные залежи, всегда расположенные прямо на лавах или туфах.



Фиг. 4. Распределение типов пород

а — в джеспилитовой формации вулканогенно-кремнистого ряда (по Маркову, 1959); *б* — в порфиро-лептитовом щелочном ряду докембрийских формаций (по Формозовой, 1965)

Высокая щелочность вулканических пород в докембрийской порфиро-лептитовой группе формаций аналогична повышенной щелочности вулканогенно-карбонатных формаций палеозоя, с которыми связаны руды типа Лан-Дилль, описанные в главе III первой части II тома монографии.

Глава II

КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВАЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНАЯ ФОРМАЦИЯ НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ

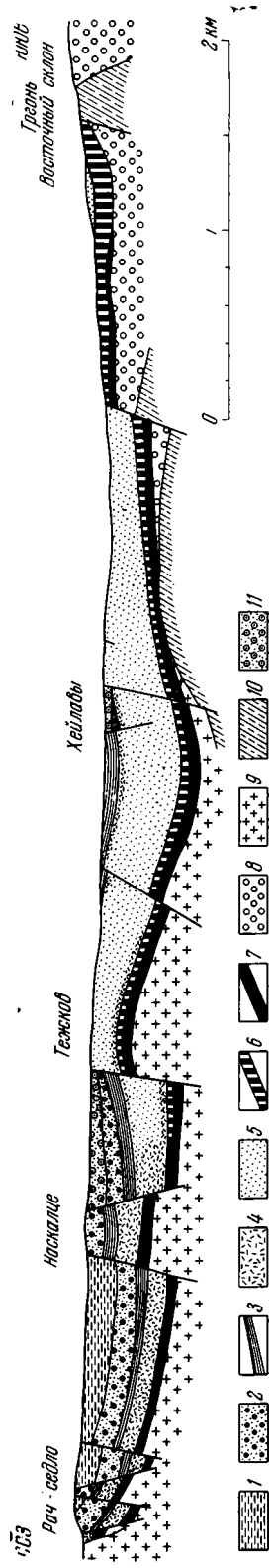
На смену лептитовой и джеспилитовой формациям глубокого докембрия в верхнем докембрии и нижнем палеозое появляется новая железорудная вулканогенно-осадочная геосинклинальная формация, которую по характеру и типу пород можно назвать кремнисто-сланцевой. Особенно широко и типично она представлена в геосинклинальных прогибах ордовика Чехии, Тюрингии, Северо-Западной Франции, Португалии, Северного Уэльса, Нью-Фаундленда и Новой Шотландии. Все известные месторождения оолитовых железных руд в ордовике и вообще в нижнем палеозое имеют вулканогенно-осадочное происхождение и принадлежат именно к этой формации. Еще более древние оолитовые руды, известные в рифейских отложениях Северной Австралии и Северного Китая, в свите «претория» трансвальской системы Южной Африки и в нижнем протерозое Северной Америки (свита «анимики» в районе оз. Верхнего и свиты «рут» и «сокоман» на п-ове Унгава), имеют геосинклинальное происхождение и частично относятся к той же формации. Однако эти древнейшие месторождения изучены недостаточно в формационном отношении, и в настоящее время не может быть уверенности в их тождественности.

Подробное описание нескольких типичных районов развития кремнисто-сланцевой формации было опубликовано ранее (Формозова, 1960, 1962). В настоящей работе освещается рудоносная кремнисто-сланцевая формация, развитая в Чехии, поскольку связь образования оолитовых руд с подводным вулканизмом здесь особенно ясна.

При описании общих особенностей состава, строения и распространения рассматриваемой формации использованы материалы и по другим районам ее развития.

Ордовикские отложения Баррандовой мульды Чехии и их оолитовые руды

Ордовикские железные руды Чехии приурочены к так называемой «Баррандовой мульде», или «Баррандиену», по терминологии чешских геологов. Это большой, сложно построенный синклинорий палеозойских слоев, который вытянут от Праги более чем на 100 *км* к юго-западу и лежит в средней части Чешского массива внутренней, или Малданубской (по Г. Штилле), зоны европейских герцинид. В пределах Чешского массива в конце рифейской эры довольно интенсивно проявилась байкальская складчатость, и, как всегда в таких случаях, последующая герцинская складчатость здесь была выражена менее интенсивно, чем в некоторых соседних районах. Вследствие этого палеозойские породы



Фиг. 5. Поперечный разрез западной части Баррандиена (Гавличек, Шнайдр, 1958)

1 — добротиевские сланцы; *2* — скалецкие слои; *3* — шарецкие слои; *4* — клабовские слои в вулканогенной фации; *5* — клабовские слои в пелитовой фации; *6* — олешские слои; *7* — тршеницкие слои; *8* — кембрий; *9* — кварц-порфиры и порфириты кривоклатрокицанской свиты; *10* — альгонк; *11* — карбон

Баррандиена мало метаморфизованы и образуемые ими структуры сравнительно просты (фиг. 5). Последнее дало повод некоторым геологам говорить об эпейрогеническом характере движений земной коры во время их отложения и о германотипном характере их структур (Stille, 1951). Однако в формационном отношении палеозой Баррандиена представляет собой типичные отложения внутренних частей геосинклинальной области. К тому же герцинская складчатость Чешского массива завершилась внедрением огромных масс гранитоидов, особенно широко развитых к юго-востоку от Баррандовой мульды. Это подчеркивает геосинклинальный характер ее развития.

Палеозой Баррандиена на северо-востоке скрывается под верхнемеловыми отложениями Северо-Чешского бассейна. С остальных сторон он окружен площадями развития сложно дислоцированных докембрийских пород.

Разрез палеозоя Баррандиена обычно начинается отложениями среднего кембрия, трансгрессивно и несогласно лежащими на различных докембрийских породах. Лишь на северо-востоке синклинория ниже отложений среднего кембрия имеются согласно залегающие с ними мощные толщи немых обломочных пород, которые одни чешские геологи относят к нижнему кембрию (Havliček, Šnajdr, 1951), а другие — к самым верхам докембрия (Svoboda, Fiala, 1957).

Морские отложения среднего кембрия и покрывающие их континентальные, условно относимые к низам верхнего кембрия, достигают местами большой мощности (до 2000 *м*). Они представлены почти исключительно терригенными породами: конгломератами, граувакками, песчаниками и глинистыми сланцами с редкими прослоями известняков и единичными покровами кислых эффузивов.

В конце кембрия началась более сильная вулканическая деятельность, особенно интенсивная на северо-западном крыле синклинория. Важно подчеркнуть, что в это время изливались не основные, а средние и кислые лавы. Сначала накопились мощные толщи порфиритов, а потом кератофиров, кварцевых порфиров и туфов соответствующего состава. По мнению чешских геологов, накопление этих эффузивных толщ происходило в континентальных условиях. Ме-

стами они залегают на терригенных породах кембрия, а местами прямо на докембрии.

Между кембрием и ордовиком во многих местах наблюдается небольшое угловое несогласие, которое позволяет И. Свободе и другим геологам говорить о «чешской тектонической фазе». С начала ордовика площадь современного Баррандиена была залита морем. Тремадок, залегающий на кембрии трангрессивно, содержит в базальных конгломератах множество обломков кембрийских порфиров и порфиритов.

В течение ордовика море постепенно занимало все большую территорию. Анализ видового состава ископаемых фаун позволяет предполагать, что в арениге произошла трансгрессия на северо-запад и соединение морских бассейнов Баррандиена и Саксо-Тюрингенской геосинклинали. Судя по характеру осадков, максимум трансгрессии приходится на ланвирн, отложения которого местами лежат непосредственно на вулканических породах кембрия (Skoček, 1963). В карадоке и ашгилии появляются грубообломочные породы, указывающие на обмеление моря, сокращение его размеров и наличие поблизости размывающихся участков суши. В кровле ашгилия повсеместно наблюдается перерыв, указывающий на поднятие и регрессию моря. Таким образом, ордовик в Чехии представляет собою один полный и четко ограниченный внизу и вверху цикл морского осадконакопления. Общая мощность ордовика от 1400 до 2000 *м*, а в северо-восточной части Баррандиена между городами Бероуном и Прагой достигает 2500 *м*.

Как подробно будет сказано ниже, ордовик Чехии сложен в основном различными терригенными породами. Однако в течение почти всего ордовика, начиная с тремадока, не прекращалась интенсивная вулканическая деятельность, носившая в противоположность вулканизму верхнего кембрия основной характер. Диабазовые лавы, туфы и туффиты встречаются в большем или меньшем количестве почти во всех горизонтах чешского ордовика. Пространственно наиболее сильный вулканизм приурочен к осевой части Баррандовой мульды, где суммарная мощность диабазовых покровов и пачек диабазовых туфов местами достигает 1000 *м*, т. е. почти половины общей мощности разреза. Во времени наиболее сильный вулканизм приурочен, по мнению одних геологов, к аренигу, а по мнению других — к лланвирну, который в Чехии выделяют под названием шарецких слоев. В это время основные вулканические породы и их туфы накапливались на огромной площади всего морского бассейна (Kettner, 1937; Svoboda, Prantl, 1946, 1955; Свобода, Прантл, 1958).

Силур Баррандиена, как указывалось выше, лежит на ордовике с ясными следами перерыва в осадконакоплении и почти везде начинается базальными конгломератами. Выше следуют граптолитовые сланцы с прослоями известняков и покровами вулканических пород преимущественно диабазового состава. Особенно много их в центре синклинория.

В верхах силура появляются пачки континентальных красноцветных песчаников с крупными ракообразными, которые в более северных областях характерны для нижнего девона, но выше них снова залегают морские слои с Monograptus, связанные постепенными переходами с известняковой толщей нижнего и среднего девона.

Силурийские отложения представляют собой геосинклинальную формацию, но особую по сравнению с ордовикской — вулканогенно-карбонатную.

В большинстве работ по геологии Чехии употребляются не названия международной ярусной шкалы, а названия местных свит, или «слоев», причем иногда «слоями» называются и более крупные стратиграфические подразделения, объединяющие несколько «слоев» низшей категории.

Таблица 4

Стратиграфические подразделения Чешского ордовика, их отношение к международным и состав слагающих их пород

Местные свиты и слои			Мощность, *м*	Ярусы ордовика	Породы	Руда
Здицкая свита		Косовские	200—300, местами до 600	Ашгиль	Чередование сланцев, песчаников и граувакк с редкими линзами нечистых известняков. В основании и в кровле — конгломераты	Руды нет
		Кралодворские			Зеленые и серые сланцы с рассеянным пиритом. Покровы диабазов и прослои туфов (максимальное углубление моря)	«Подольский» рудный горизонт в основании сланцев (близ Праги)
Загоржанская свита	Нучицкие слои	Богдалецкие	100—250	Карадок	Слюдистые сланцы, граувакки, реже песчаники. В районе развития руд кремнистые сланцы, диабазы и их туфы до 10 *м* мощности (г. Бероун и с. Здице)	«Карлицкий» рудный горизонт
		Хлустинские	100		Тонкое переслаивание песчаников и темных пиритовых сланцев. Диабазовые туфы и агломераты (с. Хлустино и Здице)	Руды нет
		Чернинские	40—400		Темные сланцы с пиритом, граувакки, вулканические породы. В основании нучицких слоев — кварциты	Руда на северо-западном крыле синклинория — «нучицкий» горизонт
	Хрустеницкие слои	Летенские	От 70 до 600—700	Лландейло	Чередование плитчатых песчаников, сланцев, граувакк, кварцитов и руд. В районе Гржедле и Жебрак — вулканические породы	Руда в районе г. Бероуна и Мнишек
		Либенкие	30—100		Черно-серые сланцы, к центру Баррандиена замещающиеся вулканическими породами. Слои иногда отсутствуют и, может быть, являются фацией нижележащих	В районе г. Бероуна сильно сидеритизированные руды
Драбовские слои			50—100		Светлые слоистые кварциты или кремнистые песчаники. На западе Баррандиена прослои сланцев	Руд нет
Осецко-Кваньская свита		Добротиевские	20—180		Черно-серые слюдистые сланцы с конкрециями кремня, фосфата и пирита. К центру Баррандиена сланцы и руда замещаются вулканическими породами	«Карижский» рудный горизонт переслоен сланцами и переходит в них постепенно
		Скалецкие	60—150		Песчаники, сланцы, постепенно переходящие в кварциты (сел. Рокицане, Эйповец). Вулканические породы	Руда в основании лландейло. Месторождение Мнишек, «скалецкий горизонт»
		Шарецкие	20—200	Лланвирн	Темные кремнистые сланцы, переслаивающиеся с широко распространенными диабазами и туфами. Они замещают и подстилают руду	Руды широко развиты. Нижний горизонт на вулканитах

Таблица 4 (*окончание*)

Местные свиты и слои		Мощность, *м*	Ярусы ордовика	Породы	Руда
Комаровская свита	Клабовские	150—300	Арениг	Большое разнообразие пород. Местами преобладают темные сланцы и пирокластика. Местами вулканические породы слагают весь разрез (центр и север Баррандиена). В руде прослои диабазов	«Гудлицкий» рудный горизонт 25 *м* мощности на рудном конгломерате с вулканической галькой
Крушногорская свита (развита неравномерно, иногда отсутствует)	Олешские	10—20	Тремадок	Более широкая трансгрессия моря. Темные сланцы, граувакки, редко песчаники. На западе Баррандиена — частые горизонты диабазовых туфов и агломератов. Сильная гематизация всех пород	«Голубковский» рудный горизонт в основании слоев
	Милинские	30		Песчаники, граувакки, красно-бурые сланцы, пестрые яшмы и роговики. На западе Баррандиена диабазы и их туфы близ рудных горизонтов	Руда прослоями в песчаниках — «узский» рудный горизонт
	Тршеницкие	25—70		Базальный конгломерат, граувакки, песчаники, кремнистые сланцы, переслаивающиеся с туфами. Переход руды по простиранию в вулканические породы	Руда в районе с. Эйповец среди граувакк, роговиков, яшм и гематитовых кварцитов

Чтобы не допустить путаницы с местными названиями, в табл. 4 дано сопоставление слоев разного ранга и свит Чешского ордовика с международными ярусами по одной из последних работ И. Свободы и Ф. Прантля (1958). В эту же таблицу внесены краткие данные о литологическом составе пород и о рудных горизонтах ордовика.

Как видно из таблицы, вулканические породы, главным образом диабазы и их туфы, встречаются в большем или меньшем количестве во всех горизонтах ордовика, за исключением драбовских (лландейло) и косовских слоев (ашгиль). Из осадочных пород преобладают темные глинистые сланцы, нередко содержащие большое количество вулканогенного материала. Псаммитовые и псефитовые терригенные породы находятся в подчиненном количестве и чаще всего представлены граувакками, что говорит о слабом развитии процессов выветривания на размывавшихся участках суши. Почти в каждом горизонте ордовика в большем или меньшем количестве присутствуют кремнистые породы. Это кремнистые сланцы, иногда яшмы, кремнисто-глинистые сланцы или глинистые сланцы с прослоями кремнистых конкреций. Во многих горизонтах присутствуют конкреции фосфата и пирита. Известняки, доломиты или мергели в парагенезе пород формации отсутствуют. Редкие линзочки темных известняков, загрязненных песчаным материалом, встречаются только в косовских слоях ордовика, которые некоторые авторы относят к силуру (Bouček, 1937).

Размещение оолитовых железных руд в ордовике Чехии тесно связано с распределением по разрезу основных вулканических пород. Рудные месторождения разбросаны по обоим крыльям синклинория и в области его периклинальных окончаний.

Месторождения Здице, Нучице, Хрустенице и Крушна-Гора расположены на северо-западном крыле синклинория, месторождение Мнишек — на его юго-восточном крыле, а месторождение Яйповец — в обла-

сти его юго-западной периклинали. Многие из них имеют несколько пластов руд. Всего в ордовике Чехии насчитывается 13 стратиграфических уровней, на которых появляются горизонты руд, но ни в одном разрезе они не присутствуют все вместе. Самый нижний, тршеницкий рудный горизонт залегает в виде линз по периферии диабазовых покровов в нижнем тремадоке. Самый верхний, подольский горизонт связан с диабазами кралодворских слоев нижнего ашгиля. Наиболее протяженные и мощные залежи принадлежат кишецкому и клабовско-осецкому рудным горизонтам шарецких слоев лланвирна. Появление руд следует непосредственно за временем развития наиболее интенсивного вулканизма или соответствует его максимуму. Наоборот, драбовские и косовские слои, не содержащие вулканических пород, лишены и железных руд.

В некоторых случаях рудные линзы располагаются непосредственно на поверхности туфов или диабазовых покровов, переслаиваются с ними и часто переходят по простиранию в вулканические породы (фиг. 6).

Судя по фациальным картам и описаниям (Гавличек и др., 1958; Havlíček Šnajdr, 1953, 1957), в шарецких слоях лланвирна и добротиевских слоях лландейло железные руды встречаются на расстоянии до 10—15 *км* от выходов синхронных им вулканических пород, отделяясь от них зонами развития более или менее окремнелых глинистых и алевритовых сланцев (Гавличек и др., 1958).

Это дает основание Б. Скачеку (Skoček, 1963) сомневаться в вулканическом источнике их рудного материала. Однако этот автор признает, что распределение оолитовых руд в скалецком и других горизонтах ордовика Чехии не зависит от положения береговой линии бассейна и что они встречаются лишь в слоях, содержащих вулканические породы.

Доказательством одновременности эффузивных процессов и рудообразования могут служить пепловые частицы, о которых Ю. Втеленский пишет, что они «являются значительной слагающей частью ооидных рудных горизонтов» (Vtělenský, 1959, стр. 66).

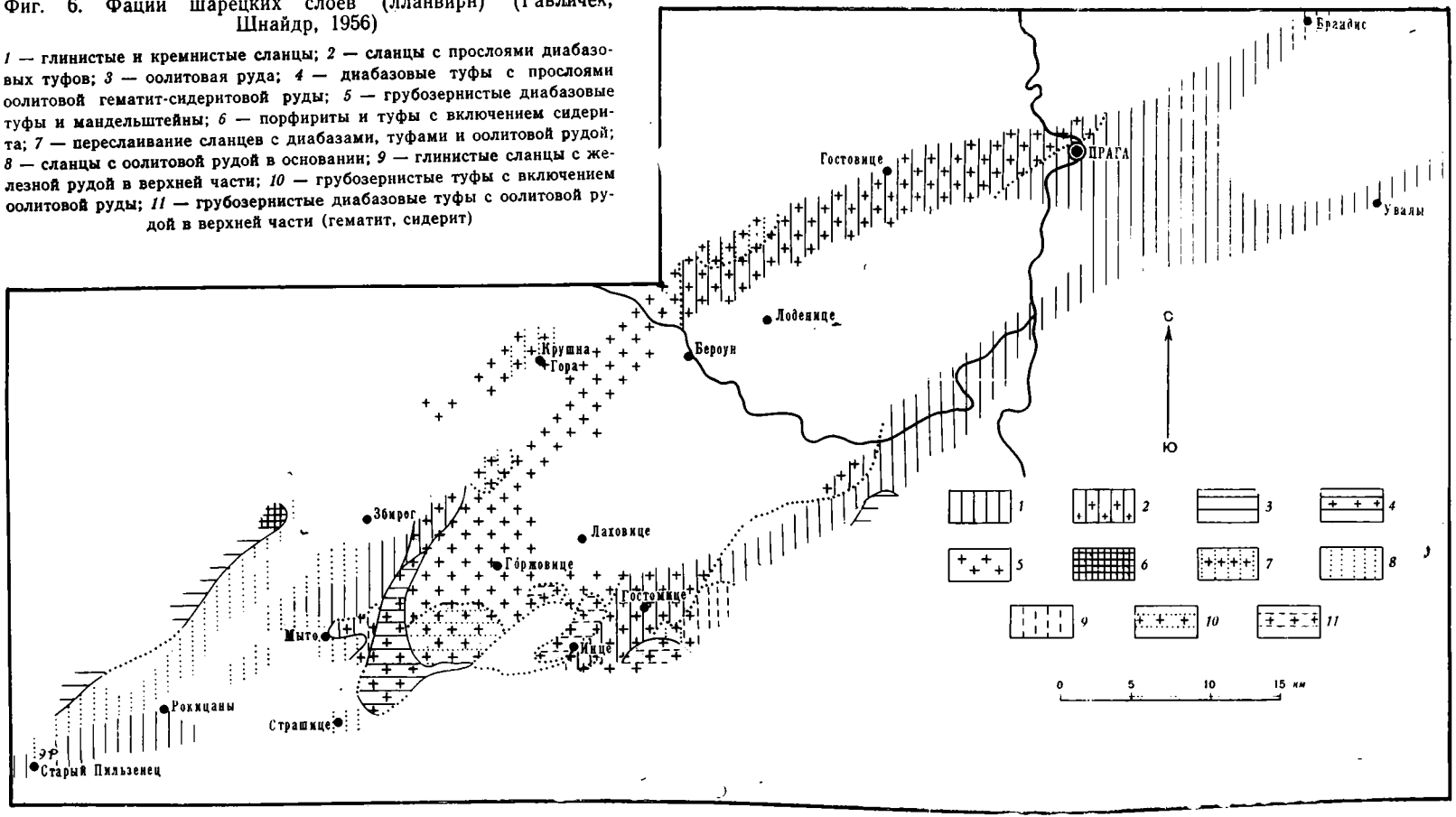
В стратиграфически наиболее высоком подольском рудном горизонте известны лишь небольшие линзы руды в окрестностях Праги. В следующем, карлицком горизонте руда залегает согласно с вмещающими породами, образуя в них то очень тонкие, то более мощные прослои. Оолиты сложены хлоритом или хлоритом и гематитом, а цемент — хлоритом и сидеритом. Переслаиваясь со сланцами, руда кверху и книзу постепенно обедняется путем уменьшения количества рудных оолитов (Bouček, 1926, 1928).

Нучицкий рудный горизонт представлен в основном хлоритовой рудой из шамозитовых оолитов, но на месторождении Здице — плотной и массивной хлорито-сидеритовой рудой общей мощностью до 15—22 *м*. Этот горизонт залегает в основании чернинских слоев карадока и слагает три длинные линзы, следующие одна за другой. Начинается этот горизонт в 10 *км* от Праги в дер. Иначаны и тянется к юго-западу на 8 *км* севернее г. Нучица до дер. Хрустенице. Здесь появляется стратиграфически более низкий хрустеницкий горизонт, но руда нучицкого горизонта постепенно замещается по простиранию темными сланцами, содержащими, как и руды, фосфоритовые, пиритовые и кремнистые конкреции. Безрудная полоса сланцев тянется на 10—12 *км* до дер. Здице, где появляется новая рудная линза протяжением 4 *км* и мощностью до 10 *м*. По падению руда также постепенно переходит в пиритизированные сланцы и граувакки с фосфоритовыми конкрециями. После перерыва установлено появление новой рудной линзы мощностью 6—8 *м*.

Несколько горизонтов руд имеется на месторождении Мнишек, которое расположено на юго-восточном крыле синклинория в 12 *км* на северо-восток от сел. Добржишь. Простирание слоев здесь юго-западное;

Фиг. 6. Фации шарецких слоев (лланвирн) (Гавличек, Шнайдр, 1956)

1 — глинистые и кремнистые сланцы; *2* — сланцы с прослоями диабазовых туфов; *3* — оолитовая руда; *4* — диабазовые туфы с прослоями оолитовой гематит-сидеритовой руды; *5* — грубозернистые диабазовые туфы и мандельштейны; *6* — порфириты и туфы с включением сидерита; *7* — переслаивание сланцев с диабазами, туфами и оолитовой рудой; *8* — сланцы с оолитовой рудой в основании; *9* — глинистые сланцы с железной рудой в верхней части; *10* — грубозернистые туфы с включением оолитовой руды; *11* — грубозернистые диабазовые туфы с оолитовой рудой в верхней части (гематит, сидерит)



общее падение их под углом 30—40° на северо-запад. Наиболее высокие по разрезу линзы оолитовой руды на месторождении Мнишек лежат в либенских слоях верхнего лландейло. Ниже расположены драбовские кварциты. Еще ниже рудный горизонт — карижский — залегает в добротиевских сланцах, переслаиваясь с ними. Это окисленная руда из гематит-лимонитовых оолитов в таком же цементе. Ниже, в кварцевых песчаниках основания скалецких слоев, залегает также окисленный маломощный прослой песчанистой оолитовой руды из гидрогетитовых оолитов с лимонитовым цементом. В нижележащих шарецких слоях (лланвирн) среди кремнистых сланцев и вулканогенных пород имеется два рудных горизонта — кишецкий мощностью до 3 *м* и клабовско-осецкий мощностью до 10—15 *м*. Руда этих горизонтов относится к нескольким типам: а) гематитовая; б) смешанная, из гематитовых и хлоритовых оолитов в сидеритовом, очень плотном цементе: в) более рыхлая хлоритовая руда с шамозитовым цементом; г) прослои массивного неоолитового сидерита. В руде встречаются прослои конкреций в виде «сигаровидных коликов» длиной до 10 *см* и шириной 2—4 *см*. Конкреции состоят из фосфорита или из фосфата и пирита и располагаются на плоскостях слоистости.

Выклинивание руды в северо-западном направлении (т. е. к оси синклинория) происходит путем расщепления ее темными сланцами и уменьшения содержания оолитов в рудных прослоях.

Месторождение Эйповец находится на юго-западной периклинали синклинория в 70 *км* от Праги. Крушногорская свита, соответствующая тремадоку, здесь отсутствует, и прямо на эффузивы верхнего кембрия ложится комаровская свита аренига. В основании ее прослеживается гудлицкий рудный горизонт, представленный богатой рудой из гематитовых оолитов в таком же цементе. Он имеет мощность от 0,5 до 5 *м* и начинается рудным конгломератом, который содержит много галек эффузивных пород. Рудное тело вытянуто в широтном направлении на 3,5 *км* между пос. Кишице и Клаботы. Ширина разведанной зоны доходит в некоторых местах до 800 *м*. Общая мощность комаровской свиты на месторождении от 20 до 60 *м*. Выше нее лежат шарецкие соли осецко-кваньской свиты, содержащие два рудных горизонта: клабовско-осецкий и кишецкий,— каждый мощностью около 10 м. Как и на месторождении Мнишек, рудные слои этого возраста состоят из хлоритовых или хлоритово-гематитовых оолитов в сидеритовом цементе. Внутри руды встречаются прослои неоолитовых массивных сидеритов. В западной и северо-западной частях месторождения руда имеет максимальное развитие, и оба рудных горизонта шарецких слоев сливаются, причем руда достигает 25, а изредка и 30 *м* мощности.

В восточном и юго-восточном направлении в руде все чаще появляются прослои глинистых хлоритовых сланцев. Руда переходит по простиранию в тонкослоистые темные сланцы с граптолитами, постепенно уменьшая свою мощность.

На руднике Кристина, где руда имеет всего 2—3 *м* мощности, отмечаются частые взаимопереходы руды и сланцев. Руда здесь не образует определенных горизонтов, а залегает в виде неправильно выклинивающихся линз на несколько различных стратиграфических уровнях.

На месторождениях Эйповец и Мнишек встречаются слои пиритовых оолитов, иногда содержащих значительную примесь фосфатов.

Месторождение Крушна-Гора расположено в 12 *км* от г. Бероун, к юго-западу от Праги, в небольшой брахисинклинали, протягивающейся с северо-востока на юго-запад на северо-западном крыле Баррандиена. Рудная зона вытянута на 4 *км*, а ширина ее равна 500 *м*. Весь ордовик имеет здесь всего 400 *м* мощности и лежит прямо на докембрии.

На месторождении разрабатываются два рудных горизонта в шарец-

ких солях лланвирна. Мощность нижнего (клабовско-осецкого) 8—15 *м*. Он подстилается туфовыми отложениями комаровской свиты, с которыми руды связаны постепенными переходами. Руда включает линзы туфов и прослои диабазов. Висячий бок рудного тела сложен диабазами с характерной шаровой отдельностью, свойственной лавам подводных излияний. Местами разрабатывается и верхний кишецкий рудный горизонт, имеющий в среднем 2 *м* мощности. Руда обоих горизонтов сланцевата и сложена хлоритовыми и хлорит-гематитовыми оолитами с сидеритовым цементом и прослоями сидерита.

Гудлицкий рудный горизонт в клабовских слоях аренига также встречается на некоторых участках месторождения Крушна-Гора. Он состоит вверху из красных гематитовых оолитовых железняков от 3 до 5 *м* мощности и только в самом низу — из хлоритовых оолитов в сидеритовом цементе. Наблюдающаяся в некоторых местах сланцеватость зависит от тонких прослоев сланцев или фосфоритовых конкреций. Мощность прослоев туфов в рудном горизонте достигает 1 *м*.

В основании ордовика имеется еще базальный рудный конгломерат из обломков гематитовой оолитовой руды, диабазов и туфов.

Голубовский рудный горизонт верхнего тремадока состоит из гематитовых оолитов в гематитовом же цементе (с. Увалы, Узски).

Состав руд по всему разрезу формации в общем одинаковый. Однако в ее нижней половине преобладают гематит-хлоритовые оолитовые руды, измененные еще древним окислением в чисто гематитовые или состоящие из гематитовых оолитов с сидеритовым цементом. Иногда заметны следы перемыва и присутствие обломочного кварца. В верхней части формации (начиная с нучичского горизонта) сильно развит сидеритовый цемент оолитов, главным образом шамозитовых. Линзы сплошного сидерита с различной величиной зерен содержат примесь глинистых минералов иллитовой группы и зерен глауконита. Подобный сидерит встречается в рудах триаса Динарид, связанных с диабазами (см. главу III).

Судя по химическим анализам сидеритов месторождения Хрустенице (Babčan, Vtělenský, 1958), они содержат повышенные количества CaO (до 10,81%), MnO (до 9,20%) и P_2O_5 (до 7,96%). Встречаются также рудные линзы с повышенным содержанием хемогенного кремнезема (до 11%, а изредка и до 27,7%).

Обломочные минералы и, в частности, кластический кварц в верхней части формации практически исчезают. В ядрах оолитов встречаются щелочные полевые шпаты, что говорит о слабом развитии во время их образования процессов выветривания. Пирит в рудах встречается в виде мелких агрегатов, конкреций и жилок в сидеритовом цементе. В небольших количествах отмечены сфалерит, халькопирит, галенит и арсенопирит, характерные для вулканогенно-осадочных руд, но отсутствующие в рудах, связанных с размывом кор выветривания. В большинстве месторождений в виде жилок встречен барит (Vtělenský, 1959).

Тектонические особенности размещения руд

Первой общей особенностью почти всех оолитовых железных руд нижнего палеозоя и верхнего докембрия является приуроченность их к кремнисто-сланцевой геосинклинальной формации, породы которой в более поздние эпохи подверглись складчатости, а иногда и метаморфизму.

В противоположность рудам более молодых отложений оолитовые руды додевонского возраста, даже в виде маломощных прослоев, на платформах практически не известны.

Отсутствие их в прибрежных фациях нижнего палеозоя Русской и Сибирской платформ иногда объясняют аридным климатом, который не допускал процессов развития континентального выветривания. Между тем такое объяснение неверно по двум причинам. Во-первых, в девоне климат Русской платформы не стал более гумидным. Однако во многих местах здесь образовывались морские оолитовые руды в отложениях среднего и верхнего девона наряду с формированием соляных залежей (Формозова, 1962). Во-вторых, за последнее десятилетие в связи с поисками нефти хорошо изучены нижнепалеозойские отложения севера Африканской платформы, которые, по данным Н. М. Страхова (1960, фиг. 56) и других авторов, отлагались в обстановке умеренного влажного климата. Песчаные прибрежные фации докембрийского щита Ахаггар в более поздние эпохи были благоприятны для образования оолитовых руд. Однако и здесь эти руды в додевонских отложениях не были обнаружены.

Единственным кажущимся исключением являются гематитовые руды в нижнесинийских отложениях Северного Китая. Это руды, так называемого сюаньлунского типа, известные в центральной и северной части Шансийского платформенного антиклинория, на северном крыле антиклинория Фуню Дабе и в Центрально-Шаньдунской зоне куполовидных поднятий (Основы тектоники Китая, 1962). Однако основная масса этих руд сосредоточена в Яньшанском геосинклинальном прогибе, где мощность синийских отложений достигает 8000 *м* и где в их нижней рудоносной части многочисленны покровы андезитов. Таким образом, это случай распространения геосинклинального рудообразования на прилегающую весьма подвижную часть платформы, но не самостоятельного платформенного рудообразования. Характерно, что с удалением к югу от края Яньшаньского геосинклинального прогиба месторождения оолитовых руд в платформенных отложениях синия исчезают.

Широко распространенные платформенный кембрий и ордовик Китая также лишены оолитовых руд. В ордовике оолитовые гематитовые руды так называемого цзиньтешеньского типа появляются только на территории Северо-Циляньшаньского антиклинория. Как считают китайские геологи, «их формирование происходило на ранней стадии развития геосинклинали, и образовались они в результате вулканических процессов» (Основы тектоники Китая, 1962).

Причины почти полного отсутствия оолитовых железных руд в типичных платформенных отложениях нижнего палеозоя и докембрия сейчас еще не вполне ясны. Можно предполагать, что на платформах в это время не возникали условия для мобилизации железа и для переноса его в растворах континентального стока. В современную эпоху растворенное железо переносится речными водами главным образом в виде золей гидроокиси железа, стабилизированных органическими золями, и отчасти в виде комплексных солей органических кислот (Формозова, 1959, стр. 397—403). Это обстоятельство позволяет высказать предположение, что в додевонское время из-за почти полного отсутствия наземной растительности на континентах господствовали условия выветривания, при которых железо в растворимые формы не переходило.

Для правильного понимания генезиса руд рассматриваемых формаций важно отметить, что они не только являются геосинклинальными образованиями, но что и отлагались они в большинстве случаев в центральных частях геосинклиналей, удаленных на сотни километров от края ближайших платформ.

Ордовикские руды Северного Уэльса расположены не менее чем на 375 *км* от докембрийской платформы Эриа. От месторождений северо-западной Франции до этой платформы не менее 750 *км*, а до края Русской платформы около 1250 *км*. Месторождения Чехии и Тюрингии нахо-

дятся в 375 и 500 *км* от края Русской платформы (от юга Швеции). От месторождений Нью-Фаундленда в Новой Шотландии до Северо-Американской платформы — около 500 *км*. Единственным исключением являются ордовикские руды месторождений Тафиль и Угарта в Южном Марокко, которые образовались в краевой части геосинклинали близ Сахарского щита и Африканской платформы. Все остальные нижнепалеозойские и докембрийские оолитовые руды формировались на большем расстоянии от каких-либо платформ или срединных массивов. Это дополнительно указывает на отсутствие связи их генезиса с процессами континентального выветривания, для интенсивного развития которых необходим спокойный тектонический режим.

Руды во всех случаях приурочены к вулканогенно-терригенным отложениям большой мощности. Это свидетельствует о значительном масштабе как опусканий геосинклинальных прогибов, так и поднятий соседних геоантиклиналей. Такой достаточно резко выраженный тектонический рельеф определяет парагенез пород формации, а также минералогические и химические особенности руд.

Для некоторых месторождений может быть восстановлено их первоначальное структурное положение в поперечном разрезе через частные геосинклинали. Так, по разрезам и картам О. Т. Джонса (Jones, 1938), Д. Эгера (Ager, 1961) и других авторов хорошо видно, что ордовикские руды Северного Уэльса отлагались на северо-западном крыле широкого геосинклинального прогиба. На юго-восточном крыле этого прогиба рудоносная кремнисто-сланцевая формация замещается безрудной карбонатной. В соседнем на северо-западе геосинклинальном прогибе Моффет рудоносная формация замещается мощными толщами батиальных граптолитовых сланцев и кислых вулканических пород, которые также руд не содержат.

В Бретани руды отсутствуют в наиболее глубокой части геосинклинального прогиба, известной под названием «Арморикансного рва». Месторождения их располагаются севернее и южнее на крыльях большой нижнепалеозойской геосинклинали.

Парагенезы пород кремнисто-сланцевой рудоносной формации

Во всех нижнепалеозойских и некоторых докембрийских месторождениях оолитовых железных руд состав пород, сопровождающих руду, сходен. Это и позволяет говорить, что все они относятся к одной группе формаций. Наиболее распространенными породами являются темные, тонко и горизонтально слоистые глинистые сланцы, аргиллиты и кремнистые сланцы, переслоенные обычно такими же темными (но иногда и светлыми) алевролитами и песчаниками. В зонах метаморфизма сланцы становятся хлоритовыми, серицитовыми и графитизированными, а песчаники превращаются в кварциты. Во многих месторождениях развиты прослои яшм, фтанитов и кремнистых сланцев (Португалия, Уэльс, Австралия, оз. Верхнее, Унгава, Ньюфаундленд, Чехия). В рудоносных породах постоянно присутствуют кремнистые, фосфатные, пиритовые или сидеритовые конкреции, а также прослои кремней. Все эти осадочные породы и руды либо переслоены с основными лавами преимущественно диабазового состава, либо связаны с ними фациальными переходами. Если не в разрезах самих месторождений, то в соседней фациальной зоне той же формации на расстоянии не более первых десятков километров основной вулканизм всегда бывает ясно выражен. Краткая характеристика пород ордовика в районах развития формации дана в табл. 5.

Сравнительная характеристика разрезов ордовика в районах развития кремнисто-сланцевой рудоносной формации Таблица 5

Ярус или отдел	Чехия	Тюрингия	Северный Уэльс	Нормандия	Бретань и Анжу	Португалия	Ньюфаундленд
Нижний силур	Переслаивание известковых и кремнистых сланцев, включающих линзы известняков	«Квасцовые» сланцы с граптолитами. Прослои охристых известняков и филлитов	Сланцы, песчаники, известняки	Вверху известняки, ниже темные ампелитовые сланцы	Черные углистые сланцы с граптолитами и горизонтами оолитовой руды. Песчаники. Фтаниты	Углистые сланцы и известняк	Отсутствует
	Несогласие	Несогласие	Несогласие	Постепенный переход		Несогласие	
Ашгиль	В кровле — редкие линзы известняков. Ниже — сланцы, кварциты, переслаивающиеся с диабазами и туфами. В основании — горизонт оолитовой руды	Темные сланцы, в верхней части более грубозернистые и несколько известковистые. Кварциты	Темные сланцы, близ кровли — с тонкими прослоями и известняков	Песчаники, вверху с тонкими прослоями известняков	Темные аспидные сланцы, граувакки, песчанники	Сланцы, песчаники	Отсутствует
Карадок	Темные сланцы и граувакки с конкрециями кремня и фосфата, с прослоями песчаников и основных вулканических пород. В верхней части яруса и в его основании — горизонты оолитовых руд	Темные тонкослоистые шиферные сланцы с прослоями кварцитов, конкрециями кремня и фосфоритов. Встречаются туфы и диабазы	Темные сланцы с конкрециями кремня и фосфата, песчаники, конгломераты. Кислые вулканические породы	Аспидные черные сланцы и песчаники («майские»)	Песчаники с прослоями кровельных сланцев	Кремнистые сланцы, кварциты, граувакки	Отсутствует
Лландейло	Темные шиферные сланцы, граувакки, песчаники, кварциты, прослои основных вулканических пород. Много горизонтов руды, фациально замещающейся диабазами	Темные хлоритовые и слюдистые сланцы с прослоями песчаников. Шамозитовый и тюрингитовый рудные горизонты	Темные кремнистые сланцы, песчаники, переслаивающиеся с основными вулканическими породами и оолитовой рудой	Темно-синие шиферные кремнистые сланцы («анжерские»). В основании — оолитовая руда	Песчаники. Граувакки и серо-голубые шиферные сланцы («анжерские»). На границе с аренигом — оолитовые руды. В основании — вулканические породы	Темные хлоритовые и серицитовые сланцы с прослоями яшм и роговиков. Граувакки, кварциты и оолитовые руды	Отсутствует
Аренниг	Темные грифельные сланцы, граувакки с оолитовыми рудами и с основными вулканическими породами. Прослои кремнистых пород	Темные грифельные сланцы и кварциты разделяют два нижних рудных горизонта гематитовых руд. Граувакковые сланцы с конкрециями пирита и фосфата	Темные кремнистые сланцы, песчаники, яшмы, основные вулканические породы, оолитовые руды	Темные сланцы и полевошпатовые песчаники («армориканские»). Иногда встречаются туфы основных вулканических пород	Песчаники полевошпатовые («армориканские»). Многочисленные горизонты оолитовой руды. Основные и средние вулканические породы	Графитизированные и кремнистые аргиллиты, сланцы, граувакки и тонкозернистые кварциты. Многочисленные горизонты оолитовых руд	Темные сланцы и песчаники с прослоями роговиков, яшм. Оолитовые руды
Тремадюк	Песчаники, граувакки и темные кремнистые сланцы с прослоями яшм, основных вулканических пород и оолитовые руды. Базальный рудный конгломерат с туфами	Темные аспидные зеленовато-серые и синие шиферные сланцы, граувакки, песчаники. Магнетитовый кварцит	Темные аспидные сланцы, аркозы, песчаники, основные вулканические породы. В верхней части — оолитовые руды	Перерыв	Основные вулканические породы	Аспидные сланцы, кварциты, граувакки	Сланцы и песчаники, переслаивающиеся с гематитовой оолитовой рудой. В руде и вмещающих породах конкреции фосфата и пирита
Верхний кембрий	Мощные толщи средних и кислых вулканических пород	Мощные толщи основных вулканических пород	Темные сланцы, переслаивающиеся с оолитовой рудой. Вулканические породы	Основные вулканические породы. Песчаники, аркозы, красные пуддинги, зеленые сланцы	Пурпурные сланцы («монфор») с оолитовой рудой. Кварцитовые филлиты с гематитом. Вулканические породы	Зеленые аргиллиты и метаморфизованные сланцы	Песчаники, сланцы, известняки

Характерно отсутствие известняков, доломитов, мергелей или каких-либо других карбонатных пород, кроме сидеритов, а также пород с карбонатным цементом.

Таким образом, для формации, с которой связаны древнейшие месторождения оолитовых руд, характерен следующий парагенез пород: темноцветные кремнистые и глинистые сланцы, песчаники, вулканические породы, прослои яшм и фтанитов.

Оолитовые руды в нижнепалеозойских геосинклинальных толщах такого состава в большем или меньшем количестве появляются очень часто, хотя их количество бывает и незначительно, а мощности их прослоев во много раз меньшие, чем мощности других пород формации (сланцев и песчаников).

Характер взаимоотношений пород формации повторяется во всех месторождениях и показывает тесную связь их друг с другом.

Руды никогда не образуют одного четко ограниченного горизонта. Они, как правило, залегают многими прослоями, протягиваясь на большие расстояния и перемежаясь с указанными выше породами. Переход к безрудным породам обычно постепенный. Выше и ниже рудного пласта некоторое количество оолитов присутствует в туфах и сланцах или песчаниках в виде вкрапленности или карманов, затем оно уменьшается, а потом оолиты совсем исчезают. Очень часто хлоритовый цемент оолитовой руды в минералогическом отношении совершенно идентичен хлориту цемента песчаников. Многие геологи, изучавшие руды Бретани, Тюрингии и Уэльса, особо подчеркивают, что чешуйки тюрингита или шамозита в пустотах кровельных сланцев или тюрингитовые прослои в кварцитах Шмидефельда того же происхождения, как и в концентрах оолитов или в цементе руд.

Фациальные переходы по простиранию оолитовых руд в сланцы, песчаники, а иногда и вулканогенные породы (туфы, агломераты) отмечены во всех месторождениях этого типа. Обычно можно наблюдать близкую текстуру в прослоях руд и во вмешающих породах. В одних случаях руды так же тонко- и горизонтально слоисты, как вмещающие их глинистые сланцы, а в других песчаники обладают такой же косой слоистостью, как и прослои руд.

Фосфатные, кремнистые и другие конкреции встречаются как в руде, так и во вмещающих породах, часто располагаясь по плоскостям слоистости. Иногда встречаются конгломераты, которые состоят из рудных обломков и обломков вулканических пород близкой размерности, соединенных одинаковым сидеритовым цементом.

Характерен также состав обломочных минералов. В более поздние геологические эпохи, когда рудообразующие растворы поступали с континентальных площадей выветривания, руды обычно сопровождаются мономиктовыми и олигомиктовыми, преимущественно кварцевыми песчаниками и алевролитами. Руды же нижнего палеозоя и докембрия связаны с разнообразным полимиктовым обломочным материалом. Часто наблюдается свежий невыветрелый пирокластический материал. Во многих местах руды переслаиваются с граувакками и граувакковыми сланцами. Это отмечается для ордовикских месторождений Чехии, Тюрингии, Северного Уэльса, северо-запада Франции, Португалии и для докембрийских месторождений района оз. Верхнее и Унгавы. Если же не пишется о граувакках, то среди терригенного материала упоминаются обломки и свежие зерна вулканических пород.

Таким образом, присутствие переотложенного невыветрелого вулканического материала может считаться характерным признаком рудоносной формации нижнего палеозоя и докембрия. Среди обломочных минералов в этой формации часто присутствует значительное количество свежих полевых шпатов. Арморикапские песчаники (аренит) в Норман-

дии, содержащие прослои руды, описаны как полевошпатовые. Оолиты этих руд, формируясь, захватывали и зерна полевых шпатов. Аркозовые песчаники и «полевошпатовые сланцы» развиты в месторождениях Уэльса и Португалии (Hallimond, 1925; Candido de Medeiros, 1950). По-видимому, они появляются в тех случаях, когда в соседних геоантиклиналях имели место проявления байкальской складчатости и связанные с ними гранитные интрузии. Для Франции это доказано работами П. Прюво (Pruvost, 1949) и других авторов.

Присутствие в рудоносных отложениях нижнего палеозоя и докембрия большого количества свежего грауваккового и полевошпатового материала позволяет сделать вывод о том, что в эпохи образования руд этого возраста в пределах соседней размывавшейся суши не происходили процессы интенсивного химического выветривания.

Для древнейших месторождений оолитовых руд характерна многочисленность рудных горизонтов и большие возрастные интервалы эпох рудообразования.

В ордовике Чехии насчитывается 13 рудных горизонтов, среди которых есть и одиночные пласты (подольский, карлицкий и др.), и сложно построенные из многих прослоев, разделенных сланцами (нучичский, шарецкий и др.). Наиболее древние рудные слои относятся к тремадоку, наиболее молодые — к ашгилю. Рудообразование продолжалось здесь в течение всего ордовика (60 млн. лет).

В Тюрингии два горизонта руды приурочены к лландейло, два — к аренигу. Однако в сложных по строению рудных горизонтах лландейло описываются четыре различных типа руд, переслоенных сланцами.

В Северном Уэльсе оолитовые руды встречаются в верхнем кембрии, тремадоке, арениге и лландейло, но количество рудных горизонтов непостоянно. В разных районах они присутствуют на разных стратиграфических уровнях в зависимости от местных особенностей разреза.

На северо-западе Франции руды развиты в верхнем кембрии в «анжерских» сланцах лландейло и в армориканских песчаниках аренига. Во многих работах можно встретить указание, что в сланцах лландейло Нормандии лежит один рудный горизонт. Тем не менее в подробно описанных разрезах между Баньолем и Алансоном присутствует пять рудных прослоев, отделенных друг от друга пачками сланцев. В более южных районах Франции — в Бретани и Анжу — стратиграфический интервал рудоносности расширяется. Многочисленность рудных пластов в армориканских песчаниках бассейна Анжу считается правилом. В месторождении Пенслу этого бассейна имеется 11 рудных горизонтов мощностью от 0,15 до 7 *м* каждый, разделенных сланцами и туфогенными породами. По возрасту наиболее древний из них относится к верхнему кембрию, наиболее молодой — к лландейльскому ярусу ордовика. Четыре главных и наиболее мощных рудных горизонта построены сложно. В каждом из них насчитывается до восьми отдельных прослоев руды. В силу такого строения рудной толщи некоторые авторы считают, что в разрезах Анжу имеется до 70 прослоев руды.

Месторождение Вабана в заливе Консепшен-бай на Ньюфаундленде имеет 12 рудных слоев различного состава (ареиниг — тремадок) мощностью от 0,5 до 4,5 *м*, но многие из них сложны, и, по Хейсу (Hayes, 1915, 1928, 1931), только одних гематитовых прослоев оолитовых руд среди сланцев и песчаников можно выделить до 60.

Так же многочисленны горизонты руд и в других месторождениях описываемой формации, чем она существенно отличается от большинства содержащих оолитовые руды более молодого возраста.

Многие авторы отмечают ритмичность строения разреза формации, причем некоторые чешские геологи даже называют такое строение флишевым, что, конечно, неправильно.

Границы и мощности рудоносной формации

Следующей особенностью кремнисто-сланцевой формации является ее большая мощность. Если в более молодых системах мощность рудоносных формаций измеряется десятками или реже сотнями метров, то в нижнем палеозое и докембрии она измеряется километрами.

В районах развития нижнепалеозойских месторождений эта формация обычно охватывает весь ордовик, иногда с верхами кембрия, а во Франции — с низами силура. Поэтому цифры мощностей ордовика в какой-то степени дают представление о мощности формации. Мощность ордовика в Тюрингии близка 1000 *м*, в Чехии колеблется от 1500 до 2000 *м*, возрастая в рудоносном районе между Берауном и Прагой до 2500 *м*, в Северном Уэльсе — также от 1500 до 2000 *м*, достигая в районе Сноудона 2500 *м*, на северо-западе Франции — от 1000 до 1500 *м*, доходя у Бреста до 2000 *м*. На северо-востоке Ньюфаундленда, где сохранились от размыва только тремадок и арениг, мощность ордовика близка 1000 *м*.

Такого же порядка цифрами определяются мощности формаций, содержащих оолитовые руды в докембрии.

Такие большие мощности формаций указывают на большое прогибание района седиментации во время ее образования.

Вулканогенная кремнисто-сланцевая рудоносная формация нижнего палеозоя на севере Бретани трансгрессивно лежит на различных по составу породах докембрия. В других районах северо-запада Франции, в Уэльсе и Тюрингии, где верхний кембрий характеризуется развитием основных вулканитов и еще входит в состав рудоносной формации, ниже вулканических пород лежит другая по характеру терригенная геосинклинальная формация. Она представлена мощными толщами песчаников и сланцев с прослоями известняков и мергелей, но обычно без эффузивов. Граница между нею и рудоносной формацией проходит чаще в середине, но иногда и в кровле верхнего кембрия.

На Ньюфаундленде и в Новой Шотландии рудоносные толщи также подстилаются мощными глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями известняков, но без эффузивов. А. Ирдли пишет, что «до сих пор в кембрийских отложениях Ньюфаундленда не было установлено вулканических пород» (Ирдли, 1954, стр. 222).

Эвгеосинклинальная рудоносная формация покрывается, как правило, карбонатной формацией, по возрасту относящейся к силуру.

Почти для всех изученных районов кровлей формации можно считать границу силура и ордовика. В районах развития изученных месторождений силур обычно налегает на ордовик несогласно, и после перерыва в осадконакоплении начинается отложение пород, связанных с иными условиями образования. В Тюрингии, Чехословакии, Португалии и Марокко породы нижнего силура сложены известняками, доломитами или известковистыми сланцами, т. е. породами совершенно иной формации.

Единственным районом, где несогласие между силуром и ордовиком отсутствует, где кровля формации поднимается до основания лудлова и где в низах силура имеются такие же месторождения руд, как в ордовике, является район Арморики. Оолитовые руды встречаются здесь в темных ампелитовых сланцах уэнлока, на которых лежат битуминозные известняки лудлоу.

Такое более длительное отложение пород кремнисто-сланцевой вулканогенной формации во Франции объясняется, по-видимому, тем, что эвгеосинклинальный режим, начавшийся в кембрии, продолжался здесь не только в течение всего ордовика, но также и в силуре. Складчатость здесь началась только в девоне, а замыкание геосинклинального прогиба произошло после нижнего карбона.

Таким образом, формация, содержащая оолитовые руды, приурочена в основном к ордовику, но иногда она охватывает часть силура, а иногда и верхний кембрий. Породы ее содержат прослои оолитовых руд то по всему разрезу ордовика (Чехия), то приуроченные к лландейло и аренигу (Тюрингия), то развитые лишь в арениге (Португалия, Вабана), то, наконец, встречающиеся в каждом ярусе, начиная от верхнего кембрия до низов лландейло включительно (Уэльс).

Протяженность формации определяется формой и размерами бассейна, которые часто трудно поддаются определению.

Единственный район, где можно проследить латеральные переходы рудоносной формации нижнего палеозоя,— это Северный Уэльс. Рудоносная формация протягивается здесь в соответствии с общим простиранием каледонских структур, с северо-востока на юго-запад. К северо-западу она сменяется глубоководными граптолитовыми сланцами, которые переслоены лавами и туфами, но уже не основного, а кислого состава. К юго-востоку рудоносная формация переходит в маломощную формацию мелководных прибрежных отложений, среди которых развиты главным образом органогенные известняки. Обе эти формации руд не содержат.

Связь руд нижнего палеозоя и докембрия с вулканической деятельностью

В связи с продолжающимися спорами о возможности образования оолитовых руд в результате подводной вулканической деятельности необходимо подробнее остановиться на роли вулканизма в образовании кремнисто-сланцевой рудоносной формации.

Внутренние, удаленные от платформ части геосинклинальных систем, как правило, на многих этапах развития характеризуются напряженной магматической деятельностью, которая проявляется как в виде вулканических процессов, так и в виде образования интрузивных тел различного состава.

Оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия, как доказывалось выше, образовались преимущественно в центральных частях геосинклинальных систем и, следовательно, приурочены к эвгеосинклиналям, а не к миогеосинклиналям. Поэтому они часто ассоциируют с типичными для эвгеосинклиналей вулканогенными и кремнистыми толщами.

При описании ордовикских оолитовых руд Чехии отмечалось, что основные вулканические породы встречаются здесь по всему разрезу ордовика. Эффузивные диабазы и диабазовые туфы являются самыми распространенными породами рудных районов, причем Ф. Славик (Slawik, 1937) отмечает, что они часто имеют красный цвет из-за многочисленных выделений гематита. Чем больше в разрезах ордовика изверженных пород, тем больше в них прослоев оолитовой руды и тем больше мощности этих прослоев.

Интересно, что по данным Ф. Славика (Slavik, 1937), палеозойская эффузивная деятельность на территории Баррандовой мульды в Чехии началась еще в среднем кембрии, но до конца верхнего кембрия изверженные породы имели кислый характер (порфиры и кератофиры). В крушиногорской свите тремадока впервые появляются основные вулканические породы диабазового и базальтового состава, а вместе с ними и первые в разрезе залежи оолитовых руд.

В вышележащей комаровской свите аренига Ф. Славик отмечает исключительно мощные диабазовые эффузии. Он пишет, что «в этом горизонте с трудом можно найти обнажение без диабазов» и что «эти диабазы ярко выраженного эффузивного происхождения, переслоенные туфами, которые богаты окисью железа» (Slawik, 1937, стр. 536).

Выше комаровской свиты в разрезе Барриандиена лежат шарецкие слои, относящиеся к лланвирнскому ярусу. В этих слоях основные вулканические породы развиты на очень больших площадях. Во многих местах вулканические породы переслаиваются оолитовой рудой, которая образует два выдержанных горизонта, и замещают ее по простиранию (Kettner, 1937; Свобода, Прантл, 1958).

Выше шарецких слоев основные вулканические породы и оолитовые руды имеются в скалецких и добротиевских слоях нижней части лландейлского яруса, но в драбовских слоях, которые представлены песчаниками без вулканических пород (средняя часть лландейло), исчезают и руды. Еще выше по разрезу они снова появляются вместе с основными эффузивами в хрустеницких (верхняя часть лландейло), нучичских (карадок) и кралодворских (нижний ашгиль) слоях.

В. Бучек, изучавший руды нучичских слоев между с. Здице и с. Жиночаны, отмечает, что они залегают в черных сланцах с прослоями кремней и диабазовых туфов. По его мнению, «образование оолитов и значительный принос железа связаны с возникновением диабазов и вулканической деятельностью» (Bouček, 1937, стр. 447). По словам В. Бучека, к тому же мнению пришел изучавший эти руды ранее Р. Хелькмахер (Helkmacher, 1871).

В некоторых ранних работах (Kodym, 1921; Kettner, Kodym, 1919, 1922) отмечается, что на рудниках Хрустенице, Нучице и Здице в комаровских слоях встречаются диабазы и туфы, которые содержат обломки оолитовой руды, а в Нучице среди руды были встречены обломки диабазов.

Все это, по мнению чешских геологов, доказывает, что излияния диабазов и рудообразование происходили одновременно на одном и том же участке дна геосинклинального бассейна (Slavik, Slavikova, 1920).

В эвгеосинклинали Северного Уэльса нижний и средний кембрий представлены терригенными породами без эффузивов и без оолитовых руд. Те и другие появляются совместно в верхнем кембрие и тремадоке. Особенно интенсивной вулканическая деятельность была здесь в арениге, лланвирне и лландейло. Мощность вулканогенных толщ, образовавшихся за это время, в хребте Кадер-Идрис превышает 1 *км*, причем именно к этим толщам приурочены основные месторождения оолитовых руд Уэльса, которые переслаиваются с лавами и туфами (Fearnsides, 1910 а, б; Greenly, 1919, 1923; Bailey, 1936; Smith, George, 1948). В верхах ордовика появляются кислые вулканические породы (сноудонская риолитовая серия карадока) и исчезают прослои оолитовых руд. В силуре Северного Уэльса лавы и вулканические туфы встречаются только как исключение, и руды в силуре отсутствуют.

В связи с такими особенностями распространения руд Кокс, Вильямс (Cox, 1925; Williams, 1927) и другие английские геологи источником железа оолитовых руд Северного Уэльса считают эксгаляции, связанные с извержением и остыванием основных лав, подстилающих и переслаивающих руду.

В Бретани сильная вулканическая деятельность началась с верхов кембрия или с пограничных слоев кембрия и ордовика, и одновременно с этим в разрезах появляются самые нижние слои оолитовой руды. Выше по разрезу руда встречается в разных горизонтах ордовика Бретани, Нормандии и Анжу, преимущественно в арениге и лландейло. Руды не всегда непосредственно связаны с основными вулканическими породами, но последние встречаются во всех горизонтах, в которых имеются руды. Иногда же, как, например, на п-ове Крозон (западный конец Бретани), оолитовые руды переслоены туфами и лавами, что позволило изучавшему их Л. Пуценату (Puzenat, 1939) приписать им вулканогенно-осадочный генезис.

Руды Тюрингии залегают среди граувакковых сланцев. Вулканических пород вблизи выходов руды нет, но они описаны для лландейльских и аренигских отложений близлежащих (30—50 *км*) районов Фогтлянда и Фихтельгебирге.

Руды ордовика Португалии, по данным Котейло Нейва (Cotello Neiva, 1952), залегают среди граувакк и граувакковых сланцев, содержащих покровы диабазов и пласты туфов основного состава.

Североамериканские месторождения ордовикских руд — Вабана на Ньюфаундленде и Никтокс-Торбрук в Новой Шотландии — лежат в пределах зоны мощных эвгеосинклинальных нижнепалеозойских отложений Северных Аппалачей или «Большой Акадии». В ее разрезах вулканические породы преимущественно основного состава встречаются на разных стратиграфических уровнях и в ордовике, и в силуре. А. Ирдли (1954, стр. 235—236) писал об этой зоне, что «преобладающим материалом, поступавшим в геосинклиналь, являлись вулканические породы всех типов». Они состоят большею частью из андезитов и базальтов, но встречаются и более кислые разности (риолиты). Мощные накопления ордовикских риолитов приурочены к центральной части геосинклинали в Ньюфаундленде. Вулканические породы встречаются в виде потоков, главным образом подводных, и в виде различных пирокластических образований.

Месторождение Вабана в заливе Консепшен-бай на северо-востоке Ньюфаундленда приурочено к низам ордовика, а в структурном отношении — к грабену среди обширной площади распространения докембрия. В пределах самого месторождения вулканических пород в ордовике нет, но в ближайших выходах «в районе залива Нотр-Дам и Форчюн-бай отложения ордовика насыщены вулканическими породами» (Ирдли, 1954, стр. 222). На северо-восточном берегу залива Нотр-Дам породы ордовика мощностью в несколько километров состоят из сланцев, граувакк и гравелитов с гранитными гальками, переслоенных андезитами и базальтами, агломератами и туфами, мощностью в сотни метров (Heyl, 1936, 1937, Sampson, 1925). На южном берегу залива базальтовые потоки и обломочные вулканические породы содержатся в толще ордовика мощностью 3,2 *км* (Astine Van, 1948).

В Новой Шотландии месторождение Никтокс-Торбрук связано с нижнеордовикскими породами группы Браунс-Маунтин, которые слагают нагорье Пикту-Антигониш к югу от пролива Нортумберленд. Группа Браунс-Маунтин сложена аргиллитами, сланцами и граувакками, которые переслаиваются потоками основных лав и туфами. Многочисленны вулканические породы и во всех ближайших разрезах ордовика на территории Нового Брауншвейга (Hayes, 1916; Williams, 1914; Woodman, 1909).

Не менее очевидна связь с основной вулканической деятельностью у докембрийских месторождений Северной Америки. Особенно ярко она проявляется в месторождениях п-ова Унгава на северо-востоке Лабрадора. Протерозойские отложения, смятые в складки и разбитые надвигами, выполняют здесь длинный узкий трог, расположенный среди гранитогнейсов архея. Руды приурочены к свитам Сокоман и Рут, которые принадлежат верхней части серии «Озера Ноб», соответствующей нижнему протерозою (гурону). В обоих рудоносных свитах вместе с яшмами и кремнистыми сланцами встречаются прослои туфов диабазового состава, а в нижней части свиты Рут — и покровы диабазов. Более широко распространены вулканические породы в тех же свитах юго-восточнее района выходов руд.

Интересно отметить, что в разрезе протерозоя Унгавы, как и в ордовике Чехии, оолитовые руды исчезают, как только исчезают вулканические породы. Ниже рудоносной свиты Рут здесь лежит свита Вишарт, сложенная кварцитами и аркозами с небольшими слоями известняков

и глинистых сланцев в нижней части и кремнистых сланцев в верхней части. В этой формации нет ни вулканических пород, ни руд.

Выше рудоносных свит залегает свита Менишек, сложенная углистыми пиритизированными сланцами, граувакками и доломитами с незначительным количеством кремнистых прослоев в нижней части. В ней также нет ни вулканических пород, ни руд.

У руд района оз. Верхнее, относящихся к верхам гуронской группы нижнего протерозоя, связь с вулканическими породами менее ясна, потому что такие породы широко развиты лишь в кровле рудоносных слоев. Однако обилие среди них роговиков, яшм и кремнистых сланцев заставляет считать, что руды отлагались поблизости от района синхронного вулканизма. Многие авторы пришли к выводу, что железо оолитовых руд оз. Верхнее поставляли горячие источники вулканического происхождения. Такую точку зрения высказывали геологи США (Van Hise, Leith, 1911) и Канады (Collins, Quirke, Tompson, 1926).

Из приведенных данных можно сделать вывод, что оолитовые руды нижнего палеозоя, а иногда и докембрия, тесно связаны с образовавшимися в подводных условиях вулканогенными толщами эвгеосинклиналей. Лишь в редких случаях в самой рудной толще вулканические породы не встречены (Тюрингия, Ньюфаундленд, Марокко) или же встречаются в небольших количествах (Португалия), но 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.

Таким образом, руды располагаются непосредственно в зонах развития синхронного основного вулканизма или в соседней фациальной зоне той же формации, где близость очагов вулканизма проявляется в виде прослоев туфов и кремнистых пород.

Иными словами, оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия всегда находятся в парагенетических отношениях с основными вулканическими породами. Однако эти парагенетические отношения могут выражаться, применяя терминологию Н. С. Шатского (1955, 1960), или в виде «фациальных сочетаний», как в Чехии и в Уэльсе, или в виде «фациальных рядов», как в Тюрингии и на Ньюфаундленде.

Кроме того, можно сделать вывод, что руды рассматриваемой формации связаны не со всякими, а только с основными вулканическими породами. Во всех упоминавшихся выше районах распространения этой формации руды связаны с лавами и туфами диабазового и базальтового состава. Руды исчезают при замещении таких пород вулканическими породами кислого состава. Например, в Северном Уэльсе оолитовые руды развиты в верхнем кембрии, в тремадоке, ареннге, лланвирне, и нижнем лландейло, но всегда только в ассоциации с основными лавами и туфами. В тех случаях, когда на этих стратиграфических уровнях появляются кислые вулканические породы (аренигская нижняя риолитовая серия хребта Кадер-Идрис), оолитовые руды исчезают. В верхнем лландейло и карадоке, где все вулканические породы становятся кислыми (сноудонская и крефнентская серии), оолитовых руд нет.

Руды отсутствуют также во всем ордовике Озерной области Англии, где он представлен мощной толщей кислых вулканических пород и граптолитовых сланцев.

Подводя итог сказанному, можно сделать заключение, что оолитовые руды нижнего палеозоя, а в некоторых случаях докембрия приурочены к определенной кремнисто-сланцевой бескарбонатной формации, связанной с основным вулканизмом и широко распространенной в эвгеосинклинальных прогибах того времени.

Некоторые данные о палеогеографических условиях образования кремнисто-сланцевой рудоносной формации

Выяснить палеогеографическую обстановку образования древнейших оолитовых руд значительно труднее, чем установить их принадлежность к определенной формации. Это связано с тем, что все древнейшие месторождения оолитовых руд приурочены к глубоко размытым складчатым сооружениям докембрийского, каледонского или герцинского возраста. Во многих случаях рудоносные отложения выходят на небольшой площади среди пород еще более древнего возраста (Унгава, Вабана) или, наоборот, среди значительно более молодых пород платформенного чехла (Тюрингия). Все это затрудняет палеогеографические реконструкции и лишает их той достоверности, с которой могут быть построены палеогеографические карты платформенных рудоносных бассейнов юрского или мелового времени.

Все оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия образовались в морских условиях, во внутренних частях геосинклинальных систем. Для уточнения их генезиса нужно выяснить два палеогеографических вопроса: о расстоянии от места образования руд до ближайшей береговой линии и о глубине бассейна в месте образования руд. Получить приблизительный ответ на эти вопросы легче всего для месторождений Северного Уэльса, Большой Акадии (Ньюфаундленда и Новой Шотландии) и Северо-Западной Франции. Сведения о других месторождениях недостаточны для палеогеографических реконструкций и могут иметь лишь вспомогательное значение.

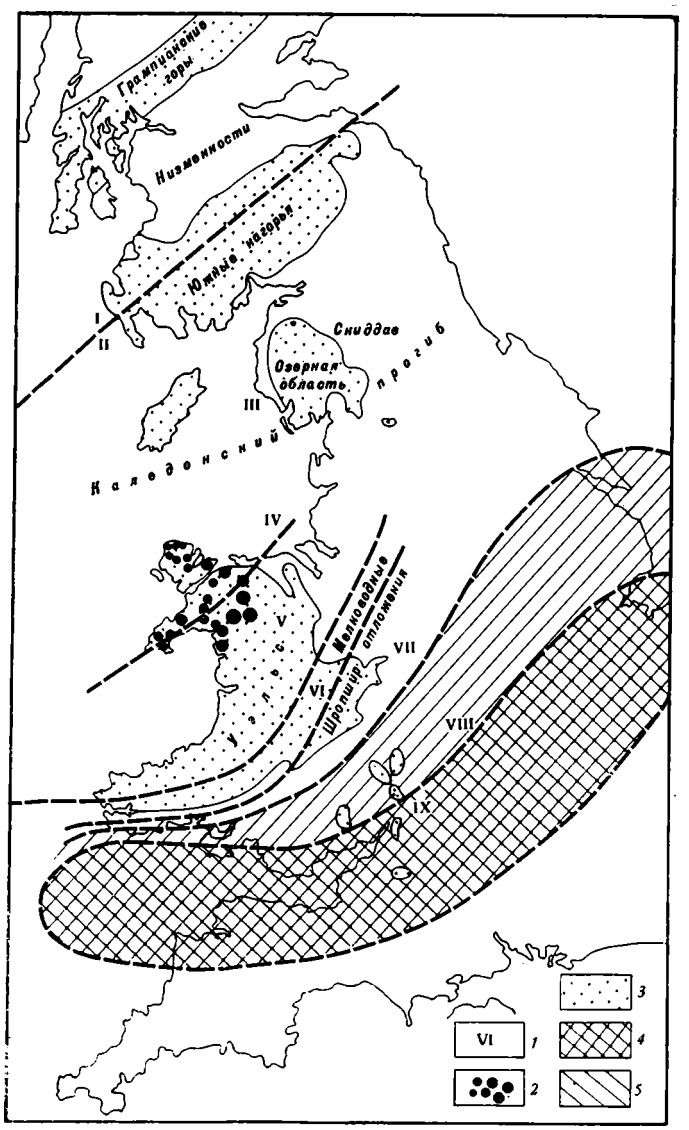
Палеогеография Северного Уэльса для нижнего палеозоя разбирается с приведением карт для разных эпох в работе О. Т. Джонса (Jones, 1938). Дополнительные данные можно получить в его более старых работах (Jones, 1922, 1925, 1936), а также в работах Б. Смита и Т. Невиль (Smith, Neville, 1935), А. Брин-Девиса (Davies Bryn, 1963), Д. Эгера (Ager, 1961) и других английских геологов. По их наблюдениям, береговая линия ордовикских морей проходила на юго-востоке вдоль южного побережья Уэльса, а затем — в районе холмов Молверн поворачивала на северо-восток и пересекала территорию современной Англии, следуя, примерно от Бристольского залива к заливу Уош. В течение ордовика положение этой береговой линии менялось мало. Максимум наступления моря в юго-восточном направлении был в тремадоке (фиг. 7).

Противоположный берег морского бассейна, связанный с затонувшим под водами Атлантики материком Эриа, находился далеко на северо-западе. Он несколько приблизился только в самом конце ордовика, после раннекаледонской складчатости, охватившей территорию современных нагорий Шотландии и самой северной Ирландии.

Между этими двумя береговыми линиями с северо-востока на юго-запад протягивался геосинклинальный бассейн. По мнению большинства английских геологов, он состоял из двух параллельных прогибов — геосинклинали Моффет на северо-западе и Англо-Уэльской геосинклинали на юго-востоке, разделенных геоантиклинальным поднятием Ирландского моря. Некоторые авторы допускают, что это поднятие в ордовике представляло собой длинный вытянутый остров или цепь островов. Такое предположение наиболее вероятно для лландейльского века, когда в осадках Северо-Западного Уэльса появляется песчаный и даже галечный материал (комплекс Гвэстэднент в районе Сноудона), приносившийся откуда-то с теперешней акватории Ирландского моря (Schackleton, 1953, 1954).

Фациальный профиль ордовика Англо-Уэльской геосинклинали асимметричен. Вдоль береговой линии на юго-востоке тянется полоса мелководных, очень разнообразных в фациальном отношении осадков, среди

которых главную роль играют коралловые и брахиоподовые известняки. Встречаются также известковые песчаники с остатками трилобитов, криноидей, губок и другой ископаемой фауны. Ширина полосы этих мелководных осадков ордовика для разных ярусов меняется от 40 до 80 *м*. Вулканические породы в ней появляются только в лланвирне окрестностей г. Билт. Они представлены спилитами, кератофирами и риолитами. В их толще наблюдаются эрозионные врезы и связанные с ними угловые несогласия (Хворова, 1965). Месторождения оолитовых руд среди этих мелководных осадков отсутствуют даже в районе вулканической деятельности.



Фиг. 7. Схематическая карта палеогеографии Северного Уэльса в ордовике (М. Жинью, 1952; Jones, 1938) с указанием месторождений оолитовых железных руд

1 — фациальные зоны ордовика; *2* — месторождения оолитовых руд; *3* — выходы додевонских отложений; *4* — суша в течение всего ордовика; *5* — суша после тремадока

К северо-западу мелководные осадки сменяются относительно глубоководными глинистыми сланцами и аргиллитами. В переслаивании с ними во всех ярусах ордовика появляются вулканические породы, описанные многими английскими геологами. Их основная часть возникла при подводных извержениях (шаровые лавы, промежутки между отдельностями которых выполнены хемогенным кремнеземом, переслаивание с черными граптолитовыми сланцами, текстуры пепловых потоков в витрофировых туфах).

Однако в последнее время среди ордовикских вулканических пород Северного Уэльса обнаружены спекшиеся туфы — игнимбриты (Beaven, Fith, Rast, 1960). По мнению вулканологов, они могли образоваться только в наземных условиях. Очевидно, в зоне развития граптолитовых фаций присутствовали вулканы с сильным взрывным типом извержений (Аренигский вулкан). Вершины отдельных вулканов могли достигать поверхности моря и представляли собою острова. В целом же Северный Уэльс в ордовике был относительно глубоководным геосинклинальным бассейном с очень сложным вулканическим рельефом морского дна.

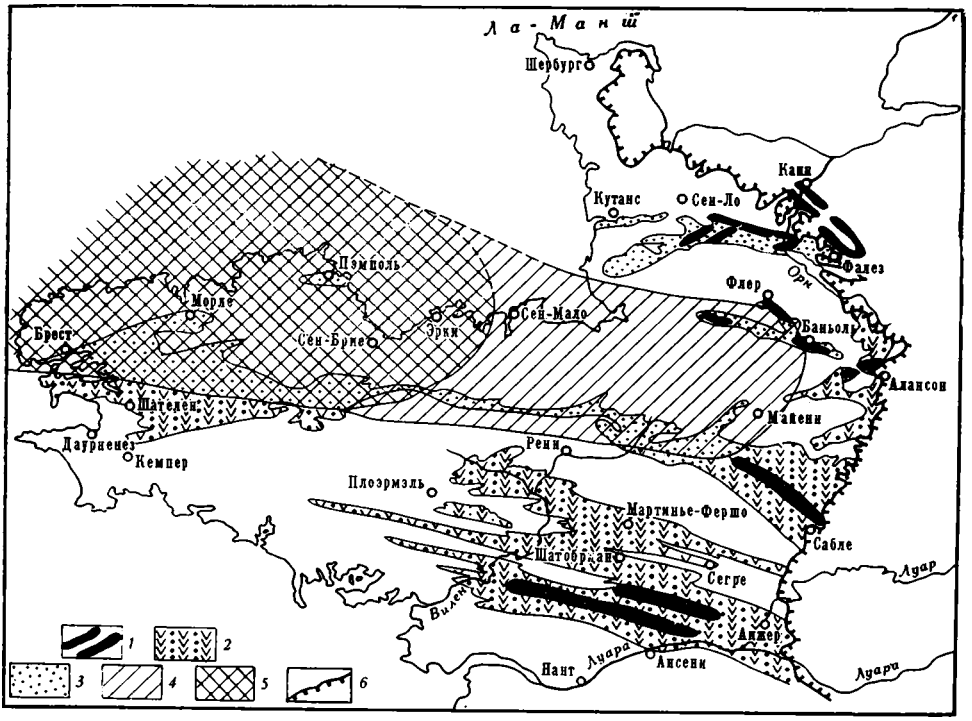
Оолитовые руды приурочены именно к этой части бассейна. Относительная глубоководность зоны их отложения подтверждается тем, что фауна рудоносных слоев, состоящая в основном из граптолитов и трилобитов, в видовом отношении сильно отличается от мелководной фауны тех же горизонтов ордовика, развитых в Южном и Юго-Восточном Уэльсе. Разработка стратиграфии столь различных фаун шла совершенно независимо, и только в тридцатых годах было произведено точное сопоставление разрезов ордовика.

В близких палеогеографических условиях формировались месторождения Ньюфаундленда и Новой Шотландии. По имеющимся материалам, они удалены от края ближайшего континента того времени на расстояние около 600 *км*. А. Ирдли (1954) допускает, что ближе к районам месторождений существовали вулканические острова, но зону их образования нельзя назвать прибрежной.

Палеогеографической обстановке образования ордовикских месторождений Северо-Западной Франции посвящены работы П. Прюво (Pruvost, 1949) и Е. В. Павловского (1960). По данным этих авторов, почти на всем северо-западе Франции отчетливо проявилась складчатость конца докембрия, которую французские геологи называют кадомской. В результате ее образовались участки гористой суши, и в нижнем кембрии морской бассейн сохранился только в широтной депрессии «Арморикансного рва». Вследствие трансгрессии в среднем и верхнем кембрии море снова покрыло почти весь северо-запад Франции. Однако на севере Бретани продолжал оставаться широтно вытянутый участок суши. Его восточная часть была залита морем только в ареннге, отложения которого здесь лежат прямо на складчатом рифее. Крайний же северо-запад Бретани окончательно погрузился под уровень моря только в начале девона.

Следовательно, в ареннге и лландейло, когда формировалась основная масса руд Франции, на северо-западе Бретани существовала суша, поставлявшая терригенный материал для образования довольно мощных пачек песчаника (фиг. 8). Однако расстояние от месторождений оолитовых руд до ближайших берегов этого острова меняется от 75 до 160 *км*. Оно во много раз больше, чем расстояние до бывшего берега от мезозойских рудных залежей Лотарингии, Аята или Колпашева (от 2 — 3 до 10 *км*).

О глубине образования руд Бретани и Нормандии судить трудно. По характеру сопровождающих пород можно думать, что она была незначительной.



Фиг. 8. Схема палеогеографии Арморикапского массива в кембрии и ордовике (Pruvost, 1949) с указанием месторождений оолитовых руд

1 — зоны распространения рудоносных отложений; *2* — площади подводных излияний в верхнем кембрии и ордовике; *3* — площади распространения невулканогенного палеозоя; *4* — район, залитый морем в арениге; *5* — район, залитый морем в жединское время; *6* — граница мезозойских отложений Парижского бассейна

В Чехии современные границы распространения ордовика Баррандиена определяются эрозией, и точное положение береговой линии моря установить невозможно. Предполагается, что сводовая часть Молданубского массива древних докембрийских пород, расположенная к юго-востоку от Баррандиена, не заливалась морем и поставляла терригенный материал в его осадки. Возможно, что существовали острова и на северо-западе Чешского массива в районе Рудных гор. Во всяком случае, чешские геологи подчеркивают сравнительно мелководный характер пород во многих горизонтах ордовика Баррандиена (Skoček, 1963а, б; Petránék, 1961).

Железные руды ордовика Тюрингии, по мнению изучавшего их Б. Фрейберга (Freyberg, 1923а, б), также образовались в мелководных условиях и на небольшом расстоянии от берегов островной суши. Несомненно мелководным и прибрежным является месторождение Айтамарт в ордовике Марокко.

Таким образом, нельзя утверждать, что все железорудные месторождения кремнисто-сланцевой формации являются глубоководными. Однако можно сделать вывод, что они образовались на различных, иногда очень больших расстояниях от берега и на различных, иногда значительных глубинах. Это резко отличает их от морских оолитовых руд более поздних эпох и не позволяет рассматривать их как результат отложения продуктов континентального выветривания.

Последний вывод косвенно подтверждает генетическую связь руд рассматриваемой формации с подводным вулканизмом.

Выводы

В заключение можно привести наиболее характерные черты, отличающие оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия по условиям формирования и парагенезу пород от известных оолитовых руд более молодых эпох.

1. Руды нижнего палеозоя и докембрия почти во всех случаях образовались во внутренних частях геосинклинальных областей, а не на платформах и не в прилегающих к ним участках геосинклиналей.

2. Руды связаны с синхронным основным подводным вулканизмом, причем вулканические породы переслаивают и замещают руду по простиранию или развиты в соседней фациальной зоне той же формации.

3. Из осадочных пород в рудоносных формациях развиты темные сланцы, песчаники и различные кремнистые породы, но известняки отсутствуют.

4. Месторождения оолитовых руд образовывались на значительных, иногда больших расстояниях от берега и на различных, иногда значительных глубинах.

5. Рудоносные формации обладают большой мощностью, что говорит об образовании их в условиях активных тектонических прогибаний.

6. Внутри формации руды часто залегают на различных стратиграфических уровнях, образуя многочисленные рудоносные горизонты.

7. Руды сопровождаются полимиктовым обломочным материалом (граувакки, аркозы), что говорит об отсутствии во время их образования интенсивных процессов химического выветривания на ближайших участках суши.

Все сказанное позволяет выделить оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия и вмещающие их породы в особый формационный тип. Источник железа этих древнейших оолитовых руд связан не с континентальным выветриванием, а с подводным основным вулканизмом.

Глава III

ВУЛКАНОГЕННО-КАРБОНАТНАЯ ГРУППА РУДОНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Вулканогенно-карбонатные геосинклинальные формации могут быть объединены в одну характерную группу, возникновение которой связано с морским подводным вулканизмом.

Формации этой группы часто рудоносны и содержат многочисленные месторождения железных и марганцевых руд. Руды обладают многими общими минералогическими и литологическими особенностями и связаны с общей характерной ассоциацией вмещающих пород, образовавшихся в близких тектонических условиях.

Геохимическая обстановка, благоприятная для образования рудоносной вулканогенно-карбонатной группы формаций, по-видимому, существовала от девона до триаса и может быть несколько дольше.

Для сравнительного описания и выделения формаций этой группы был привлечен материал по наиболее изученным районам и рудным месторождениям в палеозое и триасе Европы и Азии.

Классическим примером разбираемых формаций и связанных с ними руд железа и марганца являются девонские отложения в Рейнских слан-

цевых горах, в Гарце, Тюрингии, Моравии, Горном Алтае и Центральном Казахстане, триасовые породы и руды района Вареш в Югославии и некоторые другие.

Одна из формаций этой группы — «известняково-вулканогенная», с которой связаны железорудные месторождения типа Лан-Дилль в девоне ГДР и ФРГ, а также района Вареш в Югославии, ранее была уже подробно описана (Формозова, 1963а, б). Однако в то время характерные отличительные черты рудоносных формаций всей вулканогенно-карбонатной группы еще не были достаточно ясны.

Рудоносные формации вулканогенно-карбонатной группы образовались на разных глубинах, а иногда даже частично в континентальной обстановке, но всегда в условиях резких контрастных дифференцированных тектонических движений и обычно сложного вулканического рельефа. Это привело к быстрой фациальной изменчивости пород и сложности строения формаций.

В то же время в разных районах и на разных стратиграфических уровнях парагенез пород рудоносных вулканогенно-карбонатных формаций сохраняет свои характерные черты. В состав их всегда входят:

1) вулканические породы спилито-кератофирового типа (лавы, туфы);

2) карбонатные породы, часто органогенного или биохимического происхождения (известняки, мергели, реже доломиты);

3) терригенные породы (сланцы, песчаники и алевролиты, часто с карбонатным цементом);

4) хемогенные породы, источник которых вулканогенный (железные и марганцевые руды, яшмы, роговики и кремнистые сланцы).

Количество и соотношение указанных пород в отдельных формациях этой группы может быть различно.

В связи с тем, что вулканическая деятельность часто носила эксплозивный характер и происходила на фоне карбонатной седиментации, для этих формаций типичны смешанные породы: известковистые туфы, шальштейны и «туфовые» известняки. Характерна довольно близкая повторяемость разрезов формаций, развитых в разных районах и на разных стратиграфических уровнях. В то же время состав вулканических пород, а в связи с этим и состав руд в вулканогенно-карбонатных формациях могут быть различны. Это позволяет выделить два гомологичных ряда, или две ветви одной вулканогенно-карбонатной группы формаций.

Главная и наиболее распространенная группа формаций, содержащих промышленные железные руды, связана с основным спилито-диабазово-кератофировым вулканизмом, а другая — с кислым кварц-кератофировым вулканизмом. Эти различия отражаются на масштабе оруденения и минералогическом составе руд. Однако для нас важно не только описание пород и руд различных формаций этой группы, но главным образом выяснение влияния состава вулканических пород на рудообразование. Связь сложного железо-марганцевого оруденения с определенными формациями, их особенности и геохимия никем подробно еще не разбирались. В то же время вопрос о том, почему в близких формациях образуются то только чистые марганцевые руды, то только железные, то смешанные железо-марганцевые, еще далеко не решен, и попытка собрать материал для его разрешения заслуживает внимания.

Рейнские сланцевые горы

Месторождения девонских железных руд, расположенные в синклинальных структурах юго-восточной части Рейнских сланцевых гор (ФРГ), являются классическим примером непосредственной связи рудообразования с подводным вулканизмом. Они служат прототипом для всех генетически сходных с ними месторождений. Разрабатываются они с давних пор, хорошо изучены и описаны во множестве работ под названием руд типа Лан-Дилль.

Чтобы понять пространственное положение и стратиграфические границы рудоносной формации, необходимо показать структуру и историю геологического развития района. Рейнские сланцевые горы и Арденны представляют собою массив герцинских складчатых сооружений, со всех сторон окруженный платформенными отложениями мезозоя и кайнозоя.

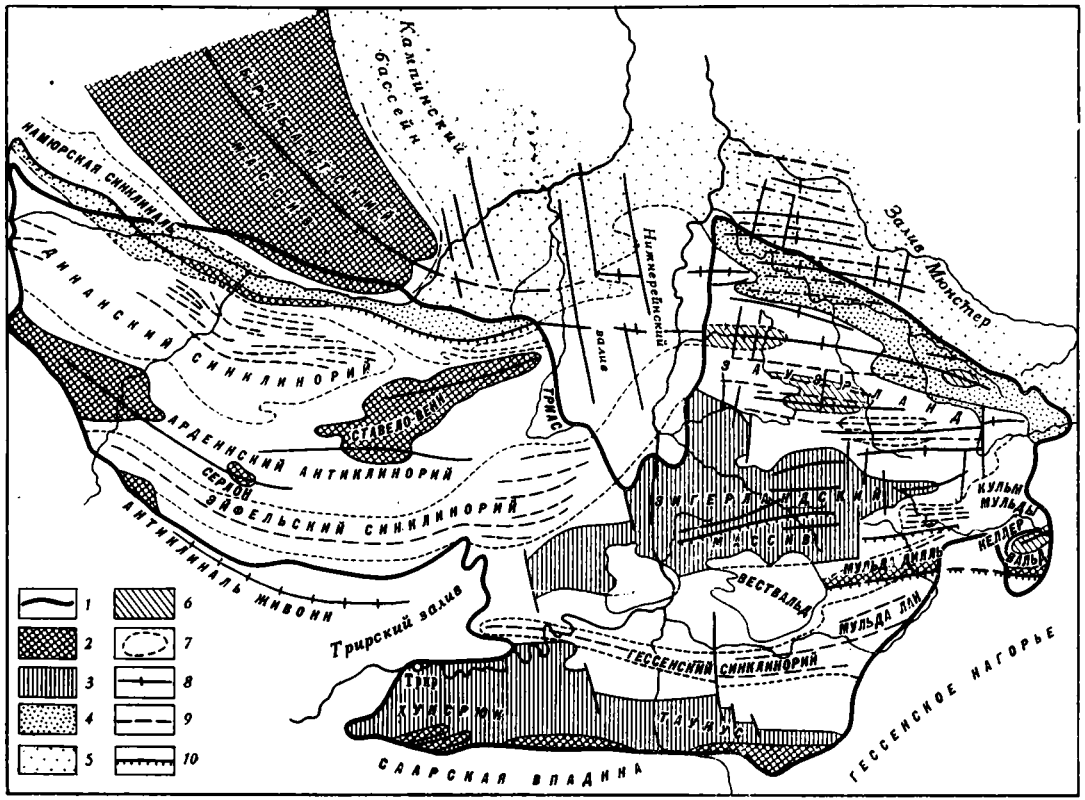
В структуре Рейнских сланцевых гор выделяются с юга на север: антиклинорий Хунсрюк-Таунус, сложенный породами силура и нижнего девона, Гессенский синклинорий, выполненный породами среднего и верхнего девона и нижнего карбона, Зигерляндский антиклинорий, сложенный нижним девоном, Зауэрляндский синклинорий — опять с породами от среднего девона до нижнего карбона и, наконец, полоса угленосных отложений среднего и верхнего карбона, представляющая собою часть краевого прогиба герцинид (фиг. 9).

Крайний восточный выступ Рейнских сланцевых гор, лежащий на структурном продолжении Гессенского синклинория, называется Келлервальд. Мульды Лан и Дилль представляют собою небольшие, но сложно построенные и опрокинутые на север синклинали в восточной части Гессенского синклинория.

В нижнем палеозое и силуре территория Рейнских сланцевых гор и Арденн представляла собою часть обширной геосинклинальной области, В ее прогибах накапливались преимущественно терригенные породы. В конце силура здесь произошла интенсивная каледонская складчатость, но в нижнем девоне начался новый этап геосинклинального развития. В это время на месте Рейнских сланцевых гор располагался единый прогиб, в котором накапливались толщи граувакк, песчаников, но главным образом глинистых сланцев. Эти терригенные породы образуют формацию очень большой мощности. Г. Рихтер (Richter, 1930) для Зигерлянда оценивает ее в 10—11 *км,* С. Н. Бубнов (1960, стр. 113) называет ее «невероятно большой» и пишет, что в осевой части прогиба она достигает 10 *км.*

Генезис осадков нижнего девона морской, мелководный. В верхах формации, кроме терригенных пород, в Келлервальде и на северо-востоке Зауэрлянда в небольшом количестве встречены коралловые известняки, а на западе Зауэрлянда близ г. Бильштейна в низах кобленцкого яруса — покровы кератофиров и прослои туфов.

В конце раннего девона начались дифференциальные тектонические движения, создавшие основные черты современного структурного плана. В это время стал подниматься и превратился в сушу Зигерляндский антиклинорий и обособились Зауэрляндский и Гессенский синклинории. В верхнекобленцких слоях вокруг Зигерлянда появились конгломераты, но на большой части территории отлагались глинистые осадки, что позволяет весь нижний девон относить к одной формации.



Фиг. 9. Обзорная тектоническая карта Рейнских сланцевых гор и Арденн (Бубнов, 1935)

1 — **граница массива**; *2* — **додевонские отложения**; *3* — **нижнедевонские отложения**; *4* — **выходы среднего и верхнего карбона**; *5* — **средний и верхний карбон под платформенным чехлом**; *6* — **седла**; *7* — **синклинали**; *8* — **оси антиклиналей**; *9* — **оси синклиналей**; *10* — **надвиги и поперечные разломы**

В среднем и верхнем девоне дифференциальные тектонические движения усилились. Это привело к увеличению фациальной изменчивости слоев в Рейнских сланцевых горах и Арденнах. В прогибах развиты батиальные глинистые сланцы — тонкоплитчатые, известковистые, с остатками глубоководной или планктонной фауны, носящие в разных местах различные названия. Одновременно близ островов и на отмелях встречаются мелководные породы: коралловые и брахиоподовые известняки, песчаники, местами конгломераты. Породы этой формации карбонатны, что также отличает ее от нижележащей глинисто-сланцевой формации, почти бескарбонатной.

Однако в восточных частях Гессенского и Зауэрляндского синклинориев в среднем и верхнем девоне началось образование другой, особой формации. Дифференциальные тектонические движения здесь были особенно резкими. Они сопровождались разломами, вдоль которых возникали вулканы. В связи с этим чисто осадочная карбонатная формация более западных районов Рейнских сланцевых гор сменилась здесь вулканогенно-осадочной карбонатной. Только к районам ее распространения и приурочены месторождения железных руд.

На востоке Гессенского синклинория наиболее древние вулканические породы появляются среди глубоководных сланцев эйфельского яруса. Они представлены небольшими по мощности покровами тонкозернистых и миндалекаменных диабазов, которые становятся многочисленными только на ограниченной площади между г. Вейльбургом и г. Франкенбахом. В нижней половине живетского яруса вулканические породы развиты уже широко. Это различные щелочные диабазы, спилиты и шальштейны, переслоенные в одних разрезах мелководными биогенными известняками, а в других — глубоководными известковистыми сланцами с раковинами пелагических птеропод. Общая мощность вулканогенных и осадочных пород нижнего живета достигает 1000 *м*. Верхняя половина живета в мульдах Лан и Дилль сложена почти исключительно вулканогенными породами с мощностью в осевых частях мульд до 1000 *м*, а на крыльях — до 500 *м*. В нижней части это кератофиры, а выше шальштейны, диабазовые туфы и агломераты с покровами и потоками диабазов. Местами вулканические породы содержат прослои известняков, сланцев и песчаников с остатками морской фауны. Внутри шальштейнов и вдоль границы вулканических пород с вышележащими известняками верхнего девона появляются залежи железных руд, о которых будет сказано ниже.

В позднем живете вулканическая деятельность распространилась на юго-восточные районы Зауэрлянда и Келлервальд. К этому времени относится горизонт преимущественно основных вулканических пород мощностью не более 200 *м*, известный под названием Hauptgrünstein. В кровле его также имеются рудные залежи.

В начале верхнего девона вулканическая деятельность на востоке Рейнских сланцевых гор ослабевает, и низы франского яруса в большинстве разрезов представлены известняками. В конце верхнего девона на востоке Гессенского синклинория вулканизм снова становится интенсивным. С мощной серией диабазов и вейльбургитов связаны новые линзы железных руд. Самые верхи фамена представлены местами песчаниками, местами сланцами, а иногда туфобрекчиями, на которых с небольшим несогласием лежит «покровный» диабаз, по возрасту относящийся уже к этреньским слоям нижнего турне. На поверхности его встречаются самые молодые линзы руды.

Вышележащие слои нижнего карбона, развитые только в осевых частях наиболее глубоких мульд Гессенского и Зауэрляндского синклинориев, относятся к особой формации «кульма». Характеристику этой формации дал Н. С. Шатский (1955, 1965).

Таким образом, вулканогенно-карбонатная формация Рейнский сланцевых гор, с которой связаны железные руды, находится между глинисто-сланцевой (внизу) и формацией «кульма» (вверху).

Стратиграфическое положение и мощность формации изменчивы. В районе мульд Лан и Дилль от первого появления диабазов в низах эйфельского яруса до «покровного» диабаза основания карбона ее мощность достигает местами 3500 *м*. В Зауэрлянде и Келлервальде подошва формации поднимается до основания верхнего живета, а мощность сокращается до нескольких сот метров. Кератофиры низов кобленцкого яруса на западе Зауэрлянда, вероятно, не относятся к вулканогенно-карбонатной рудоносной формации. Они встречены среди глинистых сланцев и не входят в район ее распространения.

Площадь вулканогенно-карбонатной формации на юго-востоке Рейнских сланцевых гор около 6000 *кв. км*. Данные бурения позволяют предположить, что под покровом более молодых платформенных пород она непрерывно протягивается до Гарца. К западу и северо-западу она замещается по простиранию известняковой формацией мелководных осадков среднего и верхнего девона.

Характерные породы формации ранее уже были описаны (Формозова, 1963а). Поэтому сейчас приводятся лишь некоторые данные, необходимые для сопоставления с парагенезами пород в других районах ее распределения. Девонские вулканические породы в районе мульд Лан и Дилль описывались многими авторами и часто под разными названиями. В основном это кератофиры, спилиты, щелочные диабазы и вейльбургиты (Kegel, 1923, 1933; Lippert, 1951).

Кератофиры преобладают в низах формации, в верхах эйфельского и низах живетского ярусов, но в ограниченном количестве встречаются и выше по разрезу. Они залегают среди туфов, шальштейнов и осадочных пород покровами небольшой мощности и имеют красный, коричневый или черно-фиолетовый цвет. Встречаются афанитовые кератофиры, сложенные микролитами щелочных полевых шпатов, но чаще они содержат фенокристаллы альбита или ортоклаза, зерна пирита, магнетита и амфиболов.

Включения кварца редки. Э. Леман (Lehman, 1941) отмечает, что шлиры и гнезда окислов железа, пирита, включения железистых хлоритов и сидерита указывают на высокое содержание железа в магме. Он отмечает также, что магма была богата водой и сравнительно низкотемпературна.

Содержание щелочей в кератофирах довольно высокое, но постоянства в преобладании K_2O или Na_2O не отмечается.

Под названием вейльбургитов Э. Леман (Lehman, 1941) описал кератофиры с повышенным содержанием магнезиально-железистых хлоритов. Они широко развиты в фаменском ярусе Гессенского синклинория, но иногда встречаются и ниже по разрезу.

Диабазы развиты в Гессенском синклинории по всему разрезу формации. В Зауэрлянде и Келлервальде они являются преобладающей вулканической породой. Диабазы отличаются от обычных несколько повышенным содержанием щелочей. Кроме магнетита, апатита и титанита, в них часто встречается кальцит. Он образует кристаллические выделения, выполняет трещины и пустоты между шаровыми отдельностями. Кроме диабазов офитовой структуры, в среднем девоне встречаются диабаз-мандельштейны.

Вулканическая деятельность носила преимущественно эксплозивный характер. Туфы кератофирового, диабазового и вейльбургитового состава преобладают над лавами.

Характерной породой формации являются «шальштейны». Это туфы, которые всегда содержат большую или меньшую примесь кальцита,

хлорита, а иногда и терригенного материала. Шальштейны связаны постепенными переходами с известняками и с нормальными туфами. С этими же породами, а также сланцами и туффитами они часто переслаиваются. Шальштейны представляют собой серо-зеленую массивную породу, то однородную тонкозернистую, то грубозернистую или с включением вулканических бомб и лапиллей. Иногда шальштейны содержат угловатые обломки диабазов и кератофиров, железной руды, известняков. Эти обломки вынесены из подстилающих отложений вулканическими взрывами во время отложения шальштейнов. Характерные анализы вулканических пород формации приведены в табл. 6.

Таблица 6

Состав вулканических пород в мульдах Лан и Дилль (Lehman, 1941, 1949)

Компоненты	Вейльбургиты из Рехбахталя				Кератофир	Шальштейны из рудника Теодор близ Аменау	
	1	2	3	4		хлоритизированный и карбонатизированный	хлоритизированный
SiO_2	49,63	45,26	40,74	51,79	66,30	33,47	37,57
TiO_2	3,01	2,57	2,76	2,34	0,40	2,70	3,20
Fe_2O_3	2,53	3,80	1,91	2,04	4,45	2,75	6,50
FeO	6,05	8,40	9,54	3,32	3,70	12,65	18,75
Al_2O_3	16,03	14,71	14,88	14,20	9,40	14,15	16,11
MnO	0,03	0,07	0,08	0,11	0,20	0,09	0,02
MgO	3,71	5,67	3,59	2,86	1,89	4,98	5,13
CaO	2,88	3,81	8,20	5,95	1,00	10,95	0,55
Na_2O	0,63	1,36	1,31	1,03	5,20	3,45	0,96
K_2O	10,50	6,08	6,74	8,14	3,70	0,73	1,96
Сумма щелочей	11,13	7,41	8,05	9,17	8,90	4,18	2,92
P_2O_5	1,16	0,98	0,52	0,90	—	0,24	0,22
CO_2	1,00	1,75	5,80	4,65	0,40	8,29	Нет
H_2O^+	2,80	5,03	3,81	2,50	3,50	5,07	7,52
H_2O^-	0,33	0,54	0,35	0,20	—	0,39	0,66
S	0,18	Не опр.	0,10	—	—	0,10	Не опр.
Сумма	100,44	100,03	100,33	100,05	100,03	100,01	99,15

Из осадочных пород в состав формации входят различные известняки, известковые сланцы и песчаники с кварцевым цементом. Наиболее характерны для формации, развитой в Рейнских сланцевых горах, известняки, содержащие отпечатки глубоководных трилобитов, а также сланцы. Большие опускания по разломам приводили к возникновению батиальных осадков и вместе с тем к развитию интенсивной вулканической деятельности. С образованием вулканического рельефа местами связано появление мелководных рифовых известняков.

Широко распространены различные сланцы — известковые, глинистые и пиритизированные.

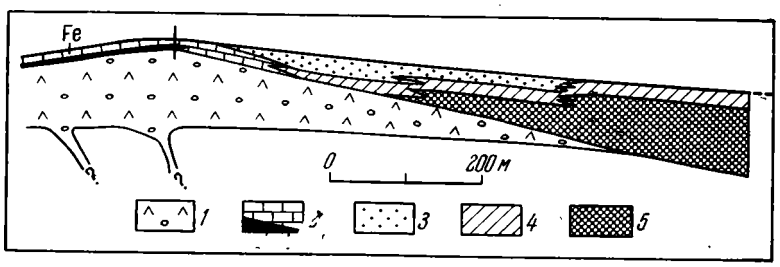
Глубоководные условия образования сланцев, помимо отсутствия в них прослоев грубообломочных пород, доказываются характером ископаемой фауны. По преобладанию тех или иных форм девонские сланцы Рейнских сланцевых гор описываются под названием цирридиновых, тентакулитовых и стилиолиновых. Эти же названия употребляются и в других районах развития вулканогенно-карбонатной формации.

Глубоководные сланцы встречаются в осевых частях мульд восточной части Гессенского синклинория в среднем и верхнем девоне, а на юго-востоке Зауэрлянда и в Келлервальде только в верхнем девоне. По окраинам зон их распространения появляются прослои пород соседних фациальных зон.

Глубоководные сланцы вулканогенно-карбонатной рудоносной формации легко отличаются от нижнедевонских глинистых сланцев подстилающей формации высокой карбонатностью, появлением прослоев известняков, отсутствием граувакк и кварцитов и характером органических остатков. Прослои и линзы глубоководных пелитоморфных известняков обычно залегают среди сланцев, но в низах франского и в верхах фаменского ярусов они образуют мощные пачки в осевых частях прогибов. На крыльях прогибов, где существовали многочисленные разломы, глубоководные известняки и сланцы фациально замещаются лавами, туфами и шальштейнами, а еще ближе к краям прогибов — мелководными известняковыми биогермами и песчано-глинистыми отложениями.

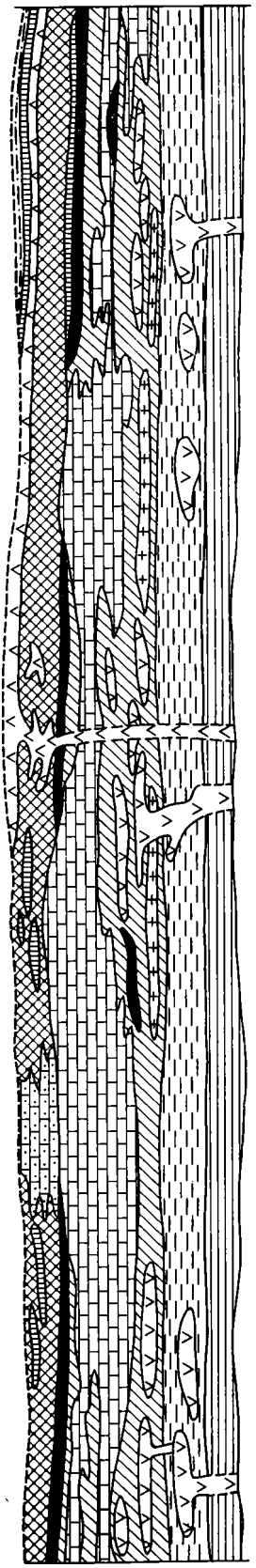
Глубоководные известняки тонкозернисты, слоисты, часто плитчаты, серого, коричневого или черного цвета, иногда с темными расплывчатыми пятнами. В некоторых случаях они содержат примесь глинистого материала и постепенно переходят в глинистые или известковистые сланцы. Оригинальная фация глубоководных известняков встречается в верхах фаменского яруса. Это серые мраморизованные известняки с розоватыми «миндалинами», известные под названием краменцельских. Интересно, что очень близкие по составу и внешнему виду известняки входят в состав вулканогенно-карбонатной формации почти во всех районах ее развития в девоне Центральной Европы и в триасе Динарид. По текстуре к ним также очень близки «кремнисто-карбонатные породы с хорошо оформившимися конкрециями», описанные Е. Л. Соколовой и Л. Н. Ботвинкиной (1965) из верхнего девона Джаильминской мульды Центрального Казахстана. Только в последнем случае «миндалины» окрашены не в розовый, а в белый цвет. Е. А. Соколова и Л. Н. Ботвинкина считают, что образование этих пород происходило в спокойных условиях, при частой смене материала, выпадающего в осадок, что создавало тончайшую горизонтальную слоистость, причем местами появляющиеся утолщения они считают конкреционными образованиями.

Общей особенностью всех глубоководных известняков девона Рейнских сланцевых гор является состав ископаемой фауны. Вместо богатой фауны мелководных известняков на крыльях прогибов глубоководные известняки того же возраста содержат только пиритизированные раковины или ядра гониатитов.



Фиг. 10. Схематический профиль, показывающий фациальные переходы в верхнем живете и адорфском ярусе в области вулканического седла у Адорф-Вальдека (Bottke, 1965)

1 — диабазы, диабаз-мандельштейны и шальштейны; *2* — известняк (вверху) и гематитовая руда (внизу); *3* — серые сланцеватые известняки или слюдисто-известковые сланцы с многочисленными прослоями известняков; *4* — шиферные сланцы; *5* — известняки или сланцы Флинц



Фиг. 11. Схематический фациальный профиль девонских отложений в восточной части мульды Лан (Kegel, 1923)

Нижний девон: *1* — сланцы верхнекобленцского яруса. Средний девон: *2* — глинистые сланцы с прослоями и конкрециями известняков; *3* — шальштейны; *4* — известняки; *5* — железная руда; *6* — кератофиры; *7* — диабазы. Верхний девон: *8* — рифовые известняки; *9* — известковые сланцы. Нижний карбон: *10* — покровный диабаз; *11* — кремнистые прослои; *12* — сланцы и граувакки кульма

В состав формации входят также кремнистые породы. Обычно они встречаются в кровле или по периферии выходов вулканических пород. Чаще всего это прослои черных плотных фтанитов, которые встречаются иногда и среди глубоководных сланцев. Красные и пестрые яшмы почти всегда связаны с железной рудой. В глубоководных фациях верхней части фаменского яруса появляются довольно мощные пачки зеленоватых тонкослоистых радиоляритов. Кроме того, довольно широко развиты кремнистые известняки, а близ очагов вулканизма — кремнистые гематитовые руды. Однако необходимо отметить, что по сравнению с описанными ниже рудными районами Югославии и Центрального Казахстана, которые принадлежат к той же группе формаций, в парагенезе пород мульд Лан и Дилль кремнистых пород много меньше.

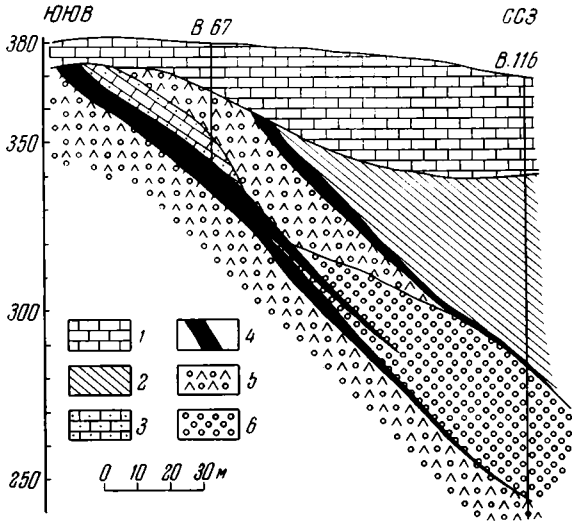
Строение формации очень сложное и неправильное. Все породы залегают в виде более или менее крупных линз, но постоянно меняют свой состав и не прослеживаются на большие расстояния (фиг. 10). Фациальные переходы быстрые и резкие, но в то же время сходные породы появляются внутри формации на различных стратиграфических уровнях. Схематический фациальный профиль формации для восточной части мульды Лан показан на фиг. 11.

Общей определяющей особенностью формации является карбонатность почти всех ее пород. В мелководных фациях преобладают известняки, а песчаники имеют известковый цемент. Глубоководные фации представлены известняками или известковыми глинистыми сланцами. Туфы богаты известью (до 25% $CaCO_3$), образуя различные шальштейны. Кератофиры и диабазы часто содержат кальцит. Некоторые авторы объясняют это ассимиляцией известняков при подъеме магмы.

Железные руды формации тесно связаны с вулканическими породами. Они залегают обычно на туфах или шальштейнах и реже — на

лавах. Покрываются руды чаще всего известняками или шальштейнами (фиг. 12), а иногда и другими породами. Многочисленные мощные и выдержанные линзы руды, известные под названием «граничной залежи», залегают в верхней части живетского яруса (на границе среднего и верхнего девона). В мульдах Гессенского синклинория руды встречаются и ниже по разрезу, среди мощных шальштейнов среднего девона («шальштейновая залежь»), а также и в верхнем девоне среди вейльбургитов и на поверхности «покровного диабаза» нижнего турне.

В Зауэрлянде и Келлервальде рудные залежи связаны лишь с вулканическими породами верхов живетского яруса.



Фиг. 12. Разрез северного крыла седла Губерт. Рудник Христиана (Bottke, 1965)

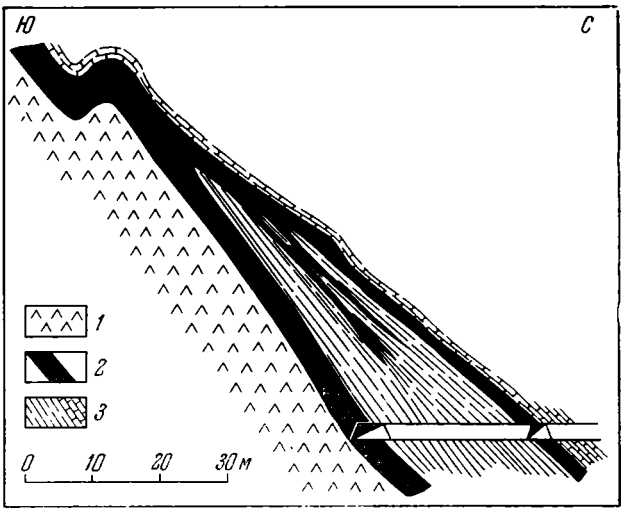
1 — кавернозные известняки среднего цехштейна; *2* — полосчатые сланцы франского яруса; *3* — известняки верхнего живета; *4* — красный железняк; *5* — шальштейн с включением мандельштейна; *6* — диабазовый мандельштейн

Протяженность рудных залежей обычно не более 1 *км*, но рудные тела граничной залежи протягиваются в длину до 4 *км*. Мощность отдельных рудных тел измеряется несколькими метрами, но иногда достигает 10 *м* и более. Местами руды содержат прослои туфов, известняков или яшм. Рудные залежи, образовавшиеся во впадинах рельефа, имеют линзообразную форму, симметрично выклиниваясь во все стороны.

Таблица 7

Химическая характеристика различных типов кремнистых и известковых гематитовых руд Зауэрлянда (в %) (Bottke, 1965)

Тип руд и пород	Fe	CaO	MgO	SiO_2	Al_2O_3	Mn	Ti	V	Нерастворимый остаток
Яшмоподобная кремнистая руда	13,97	7,88	0,15	64,01	0,14	0,02	Не опр.	0,033	7,02
То же	16,81	0,44	0,07	71,81	0,21	Сл.	Не опр.	0,039	2,35
Кремнистая гематитовая руда	27,00	0,66	0,15	59,06	0,07	Сл.	Не опр.	0,055	0,68
То же	37,29	2,33	1,03	37,35	0,09	0,048	Не опр.	0,063	4,98
Известковый красный железняк	55,16	8,38	0,75	2,02	1,72	0,036	0,06	0,089	8,01
Плотный известковый красный железняк	39,82	9,16	4,40	4,52	4,14	0,22	0,1	0,049	20,23
Известковый красный железняк	27,31	29,66	0,29	6,30	0,31	0,034	Не опр.	0,056	24,57
Известковый красный железняк (флазерный)	21,85	34,44	0,29	6,01	0,52	0,049	Не опр.	0,046	27,59
Ожелезненный известняк	12,39	40,88	0,69	6,26	1,19	0,11	0,024	0,041	32,85
Богатый железом известняк Флинц	15,72	44,44	2,85	1,87	1,02	0,045	0,042	0,023	30,73



Фиг. 13. Геологический разрез, показывающий расщепление рудной залежи в руднике Христиана близ Адорф-Вальдек на северо-восточном крыле седла Экфельд

1 — шальштейн; *2* — гематитовая руда; *3* — известняки и сланцы Флинц

Чаще наблюдаются рудные залежи, формировавшиеся на склонах подводного вулканического рельефа, которые имеют асимметричное строение. Близ бывшего вулканического кратера в восстановительной обстановке образовалась первичная руда. По К. Штейнике (Steinicke, 1958) и Х. Рослеру (Rösler, 1961, 1962), это «железо-силикатный гель» шамозитового состава. Часто вместе с первичным шамозитом присутствует магнетит, что позволило Р. Гребе (Gräbe, 1952, 1956) выделить «хлорит-магнетитовую» фацию руд, формирующуюся обычно близ центров извержений на высоких частях вулканического рельефа. Эта фация сохраняется редко вследствие последующей складчатости и перегруппировки рудного вещества. Позднее в результате окисления первичных железо-силикатных руд образуется кремнистый гематит. Многие авторы описали постепенное пятнистое окисление шамозитовой руды, причем кремнезем, освобождаясь, остается в гематитовой руде в виде отдельных опаловых или халцедоновых включений или прослоев.

Кремнистая гематитовая руда сначала увеличивается в мощности вниз по склону вулканического рельефа. Затем она расклинивается осадочными породами (фиг. 13), становится все менее кремнистой и переходит постепенно в известковый гематит, потом в оруденелый известняк или шальштейн и, наконец, замещается чистым известняком, сланцами или туфами (фиг. 14 и 15).

Таблица 8

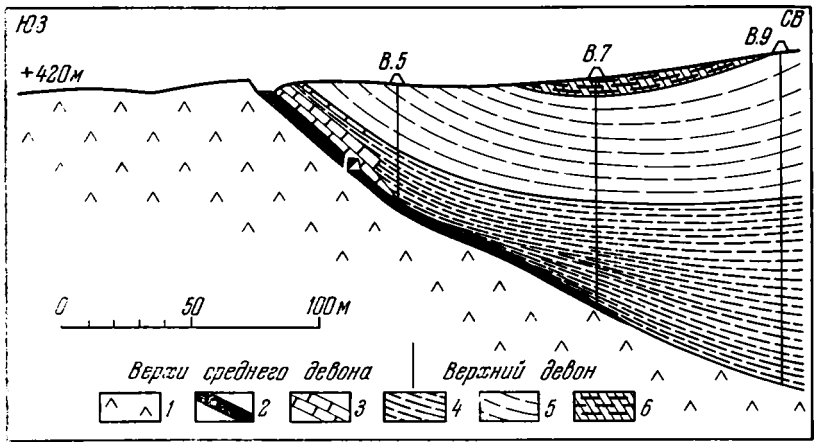
Характер увеличения кремнистости руд и уменьшения содержания железа (в %) сверху вниз по разрезу в скважинах Зауэрлянда, по Х. Ботке (Bottke, 1965)

Мощность, м	Fe	CaO	SiO_2	Мощность, м	Fe	CaO	SiO_2
Рудник Иоган 7				*Рудник Иоган 8*			
1,20	53,09	4,60	6,80	1,60	60,12	2,69	6,24
1,20	52,65	4,93	5,00	1,90	56,17	2,13	12,62
1,20	52,87	3,25	11,64	0,60	45,85	2,85	25,74
1,30	38,39	2,13	36,62				
2,50	40,40	4,93	30,65				

Самым распространенным типом руд является гематитовая кремнистая или карбонатная руда (табл. 7). Наиболее чистый красный железняк содержит до 60% железа. Кремнистые руды беднее железом из-за высокого процента кремнезема. Однако известковые гематитовые руды достаточно богаты железом (40 — 55%). Табл. 8 показывает изменение содержания железа и кремнезема в рудах Зауэрлянда вниз по

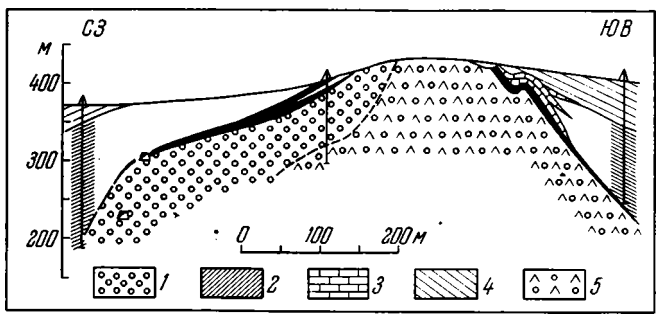
разрезу. Примерные типы руд характеризует разрез рудного горизонта (сверху вниз) в штольне на уровне 140 *м* рудника Христиана, приведенный Х. Ботке (Bottke, 1965):

	Мощность, *м*
Кровля: богатый рудой (оруденелый) и вторично окремнелый известняк верхнего живета	
Кремнистая гематитовая руда	0,8
Известковый красный железняк флезерной текстуры	0,4
Кремнистая руда с прослоями (до 5 *см*) плотного известкового гематита	0,6
Кремнистая гематитовая руда	0,5
Плотная кремнистая гематитовая руда	0,1
Кремнистая руда с прослоями известняка	0,45
Плотный серый известняк	1,00
Массивный богатый кальцитом шальштейн.	



Фиг. 14. Разрез в области седла Арнштейн. Рудник Христиана (Bottke, 1965)

1 — шальштейн; *2* — красный железняк; *3* — известняки Падбергер; *4* — известняки и сланцы Флинц; *5* — сланцы Неденер; *6* — сланцы Фосслей



Фиг. 15. Разрез седла зеленокаменных пород на руднике Мартенберг близ Адорф-Вальдек (Bottke, 1965)

1 — диабазовый мандельштейн; *2* — полосчатые сланцы Флинц; *3* — адорфский известняк; *4* — известковые сланцы верхов верхнего девона; *5* — шальштейн с включением диабаз-мандельштейнов. Черное — руда

Содержание кремнезема и кальцита по простиранию залежи часто резко изменяется (фиг. 16).

Красный железняк обычно обладает массивной, слоистой или пятнистой структурой. В некоторых случаях слоистость обусловлена прослоями тонкого туфового материала. В руде встречается также пепло-

вый материал, бомбы и лапилли, что свидетельствует о близости вулканических очагов.

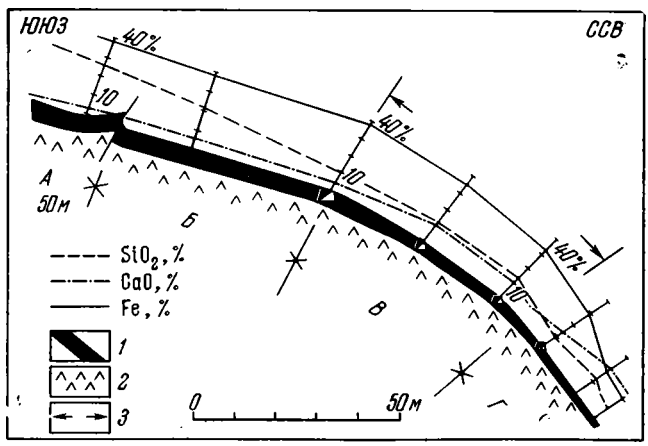
Второе по значению место среди рудных минералов занимает магнетит. Вторичный диагенетический магнетит развит в виде отдельных участков в гематитовой руде. Описанный выше первичный магнетит никогда не содержит примеси кальцита. Он встречается или совместно с железистыми хлоритами, или развит в кровле «граничной залежи», если она кроется глинистыми сланцами, богатыми органическим веществом.

Сидерит в Гессенском синклинории образует в рудных залежах среднего девона небольшие прослои и линзы мощностью 0,5 *м* и очень редко до 1 *м*. На юге мульды Лан сидерит встречается в «граничной залежи».

Интересно увеличение роли сидерита в рудах Восточного Зауэрлянда, где он связан с кровлей основных вулканических пород. В рудниках Вебель, Губерт и Гротенберг сидерит составляет основную часть рудных залежей (Bottke, 1965). Состав первичной сидеритовой руды в Восточном Зауэрлянде (табл. 9) отличается от подобных руд в районах развития кремнисто-карбонатной формации (Вареш, Караджал) малым содержанием марганца и кремнезема.

Железистые хлориты широко развиты в вулканических породах, особенно в вейльбургитах и шальштейнах. Однако в рудах хлориты встречаются в небольшом количестве и обычно среди других минералогических типов (в сидерите или с магнетитом).

Сульфиды железа довольно широко развиты в мульдах Лан и Дилль. Мощность их прослоев около 1 — 2 *м*. Обычно они встречаются в нижней части рудных линз, но при наличии битуминозных пород слагают прослои и в верхней их части (Dengler, 1959). Сульфидные руды имеют плотную, слоистую или оолитовую текстуру. Оолиты состоят или из одного пирита, или из чередования концентров пирита, хлорита или кремнезема. Эти же минералы слагают цемент оолитов. Реже им является сидерит (рудник Ризенбург). Сульфиды железа образовались позднее всех других типов руд.



Фиг. 16. Диаграмма содержания железа, окиси кальция и кремнезема в пробах разных типов руд по профилю на руднике Христиана близ Адорф-Вальдек (Bottke, 1965)

1 **— гематитовая рудная залежь;** ***2*** **— шальштейн;** ***3*** **— область оптимального рудообразования:** ***А*** **— кремнистая руда;** ***Б*** **— плотный известковый красный железняк с прослоями кремнистой руды;** ***В*** **— преимущественно плотный известковый гематит;** ***Г*** **— известковый красный железняк**

Таблица 9

Химическая характеристика эксгаляционно-осадочного сидерита Восточного Зауэрлянда (в %) (Bottke, 1965)

Тип руды	Рудник	Fe	Mn	P	CaO	MgO	Al_2O_3	TiO_2	SiO_2
Плотная сидеритовая руда	Вебель. Уровень 150 *м* . .	40,27	0,44	1,35	4,33	4,11	0,05	—	0,96
	Вебель. Уровень 150 *м* (туффитовый)	31,23	0,32	0,08	9,53	3,54	3,18	0,30	7,19
	Вебель. Уровень 150 *м*. . .	30,49	0,35	0,09	17,04	2,01	0,22	Сл.	0,81
	Губерт. Уровень 180 *м* (битуминозный)	42,33	0,28	0,21	3,59	3,71	0,41	Сл.	0,74
	Гротенберг	37,30	0,15	0,17	5,77	2,82	0,76	0,03	6,60
	Гротенберг (туффитовый) . .	32,06	0,32	0,15	8,41	4,11	3,22	0,42	1,50
	Гротенберг	25,04	0,26	0,06	23,10	2,33	0,25	Сл.	2,09
Сидерит флазерной текстуры	Вебель. Уровень 150 *м* . .	34,30	0,42	0,19	8,10	3,80	0,04	—	0,96
	Вебель. Уровень 150 *м* (туффитовый)	29,65	0,38	0,20	8,29	5,48	5,42	0,18	9,49
	Вебель. Уровень 150 *м* . .	28,61	0,45	0,11	19,03	2,66	0,49	Сл.	1,01
	То же	25,04	0,26	0,06	23,10	2,33	0,25	Сл.	2,09

В юго-западной части Зауэрляндского синклинория за пределами контура распространения вулканических пород, но точно на том же стратиграфическом уровне (верхний живет) имеется крупное колчеданно-баритовое месторождение Мегген. Оно относится к той же формации, что и руды в мульдах Лан и Дилль и в Зауэрлянде. Это месторождение описано в IV главе первой части II тома монографии.

Вулканогенно-карбонатная формация Рейнских сланцевых гор может считаться классическим образцом этой группы рудоносных формаций. Свойственные ей парагенезы пород и особенности ее строения повторяются во всех описанных ниже районах развития этой группы. Однако наряду с чертами сходства наблюдаются и определенные отклонения от этого классического типа формации. Отклонение в составе и количестве вулканических пород, а таким образом, в интенсивности и характере вулканизма оказывают определенное влияние на состав руд, закономерности их размещения и промышленное значение.

Гарц

Так же типично, как в Рейнских сланцевых горах, рудоносная вулканогенно-карбонатная формация представлена в девоне Гарца. Гарц — это небольшой горный массив на междуречье Эльбы и Везера. Он вытянут с северо-запада на юго-восток и сложен складчатыми комплексами допермских пород палеозоя. Гарц со всех сторон окружен полями развития пермских и более молодых пород платформенного чехла. Под названием Верхнего Гарца выделяют его меньшую по площади, но более высокую северо-западную часть, приблизительно до линии, идущей от г. Бланкенбурга на юго-запад до г. Сакса. Большую по площади юго-восточную часть Гарца называют Нижним Гарцем.

Современное северо-западное простирание Гарца связано с ограничивающими его молодыми разломами, возникшими в меловом периоде. Оно не соответствует простиранию палеозойских структур Гарца, которые вытянуты с запада-юго-запада на восток-северо-восток и являются непосредственным продолжением структур Рейнских сланцевых гор. Зауэрляндский синклинорий имеет продолжение в Верхнем Гарце, а Гессенский — в Нижнем Гарце. В строении Гарца принимают участие

отложения от силура до верхнего карбона. В результате герцинской складчатости они интенсивно дислоцированы, пересечены сбросами и надвигами. Нередко они образуют изоклинальные складки и во многих местах значительно метаморфизованы. У северного края Гарца имеются два гранитных массива: Броккенский и Раммбергский. Главная часть площади Нижнего Гарца сложена породами девона. Среди них в ядрах антиклиналей в субширотном направлении прослеживаются выходы силура («силурийская ось Нижнего Гарца»). Самые нижние жединские и нижнезигинские слои девона в разрезах Гарца отсутствуют, так как в это время здесь происходили поднятия, хронологически связанные с эпохой каледонской складчатости, и существовала размывавшаяся суша (Möbus, 1966). В нижнем кобленце узкая полоса моря проникла в пределы Нижнего Гарца. В верхнем кобленце весь массив был затоплен морем, которое продолжало существовать до конца нижнего карбона.

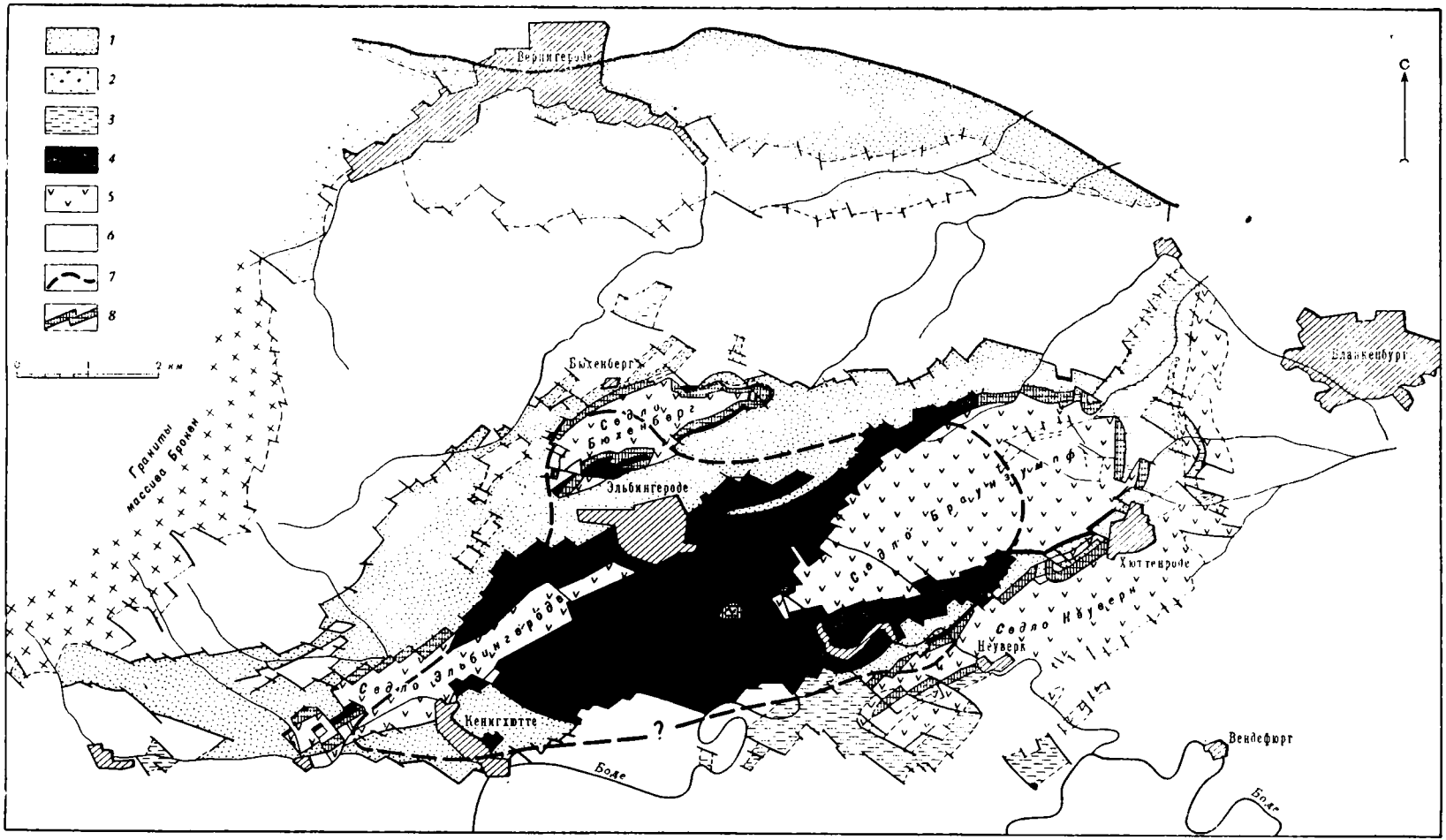
Кобленцкий и эйфельский ярусы представлены в Гарце преимущественно терригенными породами: глинистыми сланцами, песчаниками, кварцитами и граувакками. Однако цемент песчаников и граувакк известковый. Глубоководные глинистые виссенбахские сланцы эйфельского яруса всегда более или менее мергелисты. В нижнем кобленце Нижнего Гарца выделяется маломощная мелководная фация, представленная известняками. Уже в нижнем кобленце появляются первые, но еще редкие излияния диабазов и кератофиров, более широко развитые в среднем девоне. Мощность нижнего девона Гарца невелика. В верхнем Гарце она равна всего 300 *м*, а в Рейнских сланцевых горах достигает 10 — 11 *км*. Это показывает, что кобленцкие отложения Гарца относятся уже к рассматриваемой вулканогенно-карбонатной формации, в то время как в Рейнских сланцевых горах вместе с отложениями жединского яруса (отсутствующими в Гарце) они входят в состав особой мощной сланцевой формации, подстилающей вулканогенно-карбонатную.

Однако типичного развития формация достигает в Гарце во второй половине среднего девона. Это время соответствует максимуму вулканизма, проявившегося по площади довольно неравномерно. В некоторых разрезах следы его отсутствуют, а в других нижняя часть живетского яруса сложена сплошными кератофирами. Вообще фации живетского яруса и верхнего девона Гарца очень разнообразны. Это связано с дифференциальными тектоническими движениями и с подводным вулканическим рельефом, возникшим в начале живетского века.

Центрами вулканической деятельности были районы так называемого Верхнегарцкого диабазового комплекса, и особенно Эльбингеродская мульда, расположенная близ северного края Гарца в его средней части. Породы среднего девона, выполняющие мульду, известны под названием Эльбингеродского комплекса. В последнее время они были подробно описаны геологами ГДР (Rosler, 1960a, 1962; Reichstein, 1959, 1964; Dave, 1963). Более общие сводки по геологии Гарца опубликованы В. Шрилем (Schriel, 1954) и Г. Мебусом (Möbus, 1966). Складки здесь опрокинуты на северо-запад и пересечены многочисленными сдвигами того же направления. Внутри мульды прослеживаются четыре полосы развития вулканических пород среднего девона. Это Бюхенбергское, Эльбингеродское, Браунзумпфское и Нейверкское «седла» (фиг. 17).

Фиг. 17. Геологическая карта района распространения Эльбингеродского комплекса в Гарце (Lange, 1957)

1 — нижний карбон; *2* — вернигеродские слои; *3* — пестрые сланцы и слои хюттенроде; *4* — известняк; *5* — шальштейны и кератофиры; *6* — главный кварцит и виссенбахские сланцы; *7* — линия, ограничивающая распространение кремнистых сланцев; *8* — гематитовая руда


1
2
3
4
5
6
7
8
0
1
2 км
С
Вернигероде
Бюхенберг
Седло Бюхенберг
Эльбингероде
Седло Эльбингероде
Кенигхютте
Седло Браунзумпф
Хюттенроде
Седло Неуверн
Неуверк
Бланкенбург
Вендефюрг
Боде
Боде
Граниты массива Брокен
?

Образование вулканических пород Эльбингеродского комплекса было связано с несколькими центрами извержений. Сильные колебания мощностей показывают на существование ясно выраженного вулканического рельефа.

М. Райхштейн (Reichstein, 1959) указывает, что мощность вулканических пород варьирует от 300 до 700 *м*. М. Цоллих (Zöllich, 1939) считал, что на юго-западном окончании «седла» Браунзумпф она изменяется от 500 до 1000 *м*, но А. Даве (Dave, 1963) полагает, что в центральнои части мульды она достигает 2000 *м*.

Таблица 10

Состав зернистых диабазовых лав из виссенбахских сланцев Верхнегарцского зеленокаменного пояса (в %) (Schriel, 1954)

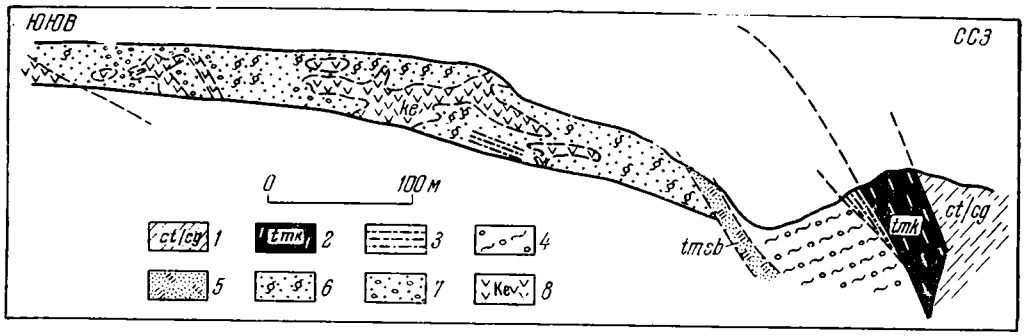
Компоненты	Нижняя зона	Верхняя зона	Компоненты	Нижняя зона	Верхняя зона
SiO_2	43,67	46,40	Сумма щелочей	3,45	4,69
TiO_2	2,99	1,60	H_2O	4,21	5,35
Al_2O_3	14,95	15,25	CO_2	3,75	0,66
Fe_2O_3	2,45	1,50	P_2O_5	0,30	0,17
FeO	10,99	9,19	SO_3	0,41	0,11
MgO	4,49	9,12			
CaO	8,30	5,77			
Na_2O	2,60	4,31	Сумма	99,96	99,81
K_2O	0,85	0,38			

Таблица 11

Химический состав (в %) вулканических пород и сланцев Гарца (Эльбингеродская мульда)

Компоненты	Шальштейн с бомбами, обнажение Кенигсхютте	Шальштейн, рудник Бюхенберг	Подрудный хлоритизированный шальштейн	Ожелезненный сидеритизированный и карбонатизированный кератофир	Оруденелый кератофировый шальштейн с фосфатом	Мандельштейновый шальштейн, рудник Бюхенберг	Грифельные сланцы низов верхнего девона, обнажение Кенигсхютте
SiO_2	35,51	65,51	41,00	9,19	46,53	29,97	65,15
TiO_2	2,33	0,75	0,94	0,14	3,05	2,29	0,85
Al_2O_3	14,36	15,75	15,02	1,81	17,05	12,27	12,52
Fe_2O_3	2,04	0,42	3,91	3,57	2,26	2,37	12,21
FeO	2,68	3,05	22,60	39,82	10,57	4,71	3,57
MnO	0,20	0,17	0,77	1,31	0,08	0,33	0,05
CaO	19,03	2,20	1,30	6,00	4,41	22,33	2,04
MgO	1,00	1,85	5,74	3,66	4,73	2,02	2,54
Na_2O	2,09	1,22	0,14	0,18	0,86	0,77	0,81
K_2O	3,10	3,46	0,07	0,40	2,52	2,77	2,87
Сумма щелочей	5,19	4,48	0,21	0,58	3,38	3,54	3,68
P_2O_5	1,34	0,30	0,55	0,41	2,21	1,09	0,23
H_2O^-	0,43	0,63	0,41	0,31	0,42	0,57	0,56
H_2O^+	2,48	3,91	7,58	0,14	4,97	2,68	2,57
CO_2	12,42	1,54	0,22	33,06	0,82	16,34	1,86
$CaCO_3$	28,22	3,50	—	—	1,86	37,13	3,50
C	0,84	Нет	Нет	Нет	Нет	0,07	1,06

Анализы выполнены в химической лаборатории ГИН АН СССР.



Фиг. 18. Разрез северного крыла седла Браунзумпф (Reichstein, 1959)

— сланцы и граувакки кульма; *2* — известняки с гематитовой рудой в основании; *3* — тонкослоистый лапиллевый туф; *4* — подушечная лава и туф; *5* — кератофировый брекчиевый туф; *6* — шальштейн с лапиллями и конкрециями; *7* — шальштейн с бомбами; *8* — кератофир

Состав девонских вулканических пород Эльбингеродского комплекса близок составу их в Рейнских сланцевых горах, но имеет более кислый характер. Здесь меньше диабазов и спилитов, выше содержание кремнезема в кератофирах и шальштейнах, больше кварцевых кератофиров. Туфы и шальштейны часто грубые с вулканическими бомбами до 1 *м* в поперечнике, что указывает на близость центров извержений (табл. 10, 11 и фиг. 18).

К окраинам Эльбингеродского комплекса мощности вулканических пород уменьшаются, и местами они совсем выклиниваются. По простиранию они замещаются глинистыми и кремнистыми пестрыми сланцами (фиг. 19). В кровле вулканических пород залегают линзы железных руд различного протяжения.

В центральных частях мульды выше вулканогенного комплекса залегают массивные известняки мощностью более 400 *м*. Нижняя половина их относится к живетскому ярусу (стрингоцефаловый известняк). Верхняя половина соответствует всему верхнему девону и называется «ибергским» известняком. В старых работах стрингоцефаловый известняк описывался как рифовый. Однако исследования М. Райхштейна (Reichstein, 1959) показали, что более 60% известняков представлены массивными узловатыми или конкреционными разностями и отлагались на глубине 300—500 *м*. Остальная часть состоит из перемытых рифовых остатков, сцементированных карбонатом кальция. Ибергский известняк более мелководный. В нем имеются коралловые и брахиоподовые биогермы.

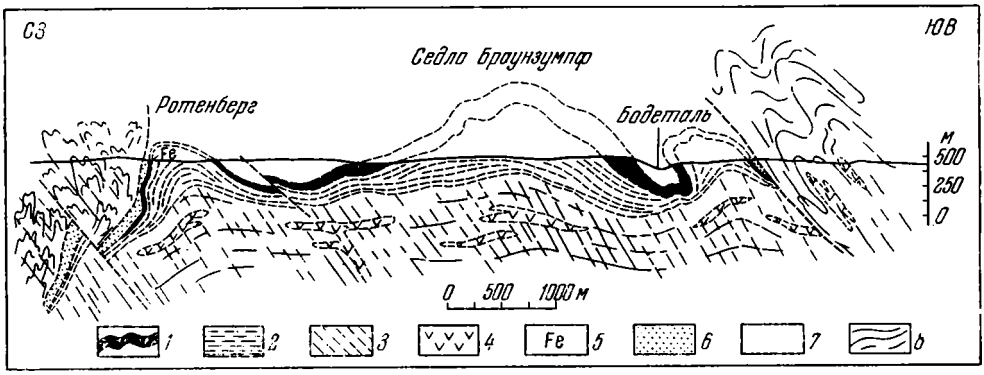
В краевой фации Эльбингеродского комплекса известняки уменьшаются в мощности, переслаиваются с пестрыми сланцами и постепенно в них переходят (фиг. 20). Сланцы краевой фации известковистые или кремнистые. Они содержат прослои черных известняков, туфов и фтанитов. Их мощность 100—200 *м* (Reichstein, 1959). В сланцах встречаются остатки глубоководных трилобитов рода *Phacops*, пелеципод из рода *Posidonia* и много остракод из рода *Cypridina*, почему они и описываются под названием ципридиновых сланцев.

В конце верхнего девона Гарц испытал складчатость, вследствие чего нижний карбон местами несогласно лежит на различных по возрасту девонских отложениях, вплоть до кобленцких.

Наиболее древние горизонты карбона развиты только на юге и юго-востоке Гарца. В этих районах залегают покровы диабазов, по возрасту соответствующие «покровному» диабазу Рейнских сланцевых гор. Как и там, в Гарце с ними связаны небольшие залежи гематитовых руд. Поэтому низы карбона (танерские и штигерские слои) надо включать в со-

став формации, а несогласие в их подошве рассматривать как внутриформационное.

В Эльбингеродской мульде и Верхнем Гарце времени отложения танерских и штигерских слоев соответствует перерыв.



Фиг. 19. Разрез через Эльбингеродский комплекс Гарца в районе седла Браунзумпф (Reichstein, 1959)

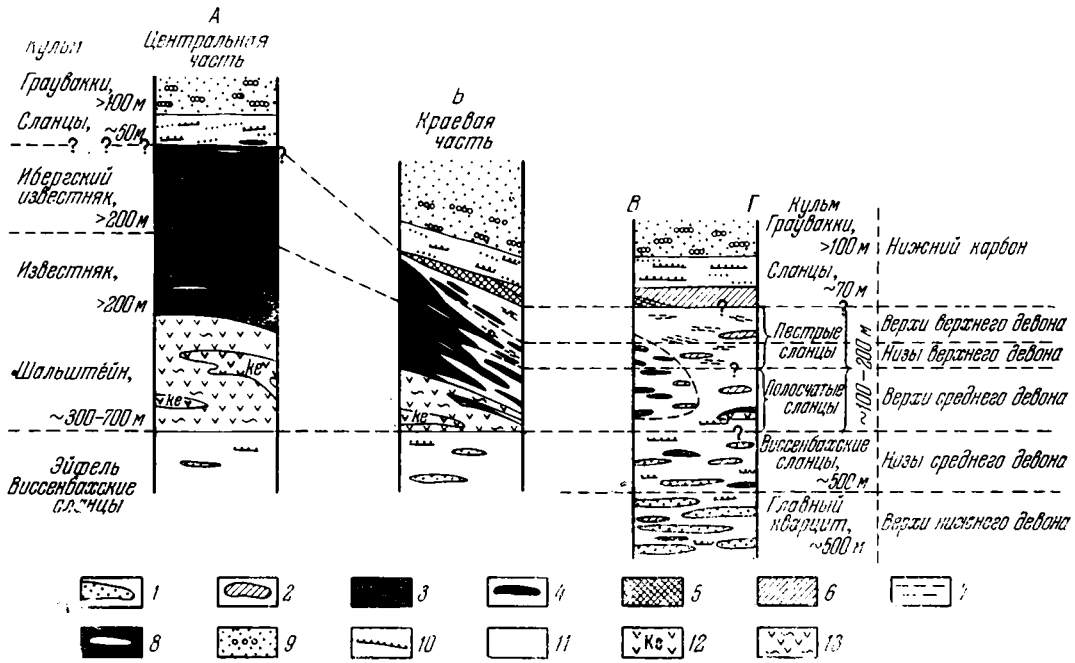
1 — известняк; *2* — шальштейн; *3* — виссенбахские сланцы; *4* — диабазы; *5* — железная руда; *6* — песчаники и сланцы; *7* — кульм; *8* — породы краевой фации

Выше в Гарце везде развита формация «кульма». Эта формация повсеместно начинается кремнистыми сланцами, над которыми залегают глинистые сланцы и граувакки с прослоями конгломератов, свидетельствующих о начале складчатости.

В Эльбингеродской мульде кремнистые и глинистые сланцы кульма залегают со слабым угловым несогласием на различных горизонтах верхнего и среднего девона, вплоть до виссенбахских сланцев эйфельского яруса. Общая мощность рудоносной вулканогенно-карбонатной формации в Гарце меньше, чем в Рейнских сланцевых горах. Г. Штилле (Stille, 1929) считал, что для Верхнегарцского девонского седла мощность нижнего девона равна 300 *м*, среднего девона — 200 *м* и верхнего девона — 250 *м*. Таким образом, общая мощность отложений девона составляет 750 *м*.

В Эльбингеродской мульде мощность девона возрастает местами до 2400—2600 *м*, а на юго-востоке Гарца, где в состав формации входят слои нижнего крабона, мощность ее достигает 2800—3000 *м*. Однако даже эта максимальная цифра меньше мощности соответствующей формации в районе мульд Лан и Дилль, где она достигает 3000—3500 *м*. Кроме того, в Гарце формация лежит непосредственно на силурийских известняках и граптолитовых сланцах, а в Рейнских сланцевых горах отделена от складчатого ордовика мощной терригенной толщей низов девона. Следовательно, в Гарце вулканизм начался в условиях значительно меньших прогибаний, чем на Рейне.

Железорудные месторождения Гарца наиболее типично развиты в Эльбингеродской мульде, близ городов Эльбингероде и Хюттенроде, где они эксплуатируются многочисленными рудниками. Главный рудный горизонт находится в живетском ярусе и приурочен к границе вулканических пород с вышележащими стрингоцефаловыми известняками. Подошвой руды являются шальштейны — слоистые туфы с бомбами и лапиллями или кератофировые лавы, как на периферии седла Браунзумпф. В кровле руды чаще всего лежат непосредственно известняки, но иногда «покровные» шальштейны незначительной мощности, постепенно переходящие вверх по разрезу в известняки.



Фиг. 20. Схема фациального перехода пород Эльбингеродского комплеска к сланцевому (Reichstein, 1959)

1 — линзы кварцитов в сланцах; *2* — линзы кремнистых сланцев среди глинистых сланцев; *3* — известняк; *4* — прослои известняка в сланцах; *5* — бюхенбергские кремнистые сланцы; *6* — аренфельдские кремнистые сланцы; *7* — пестрые сланцы; *8* — прослои сланцев в известняках; *9* — конгломераты в граувакках; *10* — тонкие прослои песчаников в глинистых сланцах; *11* — сланцы; *12* — кератофиры; *13* — шальштейн. Эльбингеродский комплекс; *А* — центральный комплекс; *Б* — краевой комплекс, сланцевая фация; *В* — ближний комплекс; *Г* — отдаленный комплекс

В некоторых случаях на руде залегают глинистые сланцы («хютенродские»), замещающие по простиранию известняки. На севере седла Браунзумпф прямо на рудном горизонте залегают кремнистые сланцы кульма, срезающие все более молодые слои девона. Протяжение пластообразных рудных залежей иногда небольшое, но на действующих рудниках колеблется от 1 до 4 *км*. Мощность залежей на рудниках Грефенхоленберг и Ротенберг не превышает 1,4 *м*, но на рудниках северной окраины седла Браунзумпф доходит до 6,25 *м*. Во многих местах подрудные шальштейны и кератофиты сильно оруденелы и подобны «благородным шальштейнам» района Лан-Дилль или оруденелым спилитам Штейцкого Трога. В этих случаях суммарная мощность эксплуатируемого рудного горизонта возрастает до 40 *м*. Разрез формации в районе месторождения Браунзумпф (северо-восточный край Эльбингеродского комплекса) следующий:

	Мощность, *м*
Нижний карбон — кульм	
Граувакки и конгломераты	Более 100
Глинистые и кремнистые сланцы	Около 50
Кварц-кератофировые туфы (бюхенбергская серия), латерально переходящие в кремнистые сланцы	
Верхний девон	
Ибергский известняк (в центре комплекса), переходящий в краевой фации в сланцы (серия пестрых сланцев) с линзами известняков и граувакк	Более 200
Верхи среднего девона	
Стрингоцефаловый известняк, на 60% массивный, сферолитовый и узловатый с прослоями мергелей и туфов. Около 40% известняка состоит из перемытых рифов с цементом из $CaCO_3$ (рифы росли в другом месте и в другое время). В краевой фации известняк по простиранию переходит в кремнистые пестрые сланцы и иногда лидиты	15—200 и более
Живетский ярус	
Рудный горизонт (гематит кремнистый и известковый, магнетит, хлорит). По простиранию руда переходит в известняки или туфы	10—15
Шальштейновая серия — кератофиры, диабазы, мандельштейны и туфы с бомбами и лапиллями	300—700
Низы среднего девона	
Виссенбахские глинистые сланцы с прослоями известняков, сланцев и кварцитов	Около 500
Нижний девон (верхний эмс)	
Краевая фация. Главный кварцит с линзами известняков и сланцев.	

Другой случай мощной рудной залежи наблюдается на руднике «Единство». В центральной части рудника на кератофирах лежит пиритовая руда мощностью до 40 *м*, а выше ее кремнистый гематит (3—4 *м*), перекрытый стрингоцефаловым известняком.

Текстурные типы руд и их минералогический состав крайне изменчивы. Это связано не только с различными условиями седиментации вулканогенного железа, но также с последующими процессами диагенеза, эпигенеза, дислокационного и термального метаморфизма. Однако первичный состав руд устанавливается все же довольно ясно. По Х. Рослеру (Rosler, 1962), первичными рудными минералами были: в восстановительной обстановке — хлорит (шамозит), а в окислительной — гематит. Одновременно поступало большее или меньшее количество кремнезема. А. Даве (Dave, 1963) на основании изучения руд седла Браунзумпф пришел к выводу, что в рудных залежах, образо-

вавшихся близ вулканических очагов, первичным рудным минералом был только гематит.

Процесы диагенеза привели к образованию в хлоритовых разностях руд сидерита, а процессы метаморфизма — к образованию стильпномелана и особенно магнетита. Кроме чисто гематитовых и хлоритовых руд, выделяются гематит-магнетитовые, хлорит-магнетитовые и хлорит-сидерит-магнетитовые. Последние наиболее богаты железом (до 56%, а в среднем 40%). Содержание в них магнетита на руднике Хольцберг более 30%, а на руднике Лейбефор в отдельных образцах достигает 80%. Гематит-магнетитовые разности руд всегда беднее магнетитом.

Пирит развит неравномерно. Иногда он образует мощные самостоятельные залежи, иногда незначительные включения (1—1,5%), а довольно часто отсутствует.

Почти все типы руд Эльбингеродской мульды более или менее карбонатны. Содержание кальцита в хлоритовых рудах колеблется в больших пределах, но иногда доходит даже до 50%. Кроме того, эти руды нередко переслоены известняком или шальштейном и содержат линзы ожелезненного известняка. Гематитовая руда также часто бывает переслоена известняками и туфами. Даже кремнистые гематитовые и гематит-магнетитовые руды содержат различные количества кальцита и дают постепенные переходы к известняку, содержащему рудные минералы. Содержание кремнезема в рудах Гарца крайне неравномерно. Оно изменяется от 0,5 до 30% и выше. Кремнезем входит в состав хлоритов и туфового материала, а также образует самостоятельные выделения кварца, халцедона и опала. Количество кремнезема повышается по мере приближения к вулканическому очагу одновременно с уменьшением количества карбоната кальция. А. Даве (Dave, 1963) пришел к выводу, что кремнистые гематитовые руды первичны и образовались при одновременном выпадении геля кремнезема и рудного вещества. Вместе с ними мог осаждаться и карбонат кальция, относительное количество которого увеличивалось по мере удаления от очагов вулканизма.

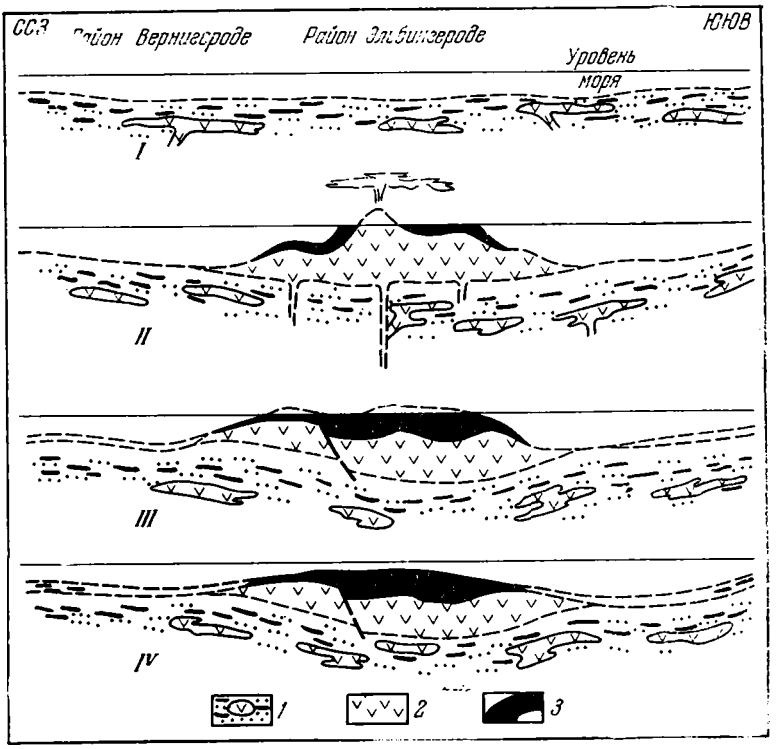
Меньшие по протяжению и мощности рудные залежи встречаются в Эльбингеродской мульде и ниже по разрезу формации. Они залегают внутри вулканогенной толщи и приурочены к контакту кератофиров внизу и шальштейнов вверху. Состав этих руд такой же, как в главном рудном горизонте.

Подобные же руды встречаются в Верхнегарцском девонском седле. Главная рудная залежь подстилается шальштейном и кроется стрингоцефаловым известняком. Руда содержит до 40% железа при 15% кремнезема.

По мере приближения к гранитному массиву Броккен в гематитовой руде, под влиянием термального метаморфизма, развивается крупнокристаллический магнетит и волластонит — метасиликат кальция. Последний образуется вследствие воздействия на кальцит химически активного кремнезема при повышенной температуре, но небольших давлениях.

На юго-востоке Гарца незначительные линзы гематитовой руды залегают в верхах формации — в кровле штигерских диабазов нижнего турне.

Особенностью вулканогенно-карбонатной формации Гарца является не только присутствие гематит-хлорит-магнетитовых руд, но также и промышленных сульфидных руд. Они залегают среди оруденелых кератофиров, представляя собою подошву гематитовой руды. В Эльбингеродской мульде (рудник «Единство») мощность пиритовых руд колеблется от 10 до 40 м.



Фиг. 21. История возникновения рудоносного вулканогенно-осадочного комплекса Гарца (Reichstein, 1964)

I — эйфельское время; *II* — верхнеживетское время; *III* — франское время; *IV* — позднефаменское время, *1* — сланцы и песчаники с прослоями известняков и вулканических пород; *2* — кератофиры и шальштейны; *3* — руды и кроющий известняк

Сульфидные руды месторождения «Единство» и принадлежащее к этой же формации обособленное пиритовое месторождение Раммельсберг близ Госляра будут описаны ниже (см. стр. 126 и 128). Здесь же необходимо отметить, что пиритовые руды этой формации в обоих районах генетически связаны с появлением среди вулканических пород кератофиров и кварцевых кератофиров. Первично-осадочное происхождение руд Раммельсберга доказывается находками в них раковин гониатитов, не замещенных колчеданом.

Все приведенные выше факты показывают, что развитая в Гарце рудоносная вулканогенно-карбонатная формация обладает таким же парагенезом пород, как в районах Лан-Дилль, Моравии и Шлейцкой троге. Характер вулканических и осадочных пород, пестрота фаций, типы руд, последовательность событий геологической истории во время образования формации во всех перечисленных районах очень близки. Некоторым отличием в Гарце являются меньшая мощность формации и более слабое прогибание геосинклинали, предшествующее началу ее образования, чем в других районах герцинской складчатости Центральной Европы. Вероятно, в связи с этим вулканизм здесь был более кислого характера. Х. Рослер (Rösler, 1962) при изучении девонских вулканических пород, связанных с железорудными месторождениями, отметил, что в Гарце вулканизм был наиболее кислый и богатый щелочами по сравнению с другими районами развития девонского вулканизма в Центральной Европе. Особенно отчетливо это видно при

сравнении с разрезами девона в Шлейцком троге и в Моравии, где преобладают основные породы — диабазы и спилиты.

С более кислым характером вулканизма в Гарце связано появление сульфидных руд. Еще Е. Леман (Lehman, 1941) писал, что смена базальто-диабазовых пород кератофирами сопровождается отложением пирита в миндалинах и по краям лавовых потоков.

Очевидно, что в прошлом эффузии и эксплозии кислой щелочной магмы сопровождались более значительным выделением сероводорода, чем излияния основных лав, бедных щелочами.

Однако для образования сульфидных руд был необходим не только кислый щелочной характер вулканизма, но и определенная палеогеографическая обстановка со сложным подводным рельефом тектонического и вулканического происхождения (фиг. 21).

В Гарце наблюдается большая пестрота фаций и присутствие глубоководных отложений с остатками батиальной фауны. В таких замкнутых или полузамкнутых впадинах подводного рельефа могла создаваться восстановительная обстановка, необходимая для отложения сульфидных руд. Если же кислый щелочной вулканизм имел место в наземных или мелководных условиях с хорошей аэрацией, как, например, в Горном Алтае, сульфидные руды образоваться не могли.

Восточная Тюрингия (Шлейцкий трог)

Породы вулканогенно-карбонатной формации развиты также к юго-востоку от Гарца, в Восточной Тюрингии. Палеозойский складчатый массив Тюрингии расположен на северо-западной окраине Молданубской глыбы докембрия. На юго-западе по системе разломов он граничит с мезозойскими отложениями платформенного чехла, на северо-западе постепенно погружается под него, а на северо-востоке переходит в складчатые сооружения Саксонии и Западных Судет. Тюрингия относится к внутренней южной зоне европейских герцинид. Геологическая история ее в палеозое резко отличалась от истории развития Рейнских сланцев гор и Гарца.

Главное из этих отличий касается геологических событий конца силура и нижнего девона.

На севере, в Рено-Герцинской зоне в это время произошли поднятия, вызвавшие перерыв в образовании осадков. В Рейнских сланцевых горах, судя по структурным соотношениям в ядрах антиклиналей Эббе и Ремшейд, эти поднятия сопровождались складчатостью. Вслед за тем наступила регенерация геосинклинального режима в виде интенсивных погружений, которые привели к накоплению более или менее мощных толщ нижнего девона.

На юге, в Саксо-Тюрингенской зоне Ф. Коссмат (Kossmat, 1926, 1927 а, б) и А. Ватцнауэр (Watznauer, 1960) предполагали полное отсутствие силура и нижнего девона и трансгрессивное залегание среднего девона, без большого углового несогласия, на ордовике, кембрии или на метаморфических слюдяных сланцах.

Эта точка зрения была отражена и в работе Л. Н. Формозовой (1963а, стр. 200). Однако позднейшими исследованиями (Гергнер, Ватцнауэр, 1964) было установлено, что силур и нижний девон в разрезе Тюрингии существуют, причем, в противоположность Рено-Герцинской зоне, они представлены маломощными глубоководными фациями некомпенсированных прогибов (граптолитовые сланцы). Мощность нижнего девона в Рейнских сланцевых горах достигает 10 000 — 11 000 *м*, а в Тюрингии — только около 100 *м*.

Средний девон в Тюрингии также имеет небольшую мощность. В нижней части он сложен мелководными темными песчано-известковы-

ми глинистыми сланцами с кораллами, брахиоподами и другой бентосной фауной. В верхней его части породы более глубоководные — тентакулитовые флишеподобные сланцы с богатой фауной птеропод и остракод.

Наиболее интенсивные тектонические движения в Восточной Тюрингии происходили в верхнем девоне. В связи с этим и вулканическая деятельность началась в Тюрингии позднее, чем в Рейнских сланцевых горах, — только в верхнем девоне.

Различия мощностей осадков в эпохи, предшествующие началу вулканизма, привели к качественным отличиям типа вулканизма. В Рейнских сланцевых горах преобладали кератофиры и их туфы, а в Тюрингии вулканизм был ясно выраженного основного характера. Вулканические породы представлены здесь диабазами, спилитами, мандельштейнами и их туфами (табл. 12, 13). Среди спилитов встречаются своеобразные известковистые разности — спилит-карбонаты, содержащие 27—28% SiO_2 и 42—45% $CaCO_3$ (Rösler, 1960a, стр. 124). Присутствуют также оливиновые диабазы и пикриты, которые неизвестны в других районах распространения среднепалеозойских вулканогенно-карбонатных формаций Центральной Европы. Пикриты содержат до 23 и даже 32% окиси магния (Rösler, 1960a). Некоторые спилиты хлоритизированы, но от вейльбургитов отличаются более низким содержанием щелочей. Однако Р. Шоненберг (Schönenberg, 1951) на западном и северном крыльях Бергерского седла в нижней части вулканогенной толщи верхнего девона установил присутствие кварцевых порфиров. Состав этих пород показывает, что правильнее их называть кварцевыми кератофирами. Они содержат 70% SiO_2, 5,29% K_2O и 4,53% Na_2O (Rösler, 1960a, стр. 76). Кислые разности встречаются иногда и среди туфов.

Таблица 12

Химический состав спилитов и диабазов в районе Шлейцкого трога (в %) (Rösler, 1960a, б)

Компоненты	Спилит тонкозернистый с хлоритовыми миндалинами, Герквиц	Спилит тонкозернистый с миндалинами, Пермиц	Спилит авгит-порфировый, Герквиц	Диабаз оливиновый, Пермиц	Диабаз кварцевый, Герквиц	Спилит среднезернистый, местами брекчированный, Герквиц
SiO_2	40,4	27,8	44,8	45,1	53,4	41,4
TiO_2	3,8	2,1	2,5	0,9	2,4	3,7
Al_2O_3	15,6	8,9	11,9	10,0	12,0	16,4
Fe_2O_3	1,7	1,3	1,6	4,1	1,9	1,1
FeO	10,5	7,0	9,2	6,7	7,8	10,0
MnO	0,2	0,1	0,2	0,5	0,2	0,2
MgO	8,0	1,6	5,2	13,4	6,9	8,2
CaO	7,8	25,3	12,0	11,7	7,2	7,7
Na_2O	2,8	1,5	2,4	2,0	2,9	2,5
K_2O	0,7	1,8	1,5	1,3	1,8	0,3
Сумма щелочей	3,5	3,3	3,9	3,4	4,7	2,8
H_2O^+	3,9	2,6	2,8	3,8	0,2	4,8
H_2O^-	0,3	0,3	0,6	0,5	3,4	0,3
CO_2	5,4	19,0	5,0	0,1	0,2	4,4
P_2O_5	0,1	0,6	0,3	0,1	0,1	0,1
Сумма	101,2	99,9	100,0	100,6	100,4	101,1

Таблица 13

Химический состав шальштейнов в районе месторождений Шлейцкого трога (в %) (Rösler, 1960а, б)

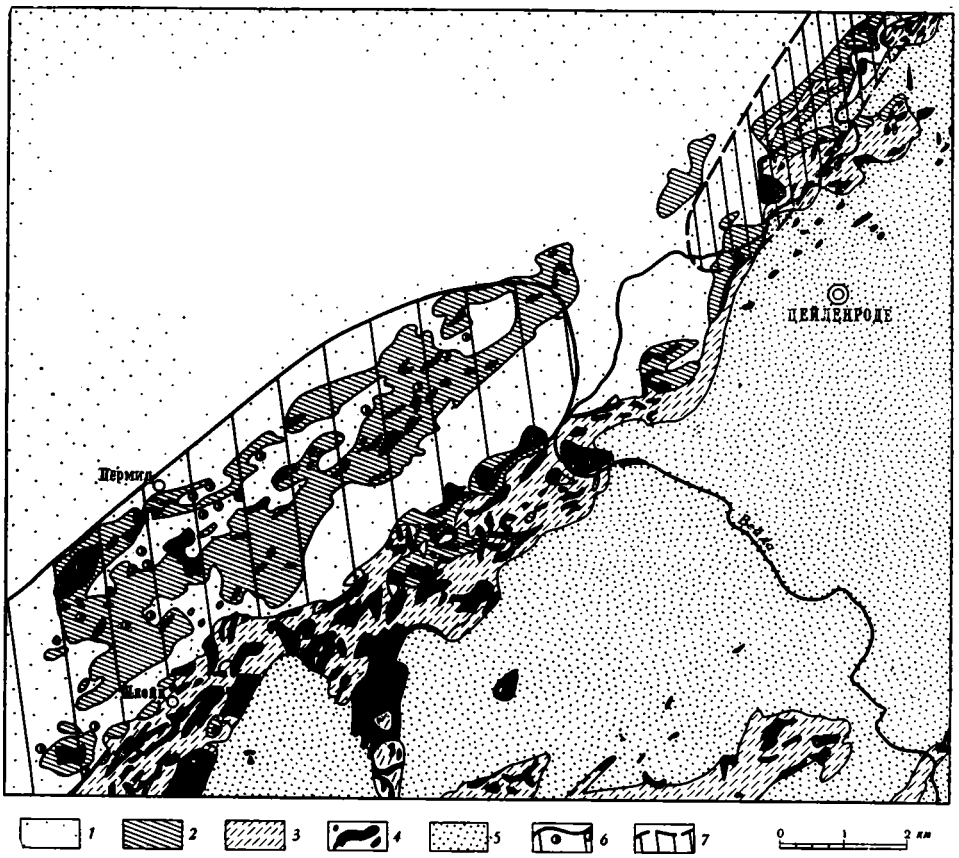
Компоненты	Грубозернистый, богатый кальцитом, Пермиц	Грубозернистый, хлоритизированный, Пермиц	Мелкозернистый, Пермиц	Слоистый, с обломками спилита, Герквиц
SiO_2	30,8	46,4	44,8	32,3
TiO_2	2,3	4,2	4,1	5,8
Al_2O_3	9,0	12,3	13,9	19,4
Fe_2O_3	3,6	4,3	9,8	1,5
FeO	6,6	10,1	3,3	13,5
MnO	0,5	0,1	Не опр.	0,2
MgO	7,0	6,7	7,8	2,1
CaO	20,7	5,0	5,0	8,2
Na_2O	0,9	2,2	1,1	0,0
K_2O	0,0	0,0	2,2	3,3
H_2O^+	3,6	4,5	3,2	3,2
H_2O^-	0,1	0,1	0,5	0,5
CO_2	14,7	3,0	3,0	9,6
P_2O_5	0,2	0,3	0,5	0,2
S	0,2	0,2	—	0,2
F	0,1	<0,1	—	<0,1
Cl	<0,1	<0,1	—	<0,1
Сумма	100,3	99,6	99,2	100,1
F, Cl	0,1	0,1	—	0,1
Сумма	100,2	99,5	99,2	100,0

Пирокластические породы преобладают над лавами, что говорит о преимущественно эксплозивном характере вулканизма. Широко развиты вулканические брекчии, туфы с включением вулканических бомб и лапиллей. Грубые пирокластические породы особенно преобладают в южной части Шлейцкого трога. К северу пирокластика становится более тонкой, и количество эффузивных пород возрастает.

Вулканические породы в Восточной Тюрингии появляются в средней части франского яруса и развиты до фаменского яруса, но вверх по разрезу уменьшаются в количестве. По данным Р. Гребе (Gräbe, 1952, 1956), в верхнем девоне действовали многочисленные вулканы, располагавшиеся линейно вдоль полосы разломов, отделявших Шлейцкий трог от Бергерского седла (фиг. 22). Породы последнего более древние по возрасту, чем вулканогенная толща верхнего девона, во многих местах содержат дайки и штоки интрузивных диабазов. На основании петрологических сравнений Х. Рослер (Rösler, 1960б) пришел к выводу, что они комагматичны и одновременны эффузивам.

В вулканогенной толще верхнего девона встречаются отдельные линзы известняков и прослои хлоритизированных глинистых сланцев (фиг. 23, *А*).

Выше вулканических пород залегают различные известняки и красноватые известковистые глинистые сланцы фаменского яруса и нижней зоны турне. Выше в разрезе снова появляются вулканические породы, соответствующие по возрасту «покровному» диабазу Гарца и Рейнских сланцевых гор.



Фиг. 22. Геологическая карта Шлейцкого трога (Watznauer, 1961)

1 — кульм; *2* — верхний девон; *3* — средний и нижний девон; *4* — диабазы; *5* — додевонские породы; *6* — область распространения кератофировых туфов кульма; *7* — область распространения порфиров и порфировых туфов в низах верхнего девона

Таблица 14

Состав нижнекарбоновых кварц-кератофировых туфов в районе Шлейцкого трога (в %) (Rösler, 1960a)

Компоненты	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4	Компоненты	Обр. 1	Обр. 2	Обр. 3	Обр. 4
SiO_2	55,9	55,3	70,1	64,5	Сумма щелочей	5,3	7,5	2,6	5,9
TiO_2	0,4	0,8	0,4	0,7					
Al_2O_3	10,7	17,7	13,3	17,7	H_2O^+	2,0	3,0	2,1	3,1
Fe_2O_3	3,3	1,2	3,2	2,0	H_2O^-	0,2	0,2	0,2	0,6
FeO	2,2	4,7	1,9	2,0	CO_2	5,8	2,1	2,0	<0,1
MnO	Не опр.	<0,1	0,1	<0,1	P_2O_5	0,1	0,3	Сл.	0,3
MgO	4,5	2,5	1,8	1,9	S	Не опр.	Сл.	<0,1	Сл.
CaO	9,2	4,5	2,4	1,1	F	» »	<0,1	0,1	»
Na_2O	3,0	3,8	0,1	3,1	Cl	» »	<0,1	<0,1	<0,1
K_2O	2,3	3,7	2,5	2,8					
					Сумма	99,6	99,9	100,2	99,9

В Шлейцком троге Тюрингии они представлены кератофировыми и кварц-кератофировыми туфами, содержащими от 55,3 до 70,1% SiO_2 и от 2,6 до 7,5% суммы щелочей (Rösler, 1960б, стр. 140). Туфы переслаиваются с темными углистыми известняками, содержащими примесь пеплового материала (табл. 14).

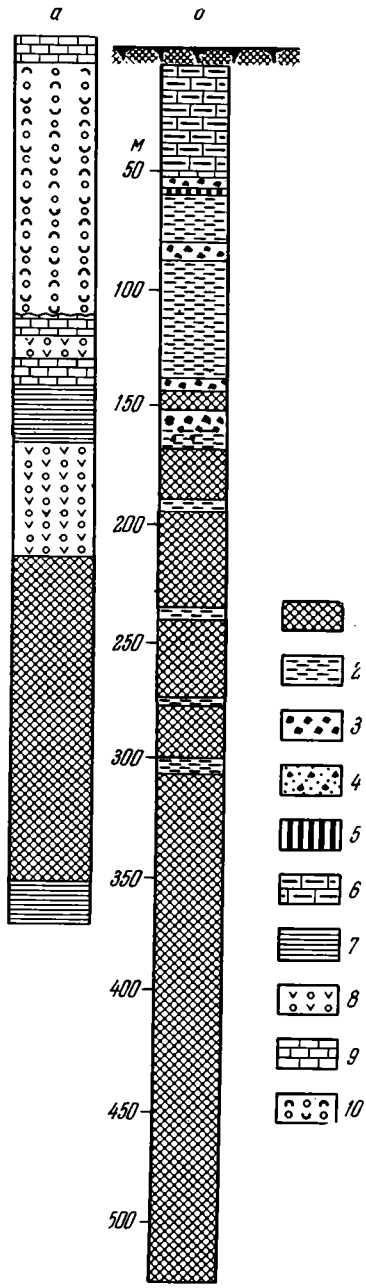
Вулканические породы среднего турне развиты только в узкой зоне вдоль северо-западного крыла Бергерского седла. С удалением от него они замещаются кремнисто-глинистыми сланцами с конкрециями фосфоритов. Выше лежат глинистые сланцы формации кульма (визе — намюр).

В состав вулканогенно-карбонатной формации Шлейцкого трога входят породы от основания вулканогенной толщи франского яруса до подошвы визейских глинистых сланцев и граувакк.

На толще основных эффузивов и туфов франского яруса в низах формации залегают линзы железной руды невыдержанной мощности и переслаивающейся с туфами.

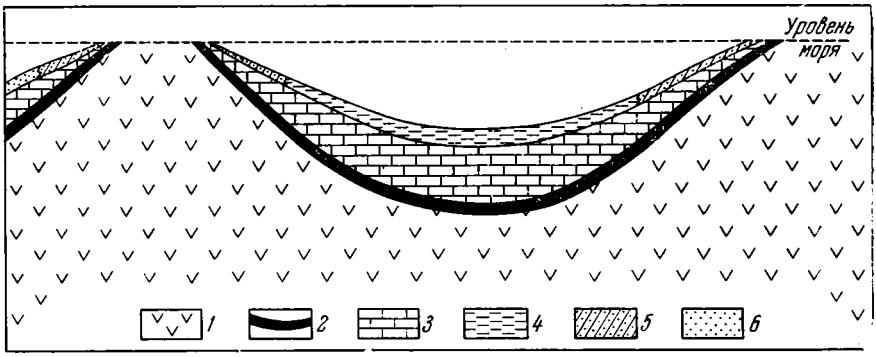
Основным районом распространения девона в Тюрингии и центром вулканической деятельности является Шлейцкий трог на западной стороне седла Берге. Здесь залегают различные туфы, шальштейны и диабазовые лавы мощностью до нескольких сот метров в полосе длиной от 10 до 20 *км* и шириной от 2 до 3 *км* (Rösler, 1962). На них лежат верхнедевонские известняки или известковые сланцы мощностью до 50 *м* (см. фиг. 23, *Б*).

За последние годы в Шлейцком троге, в районе городов Шлейц, Пермиц и Герквиц, где расположено несколько железорудных месторождений, были проведены широкие геологические работы. Несмотря на сложное тектоническое строение Шлейцкого трога, в этом районе можно видеть идеальный разрез рудоносной вулканогенной формации. Породы и руды Шлейцкого трога подробно описаны Р. Гребе (Gräbe, 1952, 1956), Х. Деккером (Decker, 1955), Г. Шлегелем (Schlegel, 1956), Г. Шлегелем и Х. Вифелем (Schlegel, Wiefel, 1959), Х. Рослером (Rösler, 1959, 1960а, б, в, 1961 и 1962), А. Даве (Dave, 1963), Х. Вифелем (Wiefel, 1964) и др.



Фиг. 23. Разрезы формации в районе Вейсендорф в Вейдетале — Шлейцкий трог (*а*) и в районе Шлейца (*б*) (Rösler, 1960)

1 — диабазы; *2* — слоистые туффиты; *3* — грубые спилитовые туфы; *4* — брекчиевые туфы; *5* — туфы с вулканическими бомбами; *6* — известковые конкреционные сланцы; *7* — хлоритовые сланцы; *8* — спилитовые диабазы; *9* — хлоритизированные желваковые известняки; *10* — спилиты с подушечной структурой



Фиг. 24. Схема образования руд в Шлейцком троге (Rösler, 1960)

1 — спилиты и шальштейны; *2* — руда; *3* — известняки; *4* — сланцы; *5* — туффиты; *6* — углистые известняки и кератофиры

Палеогеографические карты и разрезы, составленные Г. Шлегелем и Х. Вифелем (Schlegel, Wiefel, 1959), указывают на тесную связь рудных залежей с подводным вулканическим рельефом, существовавшим во время их отложения. Эту же связь показал Х. Рослер на идеальной схеме палеогеографии времени образования руд в Шлейцком троге (фиг. 24).

Благодаря интенсивному диабазовому вулканизму в начале верхнего девона образовались возвышенности, сложенные главным образом вулканическими породами (частично субаэральными). По данным В. Кребса (Krebs, 1960 а, б), в районе Шлейца встречаются плавленые туфы, что говорит о наземных условиях извержения.

Железные руды близ вершин этих возвышенностей не отлагались — они развиты на склонах вулканов. В бассейнах между поднятиями отлагались нечистые желваковые известняки, имеющие максимальную мощность во впадинах. На склонах вулканов, где развиты железные руды, известняки обычно выклиниваются. Наиболее богатые руды верхних частей склонов увеличиваются в мощности в сторону понижений рельефа, а затем переходят в бедные пятнистые гематитовые руды с включением кальцита и постепенно сменяются узловатыми известняками или известковыми сланцами в самой глубокой части бассейна — Цюгенрюкской мульде.

По Х. Рослеру (Rösler, 1960a), среди девонских руд Шлейцкого трога можно выделить три фации: известково-гематитовую, кремнисто-гематитовую и хлорит-магнетитовую. Пройденные за последние годы выработки позволили установить определенные закономерности в пространственном размещении этих фаций. Обычно рудные залежи располагаются в плане концентрическими полосами по отношению к вершинам древних подводных вулканов (Gräbe, 1956, 1962; Schlegel, Wiefel, 1959; Rösler, 1962; Dave, 1963). В верхних по склону частях (ближе к жерловой части вулкана) наблюдается небольшой по мощности пласт хлорит-магнетитовой руды, иногда перекрытой сильно известковистым шальштейном. Вниз по склону шальштейн выклинивается, в кровле рудного пласта появляется известняк, а руда сменяется грубым кремнистым гематитом с различными включениями туфового материала. Содержание CaO не выше 15%, а SiO_2 достигает 20 и часто 40% (в Герквице). Количество железа колеблется от 25 до 45%. Вниз по склону количество кремнезема уменьшается, а содержание кальцита увеличивается, и руда постепенно переходит в известковый гематит. В зоне выклини-

вания залежи пятнистый известковый гематит переслаивается с туфовым известняком или с доломитом и туфом.

«Туфово-известковый гематит» содержит только 12—18% железа, от 55 до 75% $CaCO_3$ и до 12% туфового материала. Количество кремнезема в известково-гематитовой фации руд всегда невелико.

Х. Рослер подчеркивает, что туфово-известковый гематит Шлейцкого трога имеет генетическую связь с вулканическими породами, а первичная (гематитовая) руда всегда лежит внутри шальштейнов и находится в прямой зависимости от их мощности (Rösler, 1962). Такое распределение железных руд повторяется во всех районах Восточной Тюрингии, лишь с небольшими местными отклонениями.

Исключением в отношении распределения рудных фаций являются залежи в районе г. Пермица. Гематитовые руды здесь отсутствуют. Вблизи древнего вулканического центра руда имеет хлорит-магнетитовый состав и переходит вниз по склону в известковый шамозит, который постепенно замещается известняком с незначительным содержанием хлоритовых минералов.

В подошве гематитовых залежей часто встречаются оруденелый, или «благородный», шальштейн мощностью до нескольких метров. Обычно оруденение бывает настолько значительным, что «благородный» шальштейн идет в плавку вместе с вышележащей рудой. Кроется руда известняками или шальштейнами.

Во всех разностях руд Шлейцкого трога отмечается примесь пеплового материала, образующего тонкие прослойки или линзообразные скопления.

В районе г. Герквиц имеются четыре рудные залежи, состоящие из кремнистого или известкового гематита (фиг. 25). В руде встречаются ленточные мелкозернистые туфы и даже незначительные по мощности слои диабазового мандельштейна, бомбы и лапилли. Содержание железа в руде здесь ниже, чем в других районах, и не превышает 35%, в то время как в других районах количество железа достигает 45%.

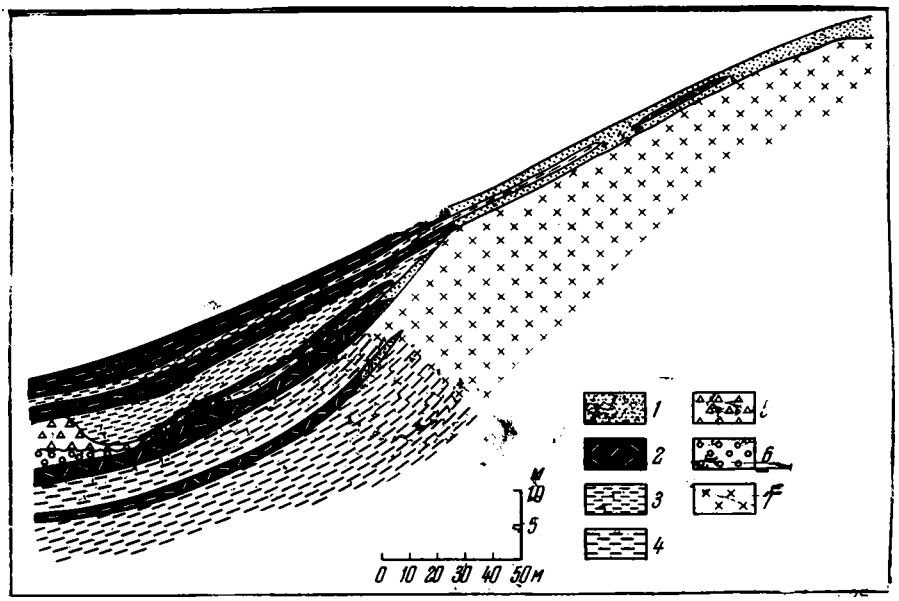
Х. Рослер (Rösler, 1962) считает, что первичными минералами в Шлейцком троге являются шамозит и гематит. Последний образовывался в случае окисления силикатов железа, которые выносились гидротермами. Магнетит, по мнению Х. Рослера, возник диагенетически без привноса новых порций рудного вещества. Во всех рудных телах имеются трещинки кливажа, возникшие, видимо, во время герцинской складчатости. По этим трещинкам происходило выделение вторичных новообразованных минералов. Чаще всего это мелкозернистые кварц, кальцит, стильпномелан, пирит, медистые колчеданы, цинковая обманка, антраксолит, гематит, реже апатит. Выше и ниже рудного пласта прожилки этих минералов исчезают.

Перечисленный комплекс пород и руд в районе Шлейцкого трога близок парагенезам других районов развития вулканогенно-карбонатной рудоносной формации. По заключению немецких геологов, вулканизм здесь был основной и «наиболее спилитовый» из всех других районов проявления девонского вулканизма в Центральной Европе.

Другой важной геохимической чертой формации, развитой в Шлейцком троге, является не очень большой выход вулканогенного кремнезема. Здесь нет роговиков, яшм, лидитов и вообще высококремнистых пород, как в Гарце или мульдах Лан и Дилль. В то же время сохраняется повышенная известковистость осадочных и вулканических пород.

Все эти особенности оказывают определенное влияние на рудообразование и, как было показано выше, на распределение рудных минералов. Можно не соглашаться с Х. Рослером в споре о первичности шамозита или гематита, но нельзя не видеть тесной связи более кремнистых руд с близостью вулканического очага и перехода их в

известковые в областях понижений между вулканами. Основность вулканических пород также оказывает влияние на образование рудных минералов. В нижних горизонтах формации в связи с присутствием кератофиров, так же как и в Гарце, встречается небольшое количество пирита. Однако в Гарце кератофиры развиты значительно шире и пирит образует довольно мощные рудные горизонты, а в Шлейцком троге и кератофиров, и сульфидных руд меньше. Некоторые разности сульфидных руд в Шлейце содержат около 23% MnO. Появление нечистого пирита среди залежей гематита объясняется понижением температуры и изменением состава эксгаляций (Lehman,1941).



Фиг. 25. Разрез железорудного месторождения Герквиц (Schlegel, Wiele, 1959)

1 — известково-гематитовая руда; *2* — кремнистая гематит-магнетитовая руда; *3* — тонкослоистые диабазовые туфы; *4* — тонкозернистые (слабослоистые) диабазовые туфы; *5* — грубобрекчированный диабазовый туф и диабаз-мандельштейн; *6* — диабазовые мандельштейны; *7* — грубая туфовая брекчия

По данным Р. Гребе (Gräbe, 1956), породы и руды Шлейцкого трога содержат малые элементы (Cu, Ti, Ba, Au, Pb и Zn) в тех же количествах, как и девонские породы Гарца. Он считает, что узловатый известняк, бесспорно, формировался еще в эпоху вулканической деятельности (судя по составу и количеству малых элементов). Пирит, встречающийся в рудах Шлейцкого трога, согласно Р. Гребе (Gräbe, 1956), близок заведомо вулканогенному пириту Рио-Тинто в Испании по изотопному составу серы. Все эти данные позволяют считать источник руд Шлейцкого трога вулканогенным.

Интрузии диабазов, развитые во всех горизонтах ордовика и до самых верхов девона, относятся, по Х. Рослеру (Rösler, 1960б) к тому же периоду магматической деятельности, что и основные верхнедевонские вулканические породы. Однако этот автор отмечает, что жилы диабазов бедны железом и не могли быть его источником. Он считает, что железо выщелачивалось гидротермами из толщи шальштейнов, выносилось на морское дно и отлагалось близ выхода терм в виде железосиликатного геля в слегка восстановительной среде, а в удалении от

выходов — в виде геля окиси железа. Попадая в среду, богатую кислородом (зона волн), первичный шамозит окислялся и переходил в гематит, в котором еще хорошо различимы неокисленные участки. При распаде шамозита свободная кремнекислота частично оставалась на месте. Г. Деккер (Decker, 1955) называет этот переходный генетический тип «хлоритово-гематитовой дисперсией». Указанные исследователи подчеркивают, что все наблюдаемые ими факты доказывают образование гематита при окислении шамозита и опровергают обратную реакцию.

Моравия

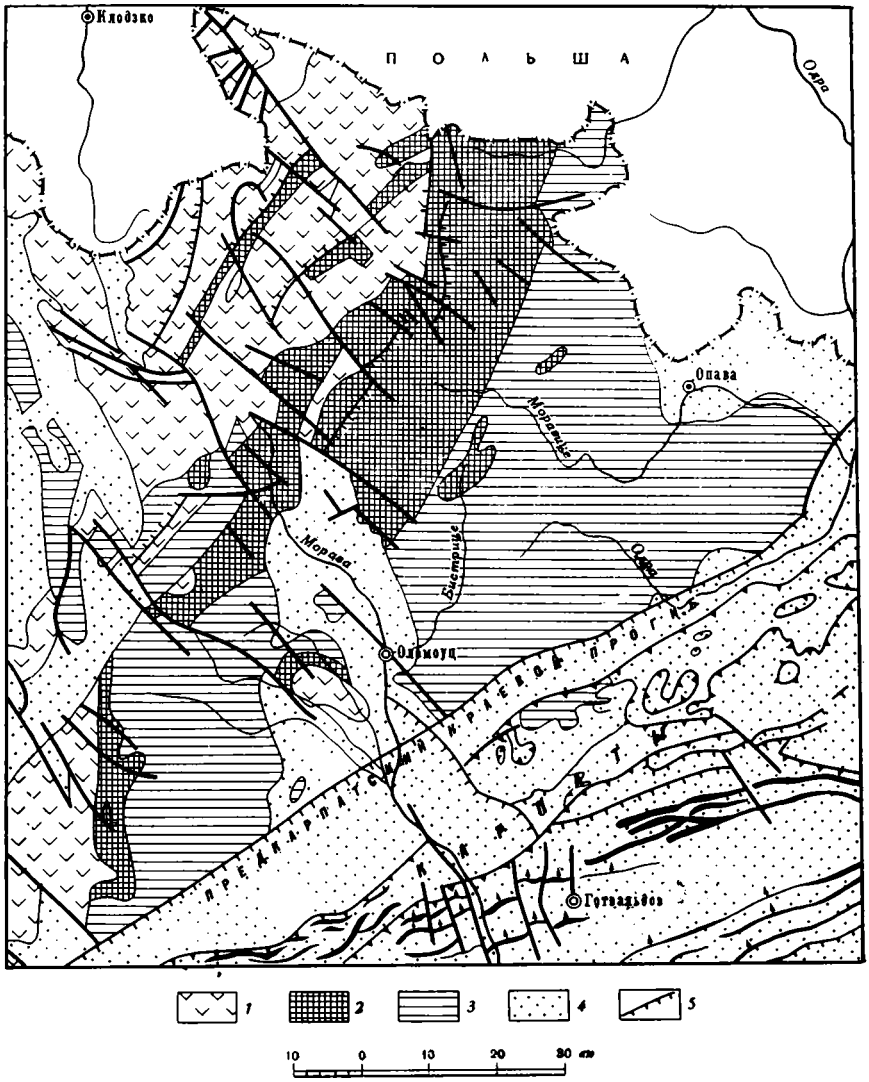
Вулканогенно-карбонатная формация с рудами типа Лан-Дилль развита и в Чехословакии, почти у самой границы с Польшей, на северо-западе Чешского массива, в так называемой Мораво-Силезской области («Моравия», по терминологии современных чешских геологов). В старой геологической литературе эта область иногда описывалась вместе с прилегающими на севере горными районами Польши под названием Восточных Судет.

Девонские отложения залегают здесь с размывом и резко несогласно на метаморфизованных породах верхнего рифея и образуют несколько полос почти меридионального простирания. Лишь в одном месте на плато Драгани под нижним девоном недавно были обнаружены верхнесилурийские граптолитовые сланцы (Skácel, 1964). Девонские породы наиболее восточной полосы, соответствующей хребту Низкий Есеник, в юго-восточном направлении погружаются под породы формации кульма нижнего карбона, а последние под неогеновые осадки краевого прогиба Западных Карпат (фиг. 26). И девонские, и нижнекаменноугольные отложения во время герцинского орогенеза были смяты в складки, нередко опрокинутые на юго-восток, и рассечены надвигами. Перемещение пород происходило в том же юго-восточном направлении.

Девонская трансгрессия надвигалась с севера-запада. Поэтому в крайних северо-западных выходах девон начинается наиболее древними слоями — кварцитами и конгломератами зигенского или жединского яруса. В более восточных полосах самые нижние слои девона относятся к кобленцкому ярусу. Выше конгломератов основания нижний девон представлен преимущественно мелководными терригенными породами. В их верхней части появляются первые покровы диабазов. Эйфельский век характеризовался максимумом развития вулканической деятельности. Состав вулканических пород преимущественно основной, но несколько меняется как в разных выходах девона, так и в вертикальном разрезе. Ф. Кретчмер (Kretschmar, 1917) в районе Оломоуцкого разлома отмечал постепенный переход от диабазов вверх по разрезу к диабаз-порфиритам, а затем к спилитам и спилитовым мандельштейнам. Выше эффузивы постепенно переходят в известковые глинистые туфы — шальштейны, которые сменяются мощной железорудной залежью. Мощность вулканической серии колеблется от 100 до 200 *м*.

По данным Ф. Барта (Barth, 1960), Х. Рослера (Rösler, 1962) и Б. Фойта (Fojt, 1962), в районе Штернберг — Горни Бенешов полоса среднедевонских отложений местами превышает 40 *км* в длину и 2,5 *км* в ширину. Она сложена главным образом вулканическими породами основного состава со значительным содержанием щелочей и преобладанием натрия над калием. Генетическая связь руд с вулканическими породами достаточно ясная.

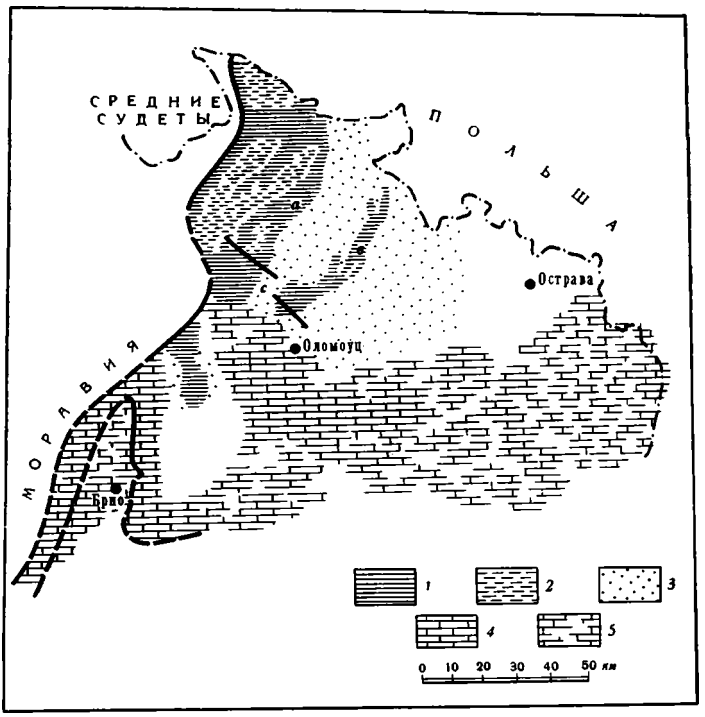
Обычно железные руды перекрываются разноцветными известняками с гониатитами, криноидеями, строматопорами, кораллами и брахиоподами. В других районах верхи среднего девона сложены темными битуминозными известняками или более глубоководными глинистыми шиферными сланцами, часто превращенными в филлиты.

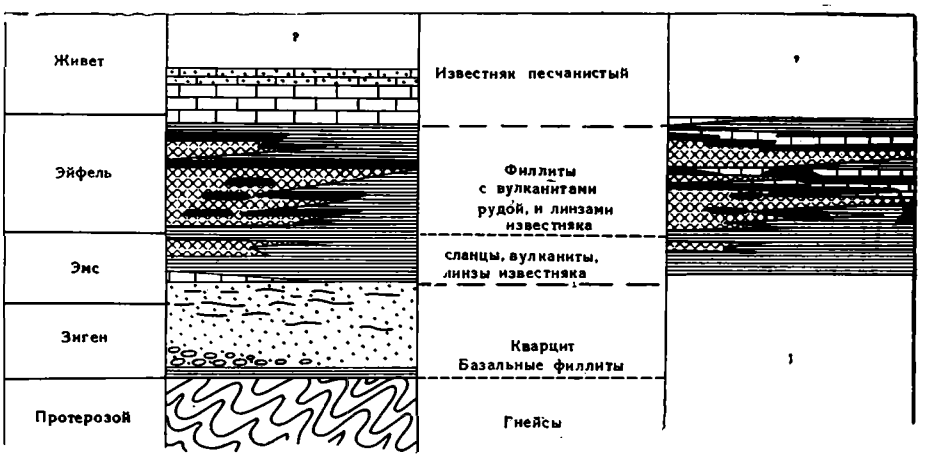


Фиг. 26. Схема распространения девонской вулканогенно-карбонатной формации на территории Моравии (по тектонической карте Чехословакии из книги «Тектоническое развитие Чехословакии», 1963)

1 — додевонский складчатый фундамент; *2* — девонская вулканогенно-карбонатная формация; *3* — формация «кульма» (нижний карбон); *4* — меловые и третичные отложения; *5* — нормальные сбросы

Верхний девон сложен преимущественно мелководными известняками. Однако затухание вулканической деятельности отмечается только в низах кульма (Skácel, 1964). По данным Х. Рослера и Ф. Барта (Rösler, 1960a; Barth, 1960), среди вулканических пород в небольшом количестве встречаются кератофиры и кварцевые кератофиры, но вейльбургиты, как и в Шлейцком троге, совершенно отсутствуют. Ж. Скацель (Skácel, 1964) считает, что появление в разрезе кератофиров наблюдается лишь к концу вулканической деятельности, а железорудные месторождения находятся во временной и пространственной связи с интенсивным основным вулканизмом среднего девона.

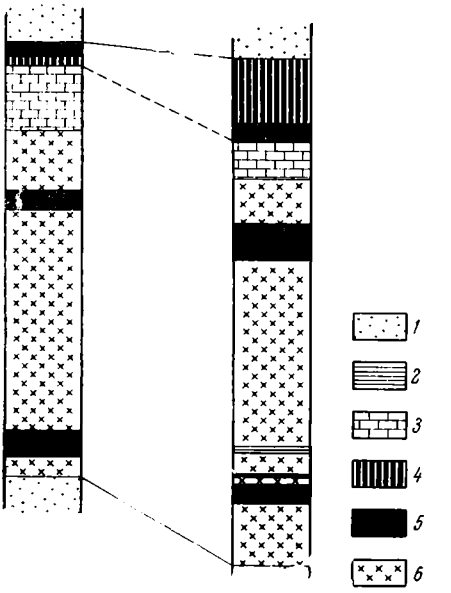




Фиг. 27. Распределение фаций девона в Моравии (Skácel, 1964)

1 — глубоководная фация; *2* — области, в которых эта фация денудирована; *3* — области, в которых она перекрыта более молодыми отложениями; *4* — шельфовая фация; *5* — области, в которых шельфовая фация размыта или перекрыта более молодыми отложениями. *a* — слои Врбно; *b* — зона Штернберг — Горни Бенешов; *c* — Верхнеморавская низменность. Внизу приведены литолого-стратиграфические колонки отложений нижнего и среднего девона в области Врбно (слева) и в зоне Штернберг — Горни Бенешов (справа)

Многочисленные месторождения и рудопроявления находятся главным образом в районе Штернберг — Горни Бенешов. Они развиты ьо всех трех полосах выходов среднего девона юго-восточнее Горни Бенешова. Чаще всего руды залегают на шальштейнах, развиты и внутри туфовой серии, но никогда не встречаются среди осадочных пород. Схема распространения фаций девона и литолого-стратиграфические



Фиг. 28. Соотношение пород и руд среднего девона в районе Горни Бенешов (Skácel, 1964)

1 — граувакки; *2* — сланцы; *3* — известняки; *4* — преимущественно хлорит-магнетитовая руда; *5* — преимущественно гематит-джеспилитовая руда; *6* — вулканические породы спилит-кератофировой серии

разрезы в районе «слоев Врбно» и в зоне Штернберг — Горни Бенешов приведены на фиг. 27 и 28 по Ж. Скацелю (Skácel, 1964). В противоположность месторождениям Шлейцкого трога залегание руд неправильное, но это зависит от последующей тектоники. Сами рудные тела образуют изолированные плоские линзы с наибольшей мощностью в центре. Выклинивание руды к краям линз постепенное. Размеры линз колеблются от нескольких десятков метров до 1 *км* (километровая длина отмечена только для пограничной, главной залежи, которая лежит на контакте вулканических и осадочных пород). Мощность руды варьирует от 2 до 6 *м*.

Восточнее долины р. Марха прослежены четыре полосы руд, причем наиболее западная из них, у Полейна, протягивается на 117 *м*. Три линзы магнетита мощностью от 1 до 4 *м* залегают внутри диабазовых туфов. Восточнее, по линии от Миделя к Шторцендорфу, несколько линз гематита с примесью магнетита имеют длину от 250 до 750 *м*, а мощность от 2 до 4,5 *м*. Местами мощность руды увеличивается до 16 *м*.

Еще восточнее в туфах основания среднего девона линзы гематит-магнетитовой руды имеют протяжение до 210 *м* при мощности до 8 *м*.

Ж. Скацель (Skácel, 1964) считает первичными рудными минералами гематит, железистые хлориты и магнетит. Эти минералы слагают наиболее распространенные типы руд. Сидерит развит в меньших количествах. В районах излияния кератофиров встречается пирит. Появление его, как и в других месторождениях руд типа Лан-Дилль, связано с изменением основности вулканических пород. Из нерудных минералов чаще всего встречаются кварц и кальцит, которые входят в состав известковых и кремнистых гематитовых руд. Последние количественно преобладают. Они залегают непосредственно на вулканических породах и вверх по разрезу постепенно переходят в известковый красный железняк.

Ж. Скацель (Skácel, 1964) выделяет десять типов руд и отмечает, что наиболее распространены первые четыре из них, которые можно объединить под названием гематит-магнетитовых:

1. «Джеспилитовая» руда, или кремнистый железняк. Это массивная, очень твердая гематит-магнетитовая руда с большим количеством ожелезненных лапчатых кристаллов кварца. Она не обладает слоистой текстурой и не является аналогом докембрийских джеспилитов в обычном понимании этого термина. Содержание железа около 30%, а кремнезема 30—54%. Этот тип присутствует во всех месторождениях и особенно в зоне Штернберг — Горни Бенешов.

2. Спекуляритовая слоистая руда с включением магнетита и мельчайшими распыленными в ней кристаллами кварца. Отношение железа

к кремнезему в ней равно 1 : 1. Содержание железа колеблется от 35 до 40%. Она развита в Горни Бенешове, Горни Животице и около Габова, переходя по простиранию в хлоритовые руды.

3. Массивная гематитовая руда, очень твердая, с бластами первичного магнетита. Небольшие неправильные линзы такой руды встречаются среди руд первого «джеспилитового» типа. Иногда в ней наблюдается сланцеватость. Содержание железа до 45%, кремнезема — 20%. Этот тип руд часто встречается в Медлове, Горни Бенешове и Лесковече.

4. Магнетитовая руда с гематитом. Встречается в виде неправильных гнезд и прослоев в «джеспилитовой» руде, но иногда образует и самостоятельные линзы. Ж. Петранек (Petránek, 1961) считает магнетит первичным минералом. Текстура руды массивная или слоистая. Содержание железа обычно в два раза больше, чем кремнезема. Магнетитовая руда развита в тех же районах, что и руда предыдущего типа.

5. Магнетит-лептохлоритовая руда массивной или слоистой текстуры. Магнетит образует линзообразные гнезда и прослои в железистых хлоритах. Содержание железа преимущественно выше, чем количество кремнезема. Руда всегда более или менее карбонатна. Содержание CaO доходит до 12%. Магнетит-лептохлоритовая руда встречается на месторождениях Бенков, Ридеч, Кралова, Лескович и Горни Бенешов.

6. Сидерит-лептохлоритовая руда с магнетитом, темно-серозеленого или коричневого цвета, состоит из переслаивания сидеритизированного железистого хлорита с магнетитом. Содержание железа довольно высокое и доходит до 55%. Содержание кремнезема — около 6%, окиси кальция — до 12%. Эта руда встречается во всех месторождениях, но в различных количествах. Наибольшего развития этот тип руд достигает в Медлове и Кралове.

7. Слоистая лептохлоритовая руда с включением магнетита часто встречается среди других типов. Содержание магнетита иногда увеличивается настолько, что руду можно назвать магнетитовой. Она содержит прослои туфов, фауну и включает иногда осадочные породы. Содержание железа в ней варьирует от 35 до 40%.

По существу три последних типа руд можно было бы объединить в один, так как основные компоненты — магнетит, железистые хлориты и карбонаты железа и кальция — присутствуют в них постоянно, различаясь лишь количественно. Возможно, что при выделении типов руд Ж. Скацель (Skácel, 1964) руководствовался тонкой микроскопией и химическим составом руд.

Изучая хлориты руд этих трех типов, Ф. Кретчмер выделил новые виды и назвал их «моравитом» и «вериднтом».

Ж. Скацель выделяет также два различных типа оолитовых руд:

8. Гематитовая оолитовая руда, состоящая из крупных (до 4 *мм* в диаметре) оолитов, сложенных гематитом и карбонатом, в карбонатном цементе с рассеянными чешуйками гематита. Эта очень плотная руда встречена только в одном месте на глубине 91,8 *м* юго-западнее рудника «Новая яма». Мощность руды не более 10 *см*.

9. Лептохлоритовая оолитовая руда, которая часто встречается среди известняков. Она состоит из оолитов с многочисленными концентрами гематита или сложена чередованием тонких корок хлорита, кварца, кальцита и гематита. В наружной оболочке оолитов развиваются крупные бласты магнетита. Ядра оолитов чаще всего сложены тонкокристаллическим кальцит-гематитовым агрегатом или карбонатизированными обломками фауны. Иногда ядра сильно гематитизированы или хлоритизированы. Основная масса руды представлена кальцитом или хлоритом.

10. Обломочная руда, широко развита во всех месторождениях. Она состоит из остроугольных обломков разных рудных минералов, ог-

дельных типов руд, кластического и карбонатного материала. Кроме того, встречаются карбонатизированные обломки фауны (криноидеи, строматопоры, кораллы).

Все обломки корродированы и различно ориентированы. Цемент обломков карбонатный или кварцевый. Иногда наблюдается примесь туфового материала. Руда обладает различной текстурой и размером обломков. Содержание железа изменчиво.

Кроме перечисленных разностей руд, в верхах главной залежи встречаются оруденелые известняки с содержанием железа до 28%. Ф. Кретчмер (Kretschmar, 1917) описал их как метасоматические образования. На нижнем контакте с рудой присутствуют в разной степени оруденелые туфы, замещенные гематитом или лептохлоритом. Последние бедны железом.

Таким образом, можно сделать вывод, что магнетит присутствует в разных количествах во всех типах руд, но он может быть первичным (в рудах первых четырех типов) или вторичным, образовавшимся по железистым хлоритам в процессе эпигенеза (в пятом, шестом и седьмом типах руд). Типы руд месторождений Моравии очень сходны с разностями руд, развитыми в Рейнских сланцевых горах или Гарце. Однако Х. Рослер (Rösler, 1962) отмечал, что в месторождениях Моравии руды гораздо богаче магнетитом и шамозитом, чем руды Тюрингии и Гарца. Магнетит развит почти во всех типах руд, содержание его достигает 30% и даже более.

Содержание железа в рудах очень изменчиво. В чистых гематит-магнетитовых рудах оно колеблется от 35 до 55%. Содержание кремнезема колеблется от 5 до 25%, но чаще составляет около 20%, а содержание фосфора — от 0,03 до 0,24%.

Лептохлоритовые руды, вероятно, благодаря включениям магнетита довольно богаты железом (35—40%). Железистые хлориты этих руд содержат очень мало (не более 1%) магния. Содержание органического углерода в хлорит-магнетитовых рудах около 1%.

Х. Рослер (Rösler, 1962) при изучении первичных магнетитовых и шамозитовых руд Врбно и Медлова пришел к выводу, что содержание малых элементов в них соответствует схеме Ф. Альбрехта (Albrecht, 1952), составленной для вулканогенных руд, гораздо лучше, чем данные по месторождениям Шлейцкого трога.

Анализируя типы руд по составу, текстурам и условиям залегания, можно видеть, что кремнистый гематит, связанный непосредственно с шальштейнами, образуется ближе к центру вулкана, чем слоистый известковый гематит или карбонатные «лептохлоритовые» руды с прослоями известняков и остатками фауны. Последний тип руд отлагался в понижениях рельефа, при восстановительных условиях, несколько дальше от центров вулканических аппаратов.

Оолитовые руды гематит-хлоритового или гематит-карбонатного состава, залегающие в известняках, скорее всего являются фацией, удаленной от вулканических очагов (Формозова, 1960, 1962).

Обломочные руды (Trummererze) встречаются часто и почти во всех месторождениях. Они содержат обломки всех указанных выше типов руд и пирокластический материал. Обломочные руды развиты не только в пограничной, главной рудной залежи, но также и среди туфов-шальштейнов. Ж. Скацель (Skácel, 1964) считает, что преимущественно хлоритовые обломочные руды имеют другой генезис, чем кремнисто-гематитовые. Однако скорее всего обломочные руды образовались при нарушении уже отложившихся рудных залежей внезапным новым извержением. Сортировку обломков и окисленный гематитовый состав руд можно объяснить последующим перерывом.

Разрез среднедевонских отложений рудоносных районов Моравии

очень близок известным нам разрезам в районах мульд Лан и Дилль, в Рейнских сланцевых горах и в Шлейцком троге. Эйфельские железные руды здесь также генетически связаны с основными богатыми щелочами туфами и лавами и постепенно переходят в известняки и шиферные сланцы. Таким образом, принадлежность руд и вмещающих их пород к вулканогенно-карбонатной формации не вызывает сомнений. Приведенные факты позволяют сделать вывод о генезисе руд и относить их к рудам типа Лан-Дилль. Ф. Барт (Barth, 1960) и А. Циссарц (Cissarz, 1957) защищают эксгалятивно-осадочное происхождение этих руд.

Х. Рослер (Rösler, 1962) и А. Даве (Dave, 1963) считают, что в образовании руд принимали участие, главным образом, гидротермы. По Б. Фойту (Fojt, 1962), руды формировались в два этапа: сначала эксгаляционным путем, а потом, при изменившейся температуре, главную роль играли гидротермальные процессы.

Кремнисто-карбонатные формации

Кремнисто-карбонатные формации входят в большую группу геосинклинальных рудоносных вулканогенно-карбонатных формаций. Парагенез их пород близок комплексу пород, слагающих описанные выше формации в девоне Центральной Европы. Осадочные члены формации представлены известняками, мергелями, сланцами и известковистыми песчаниками, а вулканические породы крайне разнообразны по основности, но всегда обладают повышенной щелочностью. Наиболее распространены лавы и туфы спилитов и щелочных диабазов. Однако кремнисто-карбонатные формации обладают характерными особенностями и могут быть выделены в самостоятельную подгруппу. В них настолько широко развиты различные кремнистые породы (яшмы, фтаниты, кремнистые сланцы и кремнистые известняки), что они являются ведущим членом парагенеза и придают формации особый облик. Руды, связанные с кремнисто-карбонатными формациями, образовывались в некотором удалении от центров вулканической деятельности и не связаны непосредственно с лавами и туфами. Положение рудных тел и их минеральный состав ясно отличаются в этом отношении от описанных выше руд, связанных с вулканогенно-карбонатными (менее кремнистыми) формациями. Эти особенности лучше всего будут видны при описании отдельных наиболее характерных районов развития кремнисто-карбонатных формаций. Такие формации встречаются в эвгеосинклиналях довольно часто (Турция, Албания, Альпы и Апеннины, Южная Америка и Япония). Однако не все эти вулканогенно-осадочные формации рудоносны. Месторождения железа встречаются в таких формациях лишь при определенном комплексе условий, от которых зависит их формирование. Даже небольшие изменения в характере и количестве осадочного материала, в составе магмы и количестве вулканногенного кремнезема оказывают влияние на рудоносность формаций.

Примером рудоносных кремнисто-карбонатных формаций могут служить триасовые отложения района г. Вареша в Югославии и фаменские отложения Атасуйского района в Центральном Казахстане.

Вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация Динарид в Югославии

Складчатая система Динарид Югославии, продольной цепочкой надвинутых к юго-западу палеозойских массивов, отчетливо делится на две зоны: внешнюю и внутреннюю. Внешняя зона Динарид прилегает к берегам Адриатического моря, а внутренняя расположена к северо-востоку и востоку от палеозойских массивов.

Кремнистые вулканогенно-осадочные формации широко развиты в триасе, юре и в мелу внутренней зоны Динарид, которая на протяжении почти всего мезозоя характеризовалась сильной магматической активностью. Внешняя зона Динарид беднее вулканическими породами, однако они встречаются и здесь в среднем триасе.

До начала пятидесятых годов эти вулканогенно-осадочные комплексы были изучены еще слабо. Чаще всего их относили к нижнему и среднему триасу. Они описывались под названием сланцево-роговиковой «фации» или зоны (Pilger, 1939а, б). Несколько позднее их стали выделять как диабазово-роговиковую формацию, связывая ее возникновение с начальным магматизмом в геосинклинальной области Динарид (Marić, 1963).

Однако, когда началось изучение стратиграфического положения и состава вулканических пород Динарид, Б. Чирич (Čirić, 1954) указал на существование в Динаридах трех разновозрастных комплексов вулканогенно-осадочных пород.

Триасовый комплекс он назвал «порфиритово-кремнистой серией», применяя термин «серия» в связи с приуроченностью этих отложений лишь к одному ладинскому ярусу. По данным других авторов этот комплекс охватывает и часть анизийского яруса, а по А. Пильгеру (Pilger, 1942), даже местами и карнийский ярус.

Второй коплекс Б. Чирич выделил под названием «диабазово-роговиковой формации». Он развит только во внутренних Динаридах, лежит на известняках верхнего лейаса и перекрывается известняками титона, т. е. относится к средней и низам верхней юры. Вулканические породы этого комплекса преимущественно основные: диабазы и спилиты. В нем присутствуют габбро и серпентиниты.

Третий комплекс назван Б. Чиричем «андезито-кремнистой серией» и приурочен к верхнему мелу. Состав пород, свойственный выделенным комплексам, показан в I томе монографии, фиг. 6.

Предложенные названия привились не сразу. С. Карамата (Karamata, 1958) считал, что возраст «диабазово-кремнистой формации» может быть триасовым или юрским. Р. Иованович (Jovanović, 1960) называл «диабазово-кремнистой формацией» не юрские, как предлагал Б. Чирич, а среднетриасовые вулканогенно-осадочные породы района г. Вареша. Даже в путеводителе: «Геологические проблемы Динарид» (1967, стр. 39) «диабазово-кремнистая формация» отнесена к ладинскому ярусу.

В более поздних работах Б. Чирич (Čirić, 1960а, б, 1961), а также Б. Чирич и С. Карамата (Čirić, Karamata, 1960) отмечали, что выделенные вулканогенно-кремнистые комплексы, несмотря на некоторые различия, обладают общими характерными чертами и, в общем, аналогичны.

Между тем в отношении рудоносности они различны. Все железорудные месторождения района г. Вареша приурочены только к триасовой формации. С ней же связано марганцевое месторождение Чевляновичи и колчеданно-баритовое Воровица. Юрская и меловая вулканогенно-кремнистые формации руд такого типа не содержат.

Для наших целей необходимо выяснить причину этого различия. По нашему мнению, она заключается в особенностях состава вулканических и осадочных пород рассматриваемых формаций.

Вулканические породы триасовой формации очень разнообразны (спилиты, диабазы, кератофиры, порфириты, реже — риолиты и кварц-кератофиры), но в общем имеют спилито-кератофировый состав (Karamata, 1960б), а, по выражению И. Памича (Pamić, 1967, стр. 32), «экстраординарно-щелочной характер». Характерны шаровые лавы и многочисленные прослои туфов, часто известковистых.

Среди осадочных пород формации так же широко, как кремнистые,

развиты карбонатные породы: известняки, мергели, известковые сланцы и кремнистые известняки. Это типично вулканогенная кремнисто-карбонатная формация.

Юрские вулканические породы, среди которых преобладают лавы, имеют более основной характер. Состав осадочных пород меняется. Исчезают известняки и мергели. Вместо них с вулканическими и кремнистыми породами переслаиваются глинистые сланцы, песчаники, конгломераты и брекчии.

В верхнемеловой «андезит-кремнистой серии» известняки и мергели встречаются, но состав влуканических пород не щелочной, а руды отсутствуют, как и в юрской формации.

Это сравнение показывает, что для образования железных руд в вулканогенных кремнисто-карбонатных формациях необходимо сочетание подводного щелочного вулканизма и карбонатонакопления. Руды образовывались в таких формациях на некотором отдалении от центров вулканической деятельности (а не близ вулканов, как в менее кремнистых карбонатных формациях). В случае отсутствия или слабого развития известняков и несколько иного характера вулканизма поступающее железо осаждалось не быстро и концентрированно, а медленно «размазывалось», придавая красный цвет породам.

При андезитовом характере вулканизма железа было недостаточно для образования месторождений.

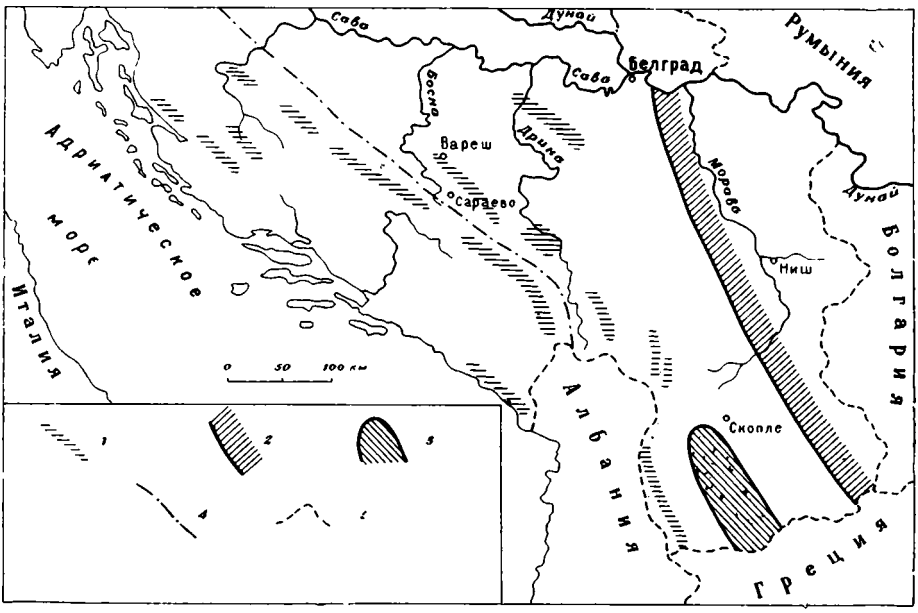
«Порфиритово-кремнистую серию» Б. Чирича правильнее называть вулканогенной кремнисто-карбонатной формацией. Ниже она описывается на примере триасовых отложений Динарид в районе г. Вареша в восточной части Средней Боснии.

Динариды, как и большинство складчатых систем Альпийского пояса, испытали геосинклинальное развитие еще в рифее и палеозое. В конце карбона и начале перми на их территории произошла складчатость, сопровождавшаяся поднятием, а на востоке Динарид и внедрением интрузий. Б. Чирич и Г. Гертнер (Čirić, Geartner, 1962) отрицают в Динаридах герцинскую складчатость, однако их выводы не обоснованы. В разрезах палеозойских массивов Динарид наиболее молодые слои принадлежат среднему карбону. Они трансгрессивно и несогласно перекрываются конгломератами и песчаниками самых верхов перми или нижнего триаса. При этом породы, лежащие ниже конгломератов, резко отличаются от вышележащих по степени метаморфизма и интенсивности дислокаций. Следовательно, в конце карбона территория Динарид испытала складчатость и поднятие, стала сушей и подверглась размыву. С конца перми началась регенерация геосинклинального режима. Формирование новых прогибов сопровождалось опусканием блоков по разломам, которые и явились подводящими каналами для вулканической деятельности в среднем триасе. Триасовый вулканизм является начальным. Площадь распространения вулканогенной кремнисто-карбонатной формации измеряется многими тысячами квадратных километров, но мощность не превышает 300 *м*. Она подстилается терригенно-карбонатной формацией нижнего триаса, а покрывается известняками верхнего триаса — лейаса. Площади выходов ее на поверхность показаны на фиг. 29.

Осадочные породы в большинстве разрезов формации преобладают. Они представлены красными и серыми известняками, известковистыми, кремнистыми и глинистыми сланцами, известковистыми песчаниками, мергелями и кремнистыми известняками.

Известняки и мергели постоянно переслаивают песчаники и сланцы. Известняки с примесью сидерита постепенно переходят в глинистые сидериты рудных залежей. Наблюдаются также переходы известняков в туфы, красные железняки, а на контакте с эффузивами — в чистые

доломиты. Грубые желваковые или почковидные известняки, переслаивающие руду или замещающие ее по простиранию, очень сходны с краменцельскими известняками, которые являются кровлей руды в некоторых месторождениях Рейнских сланцевых гор. Во многих работах югославских геологов эти известняки названы «краменцельскими», несмотря на то, что речь идет об отложениях не девонского, а триасового возраста.



Фиг. 29. Распространение вулканогенной кремнисто-карбонатной формации триаса в пределах Югославии.

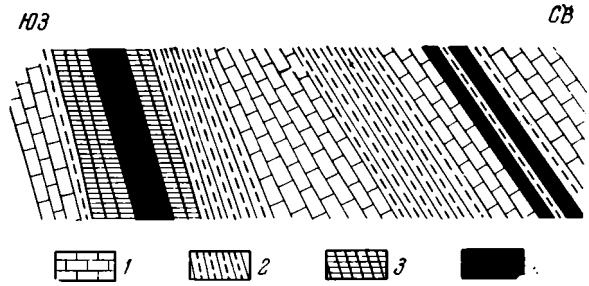
1 — зоны выходов на поверхность пород формации; *2* — древние кристаллические породы Сербо-Македонского массива; *3* — древние кристаллические породы Пелагонийского массива; *4* — граница внутренних и внешних Динарид; *5* — государственные границы

Обязательным членом формации являются широко развитые кремнистые породы: яшмы, роговики и кремнистые сланцы. Количественно кремнистые породы в районе г. Вареша развиты значительно шире, чем в Рейнских сланцевых горах или в Гарце. Зеленые, красные и коричневые яшмы, пронизанные рудными жилками (до 8—15 *см*), образуют характерный стратиграфический горизонт (до 15 *м* мощности), часто подстилаясь кремнистым и известковым туфом.

Они всегда залегают на периферии и в кровле покровов вулканических пород и почти всегда присутствуют в разрезах железорудных месторождений. Часты переходы яшм в кремнистые гематитовые руды. Иногда кремнистые сланцы и роговики лежат прослоями в известняках и сланцах (фиг. 30). А. Циссарц (1958, стр. 62) подчеркивает, что кремнистые породы не являются обломочными, а состоят из халцедона и опала. Происхождение этого материала он связывает с подводным геосинклинальным вулканизмом и говорит, что «выделение больших количеств кремнезема характерно для первичного вулканизма всех геосинклинальных областей».

Насыщенность формации вулканическими породами в разных районах различна. Особенно много их в основании формации, но вообще вулканические породы встречаются вплоть до верхних ее границ. Вулканические породы хлоритизированы и кальцитизированы.

В работах С. Караматы (Karamata, 1958 и 1960а, б) отмечается, что триасовые вулканические породы района г. Вареша можно разделить на две вертикальные зоны. В нижней зоне мощностью около 200 *м* преобладают лавы подушечной текстуры основного или среднего состава. Эти лавы содержат повышенное количество щелочей и по составу могут быть названы спилитами. Выше располагается зона туфов. Преобладают светло-зеленые слоистые туфы основного и среднего состава, сложенные кальцитом, халцедоном, хлоритом и альбитом. Часто в туфовой массе встречаются вулканические бомбы до нескольких десятков сантиметров и даже до 1 *м* в диаметре. Это очень напоминает рудоносные фации вулканогенных пород Рейнских сланцевых гор.



Фиг. 30. Положение яшм в мергелистых известняках Иоганек-Тале (Katzer, 1926)

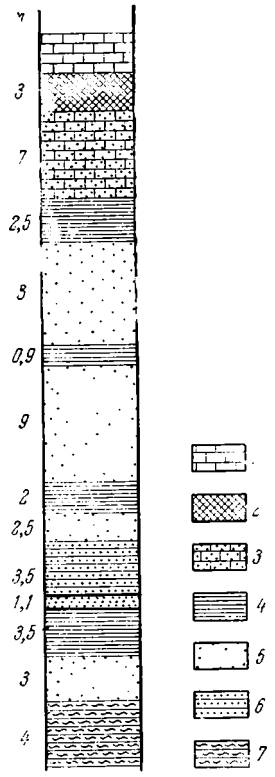
1 — мергелистые известняки; *2* — кремнистые известняки; *3* — зеленые яшмы, *4* — красные яшмы и кремнистые железняки

Типичные анализы вулканических пород формации приведены в табл. 15. Интересно присутствие значительных количеств кальцита, что сближает эти породы с вулканитами рудоносной формации Рейнских сланцевых гор.

Таблица 15

Состав вулканических пород формации в районе месторождения Вареш (в %) (Karamata, 1960; Pamić, 1962)

Компоненты	Спилиты			Бомба из туфа верхней зоны вулканической серии	Диабазово-спилитовая подушечная лава	Кератофир
	лава нижней зоны вулканической серии	альбитизированная лава				
SiO_2	47,70	48,37	45,57	43,38	40,36	60,77
TiO_2	0,70	0,97	0,63	0,57	0,73	0,60
Al_2O_3	14,52	15,85	20,64	12,42	14,12	19,19
Fe_2O_3	3,40	3,72	3,16	10,02	4,10	2,28
FeO	4,34	5,71	2,48	1,22	3,06	1,59
MnO	0,10	0,12	0,17	0,12	0,10	0,08
MgO	5,87	8,77	3,47	6,15	5,86	3,38
CaO	13,31	6,56	8,86	12,05	15,51	1,93
Na_2O	3,42	3,99	4,39	2,57	2,16	6,02
K_2O	1,11	0,80	1,61	1,19	0,77	0,86
Сумма щелочей	4,53	4,79	6,00	3,76	2,93	6,88
P_2O_5	0,37	0,21	0,13	0,30	0,20	0,19
CO_2	3,05	1,17	5,86	6,93	8,06	0,27
HO_2^+	2,33	3,57	1,96	2,61	4,59	2,23
H_2O^-	0,42	0,64	0,37	0,79	0,45	0,49
Сумма	100,64	100,45	100,30	100,32	100,07	99,88



Фиг. 31. Разрез рудных слоев на месторождении Потоци (Katzer, 1926)

1 — железистые известняки; *2* — гематитовая руда; *3* — «краменцельский известняк»; *4* — сидеритовые битуминозные сланцы; *5* — пелосидериты с баритом и пиритом; *6* — железистые известково-глинистые сланцы; *7* — сланцы с растительными остатками

Железные руды распространены в районе г. Вареша очень широко и являются неотъемлемой частью парагенеза пород формации. Вне ее руды не встречаются. Множество мелких месторождений имеется и за пределами района г. Вареша. В районе г. Вареша это обычно пластовые залежи, длиною до 400 *м* и мощностью до 60 *м*, включая безрудные прослои. Такая мощность наблюдается на месторождении Смрека. На месторождении Дрозковец она равна 40 *м*, на месторождении Потоци — 46 *м*. Месторождение Пржици прослеживается на поверхности на 100 *м* при мощности руды от 30 до 43 *м*. Месторождение Смрека — Дрозковец — Слатина — Саски — Дол по существу является одним, но тектонически разорванным рудным телом. Руды Дрозковец надвинуты на руды Смрека, вследствие чего мощность их увеличена более чем вдвое против нормальной.

Руда большей частью лежит на глинистых сланцах с прослоями известняков и постепенно переходит в них по простиранию. Рудное тело кроется обычно известняками небольшой мощности (до 50 *м*) с прослоями пестрых сланцев. В качестве типичного можно привести разрез месторождения Потоци (фиг. 31). На глинистых сланцах подошвы руды лежит пласт (23,6 *м*) тонкозернистого темного сидерита с примесью барита и тонкой вкрапленностью пирита. Сидерит разделен пачками глинистых сланцев. Общая мощность руды и сланцев равна 33,5 *м*.

Далее идут битуминозные сланцы (2,5 *м*), а затем краменцельские известковые сланцы, на которых лежит гематитовая залежь (типа Лан-Дилль). Ее мощность здесь равна 3 *м*, но в других местах она достигает 30 *м*. В гематитовой залежи встречаются прослои обогащенных марганцем руд и кремнистых пород.

Такой тип разреза не стандартен, хотя, по-видимому, преобладает. В северо-западной части месторождения Смрека в связи с иными условиями образования гематитовые руды мощностью до 30 *м* с прослоями черной марганцевой руды (Mn до 10%) слагают не верхнюю, а нижнюю половину залежи, сменяясь вверх по разрезу известковым и глинистым сидеритом. На месторождении Дрозковец преобладают гематитовые руды, переслоенные яшмами и кремнистыми сланцами (фиг. 32). В других случаях наблюдается многократное переслаивание гематита с глинистым сидеритом, а в средней части залежи или в ее кровле встречаются еще залежи бурого железняка. В месторождении Брецик развиты только сидерит и бурый железняк, а в Пржици, наоборот, сидерита нет, но наблюдаются разные типы красного железняка и немного бурого. Часто можно наблюдать фациальные переходы и замещения одних типов руд другими. Таким образом, строение рудных залежей разнообразно, хотя они сложены небольшим количеством типов руд (Katzer, 1926).

По литологическому и минералогическому характеру руды близки девонским рудам Рейнских сланцевых гор, но соотношения рудных минералов различны. Это связано с иными условиями во время их осаждения и с последующим перераспределением минералов. В некоторых районах они сильно метаморфизованы, особенно к югу от г. Вареша в зоне надвига. Однако встречаются слабо метаморфизованные первичнослоистые руды.

Таблица 16

Состав сидеритовых руд Вареша

Компоненты	Смрека		Дрозковец		Брецик
Fe	37,24	35,84	38,89	33,08	37,24
Mn	3,54	3,28	3,80	3,18	2,56
SiO_2	8,36	4,58	4,10	13,60	7,44
$BaSO_4$	2,78	2,04	1,42	2,62	2,65
CaO	0,62	3,16	0,67	0,61	0,35
MgO	0,80	2,96	1,47	1,51	0,02
Al_2O_3	1,20	1,59	0,84	1,56	2,65
S	1,20	1,00	0,33	0,69	0,47
P	0,20	0,20	0,016	0,018	0,02

Сравнение состава сидеритовых руд шальштейновой и кремнисто-сланцевых формаций

Компоненты	Зауэрлянд					Караджал		Вареш				
$FeCO_3$	83,41	63,15	87,68	77,26	71,05	71,20	50,62	77,14	74,24	80,56	68,52	77,14
$CaCO_3$	7,73	30,43	6,41	10,30	14,46	—	11,60	1,10	5,64	1,20	1,09	0,62
$MnCO_3$	0,92	0,73	0,56	0,31	0,87	7,64	6,48	7,40	6,86	7,94	6,63	5,35
$MgCO_3$	8,35	4,20	7,75	5,89	7,93	6,83	5,71	1,66	6,19	3,07	3,16	—
Al_2O_3	0,05	0,22	0,41	0,76	0,04	1,90	1,50	1,20	1,59	0,84	1,56	2,65
SiO_2	0,96	0,81	0,74	6,60	0,96	8,10	19,10	8,36	4,58	4,10	13,60	7,44

Выделяются следующие четыре основных типа руд.

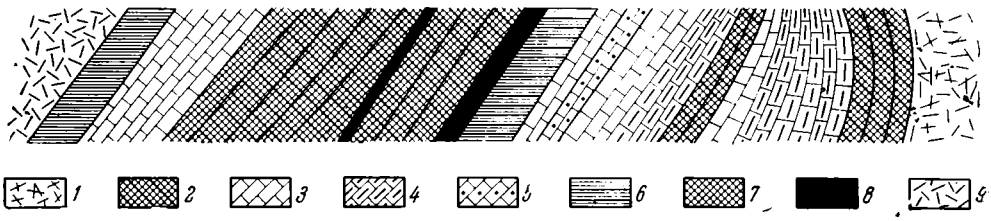
1. Наиболее распространены сидеритовые руды. Чистые крупнозернистые сидериты редки. Большей частью развиты так называемые «пелосидериты» — плотная тонкозернистая желто-серая или синевато-серая порода, содержащая, кроме сидерита, кальцит, хлориты, глинистые минералы, линзочки барита, конкреции пирита и похожая внешне на битуминозный известняк. Во многих местах пелосидерит, может быть, следует называть сидеритовым известняком. В нем всегда содержится в небольшом количестве галенит, сфалерит, халькозин. А. Циссарц (1958) считает барит рудных залежей первичноосадочным минералом. Табл. 16 показывает, что сидерит Вареша и Караджала отличается от сидерита Зауэрлянда высоким содержанием марганца и кремнезема.

2. Широко развиты красные железняки, которые часто связаны переходами с сидеритами или включены в виде прослоев в мощные сидеритовые залежи. Красные железняки часто переходят в кремнистые руды, содержащие барит, или в красные яшмы, а также в «краменцельские» известняки. Красные железняки тонкослоисты. Слоистость, как и в рудах Лан-Дилльских месторождений, образована полосами, более богатыми гематитовыми чешуйками в глинисто-серицитовой массе и ме-

нее богатыми ими. Как и в этих месторождениях, в рудах Вареша изредка встречаются гематитовые оолиты. Красные железняки содержат примесь малахита и азурита.

3. В небольшом количестве встречаются бурые железняки в виде плотного лимонита, желтой охры или «бурой стеклянной головы». Наблюдается также пористый «туфовый» или «ячеистый» бурый железняк. Отмечены стильпносидерит и гетит.

4. Наконец, иногда встречаются стально-серые или черные руды, богатые марганцем (около 10%), лежащие неправильными линзами в гематитовых рудах.



Фиг. 32. Разрез через рудную залежь месторождения Дрозковец (Katzer, 1926)

1 — брекчия трения, выполняющая трещину; *2* — красный железняк; *3* — пелосидерит; *4* — он же с баритом; *5* — сидерит с гематитом; *6* — бурый железняк; *7* — сланцевый красный железняк; *8* — кремнистый гематит и яшма; *9* — желваковый известняк (ячеистый)

Химический состав руд приведен в работе Л. Н. Формозовой (1963б).

Краткое описание типов руд района Вареша показывает, что от руд Рейнских сланцевых гор они отличаются более широким развитием сидерита с повышенным количеством марганца (до 8% $MnCO_3$) и почти полным отсутствием руд с преобладанием магнетита или хлорита.

По условиям залегания они отличаются от руд Лан-Дилля тем, что не подстилаются непосредственно вулканическими породами, а лежат на их простирании в толще кремнистых пород (вулканогенных по генезису).

Все перечисленные особенности руд Вареша сближают их с описываемыми ниже верхнедевонскими железо-марганцевыми рудами Караджала и других месторождений Центрального Казахстана. Там также широко развита карбонатная закисная фация руд, практически отсутствуют хлориты, развиты горизонты железо-марганцевых руд, и рудные залежи лежат на простирании вулканических пород, но не подстилаются ими.

Возможно, что все эти особенности связаны с выделением очень больших количеств вулканогенного кремнезема.

Кроме месторождений красных железняков и сидеритов, с этой формацией связаны баритово-колчеданные месторождения Воровица (в 10 *км* от Вареша). Баритовая залежь с пиритом, мельниковитом, марказитом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом лежит в известняках описываемой формации. Барит, по А. Циссарцу (1958), является «типично осадочным баритом Мегген», а пирит обладает всеми признаками, характерными для месторождения Раммельсберг. Рядом с колчеданными встречаются еще и мелкие свинцово-цинковые месторождения. Все эти рудные тела пластовой формы, слоистые, сопровождаются яшмами и роговиками, хотя и не связаны непосредственно с вулканическими породами.

Для пород формации характерно повышенное содержащие марганца. Постоянно отмечается также повышенное содержание в породах формации фосфора (местами до 20% P_2O_5), но промышленных концентраций его не обнаружено. Необходимо отметить широкое развитие в по-

родах формации хемогенного кремнезема (халцедона). Он входит в цемент песчаников, в состав сланцев, известняков и образует самостоятельные прослои. Наконец, характернейшим признаком формации является большое количество кальцита в породах, которое уменьшается только в их кремнистых разностях. Кальцит входит в цемент песчаников, присутствует в сланцах и вулканических породах, не говоря уже о прослоях известняков и мергелей.

Генезис руд доказывается для района Вареша труднее, чем для руд в мульдах Лан-Дилль, так как вулканические породы в самих рудных горизонтах пока не найдены. Руды никогда не лежат непосредственно на мощных толщах туфов — шальштейнов. Однако серьезным подтверждением в пользу вулканогенно-осадочного генезиса руд является постоянное присутствие в них прослоев роговиков и яшм. Связь этих пород с подводным вулканизмом сейчас признается всеми геологами. Распространение кремнистых пород внутри формации неравномерно, но особенно много их вблизи вулканических пород, а также внутри рудных залежей. Кремнистые породы служат как бы «связующим звеном» между рудой и эффузивами.

Интересно, что в районе Сельяк — Зарудье небольшие слои гематитовых руд встречаются среди мощных яшм вблизи лавовых покровов. Близ с. Брецик и Дикницы можно видеть кремнистую гематитовую руду на периферии выходов эффузивов. Наблюдаются выделения гематита и между подушками самих эффузивов.

Таким образом, подводные основные и средние излияния в районе Вареша сопровождались рудообразованием. Об этом говорит присутствие в руде туфовых известняков, богатых хлоритом и похожих на шальштейны Рейнских сланцевых гор. Связь с эксгаляциями подтверждается присутствием в рудах барита, меди, свинца и цинка, т. е. таких компонентов, которые в железных рудах нормально-осадочного генезиса практически отсутствуют. Палеогеографическая обстановка также позволяет связывать руды с подводным вулканизмом. Они отлагались в осевой части триасового геосинклинального прогиба и находятся на расстоянии не менее 150 *км* от ближайшей береговой линии, проходившей на востоке вдоль полосы кристаллических сланцев Сербо-Македонского массива. А. Пильгер (Pilger, 1939a) пишет, что породы формации образовались на значительном расстоянии от побережья, а ближе к берегу, в выходах триаса, никаких руд нет. Следовательно, источником рудных растворов не могло являться континентальное выветривание. Об этом говорит и характер климата нижнетриасовой эпохи на территории современной Европы. В Динаридах Северо-Западной Югославии, в Австрийских Альпах, в Баварии, Лотарингии и Эльзасе, на юго-западе Франции и в Испании в составе отложений нижнего и среднего триаса имеются залежи каменной соли и ангидрита. В Тюрингии и в других районах ГДР и ФРГ развиты континентальные отложения триаса, для которых доказано пустынное происхождение (Жинью, 1952, стр. 257). Следовательно, климат нижнего триаса в Центральной Европе был аридным. При таком климате процессы выветривания на суше развиваться не могли, а следовательно, не могли поступать в море и растворы железа, образование которых связывается с континентальным выветриванием в условиях гумидного климата.

Удаленность зоны месторождений от древней береговой линии и приуроченность ее к осевой части триасового прогиба Динарид позволяет предполагать, что руды отлагались на значительной глубине. Это подтверждается присутствием среди руд пород, очень сходных с теми, для которых в Рейнских сланцевых горах доказано батиальное происхождение («краменцельские» известняки). Остатки фауны в рудоносных породах также не противоречат предположению об их глубоководности.

Они принадлежат либо плавающим животным (аммониты), либо глубоководным пелециподам из родов *Daonella* и *Halobia*. Присутствие в рудоносных породах прослоев и пачек песчаников в свете современных океанографических исследований не может рассматриваться как признак мелководности их отложения.

Все приведенные черты сходства ясно показывают, что в Рейнских сланцевых горах и в Динаридах развиты близкие геосинклинальные формации, для которых характерно терригенно-карбонатное сравнительно глубоководное осадконакопление и подводный вулканизм с основными или средними лавами повышенной щелочности. Это решает вопрос о генезисе руд однозначно. Руды Вареша, как и руды Лан-Дилля, принадлежат к той же группе вулканогенно-осадочных формаций и имеют эксгаляционно-осадочное происхождение. Разобщенность руд и вулканических пород в районе Вареша объясняется тектоническими и геохимическими особенностями бассейна. Воды его придонных частей имели, по-видимому, более низкие значения pH, и потому осаждение из рудных растворов соединений железа происходило не сразу на поверхности лав и туфов, как в Лан-Дилле, а на некотором удалении от них.

Вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация Центрального Казахстана

Близкая описанным в предыдущих главах ассоциация пород развита в верхнем девоне Джаильминской мульды и некоторых других наложенных мульд западной части Центрального Казахстана. В этой ассоциации пород развиты не только железные, но также марганцевые и бедные сульфидные полиметаллические руды. По поводу их генезиса высказывались разнообразные точки зрения, но по мере накопления новых данных все большее количество геологов убеждается в справедливости гипотезы их вулканогенно-осадочного происхождения. Впервые она была высказана еще в 1938 г. Н. А. Штрейсом, а развита Н. С. Шатским (1954) и Е. А. Соколовой (1954, 1958). Как и в описанных ранее случаях, руды здесь связаны с вулканогенно-карбонатной формацией, однако условия образования ее были иными, чем и определилось большое своеобразие парагенезов пород и рудообразования.

Эта формация была детально изучена Е. А. Соколовой (1954, 1958; Падве, Соколова, 1956; Соколова, Ботвинкина, 1965). В последние годы ее рудам были посвящены монографии Д. Г. Сапожникова (1963), В. В. Калинина (1965) и сборник, составленный сотрудниками Лаборатории осадочных полезных ископаемых Министерства Геологии СССР (Марганцевые и железорудные концентрации Джаильминской мульды, 1966).

Стратиграфия и палеогеография рудоносных отложений, а также генезис руд описывались многими казахстанскими геологами (Вейц, 1944; Каюпова, 1960а, б, 1961, 1962, 1963; Новохатский, 1960; Островская, 1960; Садыков, 1960, 1966).

Краткая характеристика кремнисто-карбонатной формации Центрального Казахстана необходима для сравнения ее с другими близкими формациями вулканогенно-карбонатной группы, содержащими руды иного состава. Сопоставляя особенности вулканизма и парагенезов пород формаций, в которых возникли железо-марганцевые руды, и формаций, в которых возникли только железные руды, можно выяснить условия, при которых эти металлы в вулканогенно-осадочном процессе концентрировались совместно и при которых их руды формировались раздельно.

Палеозойское развитие Центрального Казахстана не везде одинаково. В юго-восточной его части, прилегающей к северных берегам оз. Балхаш, каледонской складчатости не было. Геосинклинальное раз-

витие продолжалось непрерывно от допалеозойских времен до конца карбона. Девон залегает согласно на силуре и сложен мощной (до 6—7 *км*) однообразной толщей зеленых песчаников и алевролитов, которым подчинены прослои известняков и вулканических пород в меняющихся количествах. Вулканических пород особенно много в верхах девона и низах карбона, но руд в этом районе нет.

К юго-западу и западу от оз. Балхаш палеозойское развитие носило другой характер. Здесь резко и в несколько приемов проявилась каледонская складчатость. В результате этого по южной и западной окраине Центрального Казахстана силурийские отложения вообще отсутствуют. Ближе к Балхашу они сохранились, но в конце силура были интенсивно дислоцированы.

Началу, а иногда и всему нижнему девону на всей этой территории соответствовало время поднятий и перерыва в накоплении осадков. Затем с конца нижнего или начала среднего девона в континентальных условиях начали развиваться крупные и мелкие мульды. Н. С. Шатский (1938) в зависимости от отношения к структурам каледонского фундамента разделял их на «унаследованные» и «наложенные». Разрез их, как и наложенных мульд Горного Алтая, начинается толщей эффузивов, переслоенных континентальными красноцветными породами преимущественно грубого состава. Мощность ее в разных мульдах от нескольких сот метров до 5—6 *км*. Судя по растительным остаткам, эта толща относится к среднему девону и франскому ярусу верхнего девона. В некоторых мульдах отложения франского яруса отличаются от среднедевонских и представлены толщей красноцветных песчаников со сравнительно небольшим количеством эффузивных пород. Последние относятся к кислым и отчасти средним породам. Это кварцевые и бескварцевые порфиры, альбитофиры, а в подчиненном количестве — различные порфириты и диабазы. А. В. Пейве (1948) называет эту формацию «порфировой».

Выше ее в мульдах лежит толща морских отложений фаменского и турнейского ярусов нижнего карбона. Именно с этой толщей почти в каждом районе ее развития связаны рудопроявления, а местами и крупные промышленные месторождения железных и марганцевых руд. Необходимо отметить, что эту толщу иногда ошибочно относят не к геосинклинальным образованиям, а к платформенному чехлу Центрального Казахстана (Мещерякова, 1966) или к субплатформенным отложениям (Марганцевые и железорудные концентрации Джаильминской мульды, 1966). Интересно, что в отложениях того же возраста в Северном Прибалхашье, где с нижнего палеозоя продолжалось «сквозное» геосинклинальное развитие, руд нет, хотя вулканические породы встречаются среди морских осадочных отложений. В Центральном Казахстане руды появляются только там, где, подобно Рейнским сланцевым горам, Динаридам и Горному Алтаю, была интенсивная предшествующая складчатость, а после перерыва началось образование новых впадин и прогибов, сопровождавшееся расколами земной коры и интенсивным вулканизмом.

Руды вулканогенно-карбонатной формации лучше всего изучены в Джаильминской мульде, расположенной к югу от ст. Караджал железной дороги Караганда — Джезказган. Территория этой мульды по пересекающей ее реке называется Атасуйским рудным районом. В ее пределах известно 18 месторождений и 26 рудопроявлений. Детально разведано наиболее крупное месторождение Караджал.

Вулканогенная толща девона в районе Джаильминской мульды залегает непосредственно на складчатом нижнем палеозое и делится на три свиты. Нижняя из них (мунглинская) сложена главным образом андезито-базальтовыми и дацито-андезитовыми порфиритами с подчинен-

ным количеством туфов и лавобрекчий. Мощность ее 2500—2800 *м*. Средняя (угузтауская) свита, наоборот, сложена преимущественно туфами дацитового и липаритового состава и только у кровли содержит фельзит-порфиры и липарит-порфиры. Мощность ее до 2400 *м*. Верхняя свита (акбастауская), по возрасту относящаяся к франскому ярусу, в некоторых разрезах сложена исключительно красноцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками. В других разрезах в ней встречается много альбитофиров, порфиров и порфиритов, а также туфов соответствующего состава. Мощность ее достигает 700 *м*, но местами (месторождение Караджал) она полностью выклинивается.

На различных свитах вулканогенной толщи, образуя собственно Джаильминскую мульду, лежит толща морских карбонатно-кремнистых рудоносных отложений фаменского и турнейского ярусов общей мощностью от 600 до 1600 *м*. В Джаильминской и соседних мульдах Центрального Казахстана эта толща образует самостоятельную формацию, четко отграниченную от выше- и нижележащих отложений. В некоторых случаях в ее основании выделяются базальные конгломераты и прослеживается угловое несогласие.

Стратиграфии кремнисто-карбонатной рудоносной толщи Джаильминской мульды посвящены работы Е. А. Соколовой (Соколова, 1954, 1958; Падве, Соколова, 1956) и А. М. Садыкова (1956, 1959, 1960, 1966). Тем не менее многие положения еще остаются спорными. Это связано с тем, что слои различных горизонтов фамена и турне достаточно резко фациально изменчивы. Они представлены то мелководными биогенными известняками (иногда рифами), то более глубоководными, частично хемогенными, пелитоморфными известняками, то мергелями или глинистыми сланцами. С изменением фаций изменяется и характер бентосной фауны. Здесь отсутствуют остатки планктонных и нектонных организмов, сохраняющие одинаковый характер в разных фациях, как это имело место в Рейнских горах. В результате однофациальные, хотя и несколько различные по возрасту осадки оказываются более близкими по фауне, чем одновозрастные, но разнофациальные.

В этом отношении можно отметить определенное сходство рассматриваемой формации Центрального Казахстана с рудоносными вулканогенно-карбонатными формациями девона Рейнских сланцевых гор и Гарца. Там также в результате резкой фациальной изменчивости были сложности с увязкой разрезов и выработкой общей стратиграфической схемы. Только при помощи очень детальных картировочных работ и палеонтологических исследований их недавно удалось преодолеть.

О стратиграфии и возрасте рудоносных слоев вулканогенно-карбонатной формации Центрального Казахстана до сих пр идут споры. Одни геологи считают, что главная часть этих слоев соответствует нижнему турне (слои этрень), а другие относят все рудоносные слои к верхней половине фаменского яруса. Последнее мнение разделяется большинством геологов.

Независимо от того, где проводить границу девона и карбона, в основании формации во всех случаях лежат слои нижнего фамена (или так называемые «мейстеровские» слои), представленные серыми известняками с прослоями аргиллитов и мергелей. Мощность их от 40 до 120 м. Выше залегают разнообразные карбонатные и карбонатно-кремнистые слои позднефаменского возраста. Подробное описание их сделано Е. А. Соколовой и Л. Н. Ботвинкиной (1965). Д. Г. Сапожников (1963) делит эти слои на нижнюю и верхнюю караджальские свиты. К ним приурочены все месторождения и рудопроявления Джаильминской мульды.

В Джаильминской и соседних с нею мульдах в фаменских и турнейских слоях вулканические породы стали известны лишь в последнее де-

сятилетие (за исключением более молодых секущих жил диабаза). Поэтому Н. С. Шатский (1954), разрабатывавший гипотезу о вулканогенно-осадочном происхождении руд, связывал их образование с приносом вулканического материала из Северного Прибалхашья. Вулканические породы в слоях этого возраста там были известны давно. Н. С. Шатский считал, что рудоносность формации обусловлена «отдаленным» источником или выносом рудного вещества местными фумаролами, далекими от основных очагов вулканизма, как в то время думал и Н. А. Штрейс. В связи с этим Н. С. Шатский назвал развитую здесь формацию «отдаленной кремнистой второго рода». Напомним, что «кремнистыми формациями первого рода» он называл формации, связанные с толщами не кислых, а основных зеленокаменно-измененных вулканических пород.

Впервые вулканические породы, синхронные отложению осадков, были обнаружены в рудоносной формации Джаильминской мульды Е. А. Соколовой (1958). Они распространены не повсеместно, а встречаются только в тех частях мульд и только в тех слоях, где развиты руды. В этих районах местами их довольно много. Так, например, в разрезе скв. 191 Е. А. Соколова установила шесть горизонтов вулканических пород, переслоенных темно-серыми и черными углистыми известняками. Нижний из этих горизонтов имеет мощность 23 *м*, а вышележащие 7; 3,7; 0,35; 0,30 и 2 *м*. Это темные зеленовато-серые эффузивы спилитового типа с хорошо выраженной миндалекаменной текстурой, лавобрекчии, агломераты, туфы и пеплы. Все вулканические породы сильно изменены: альбитизированы, хлоритизированы, серицитизированы и кальцитизированы. Слабо раскристаллизованная основная масса пород почти полностью лишена порфировых выделений. Е. А. Соколова установила, что и в вышележащих турнейских отложениях встречаются кремнистые пепловые туфы и туффиты.

Позднее А. А. Рожнов (1962) описал два горизонта диабазовых порфиритов и их туфов мощностью 125 и 40 *м*, найденных на месторождении Северный Джайрем. Выше и ниже этих горизонтов в кремнистых известняках встречаются менее мощные прослои спилитов и туфов андезитового состава, а также примесь пеплового материала в различных типах кремнисто-карбонатных пород.

Вскоре после этого в слоях верхней караджальской свиты в центральной части мульды Д. Г. Сапожников и А. А. Рожнов обнаружили светло-серые кислые лавы фельзитового состава, содержащие 70,78% SiO_2; 3,60% Na_2O, 1,93% K_2O и переслоенные маломощными горизонтами липаритовых туфов (Сапожников, 1963, стр. 16 и 108). Порфириты и туфогенные породы обнаружены также в рудоносных слоях авторами сборника «Марганцевые и железорудные концентрации Джаильминской мульды» (1966). Анализы этих пород приведены в табл. 17.

Таким образом, необходимость предполагать перенос кремнезема и рудного вещества на большие расстояния (из Северного Прибалхашья) отпала. Вулканические процессы, одновременные отложению руд, происходили на территории самой Джаильминской мульды. Однако масштабы этих процессов по сравнению с девоном Центральной Европы и Алтая были иные. Там вулканические породы в составе формации являются преобладающими. В Шлейцком троге, Гарце и Алтае накопление их создало сложный вулканический рельеф, а здесь они встречаются в явно подчиненном количестве и в некоторых разрезах отсутствуют вообще. Среди осадочных пород они встречаются спорадически и не только не образуют положительных форм подводного рельефа, но ассоциируют с отложениями углубленных участков морского дна (Соколова, Ботвинкина, 1965).

Все это говорит о незначительных масштабах вулканических процессов. По-видимому, как предполагал Н. А. Штрейс (1938), они выра-

жались главным образом в фумарольной деятельности, с которой было связано неравномерное, «пятнистое» окремнение известняков и рудообразование.

Таблица 17

Состав прослоев туфогенных пород Джаильминской мульды (Ходак, 1966)

Компоненты	Месторождение Караджал			Прослои туфов в углисто-кремнисто-карбонатных породах месторождения Бестюбе	Кремнистый коричневый туф из месторождения Джумарт (по Каюповой, 1961)
	кремнистая карбонатная порода	кремнистая зеленовато-серая порода	кремнистая красно-бурая порода		
SiO_2	44,90	56,50	53,86	55,08	56,40
TiO_2	Сл.	Нет	0,30	Нет	0,4
Al_2O_3	14,00	2,76	21,04	12,75	14,70
Fe_2O_3	1,80	6,39	5,47	1,27	6,50
FeO	1,90	17,84	Не опр.	1,73	Не опр.
MnO	0,78	1,50	0,64	2,17	1,50
P_2O_5	Не опр.	Не опр.	0,24	Не опр.	0,50
CaO	16,30	1,20	3,10	2,96	2,00
MgO	1,60	Не опр.	1,15	0,65	0,50
BaO	Не опр.	» »	Нет	Сл.	0,30
Na_2O	1,12	Сл.	4,06	0,11	2,20
K_2O	3,66	0,96	6,38	4,57	11,60
SO_3	Нет	0,14	0,37	0,10	0,60
CO_2	9,70	9,60	3,20	3,90	1,60
H_2O^-	0,24	0,16	0,07	Нет	0,10
H_2O^+	2,33	0,14	1,00	2,80	0,40
П.п.п.	13,10	11,86	Не опр.	5,18	Не опр.

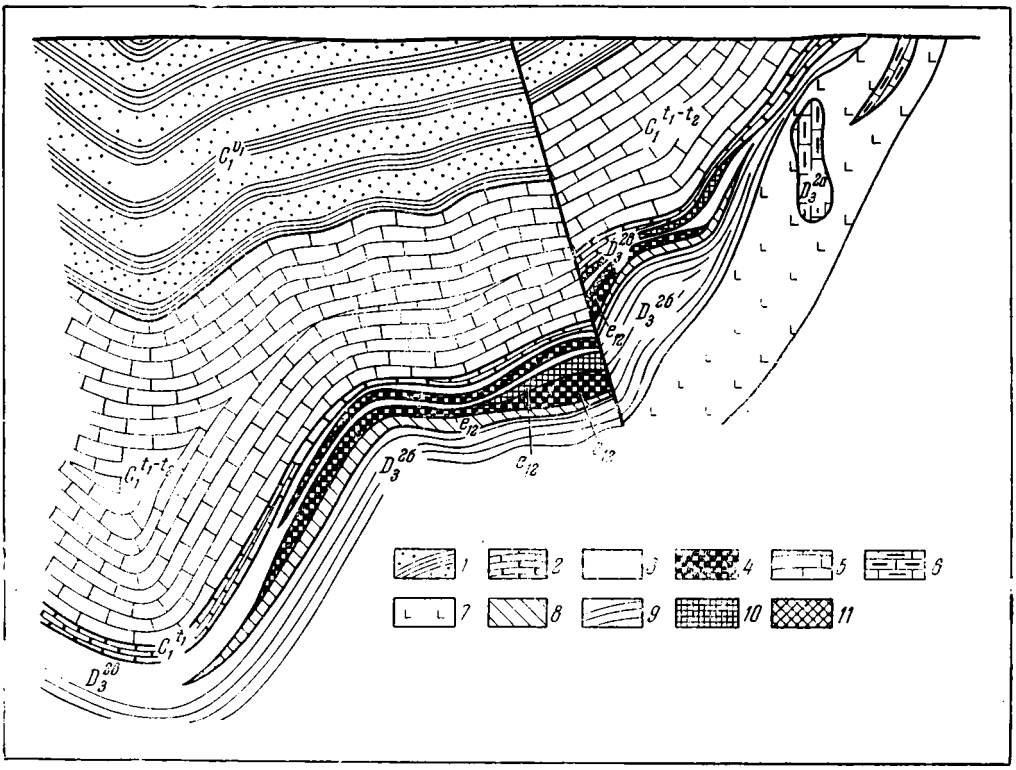
В связи с ограниченным развитием вулканических пород не вполне ясен вопрос об их составе. По-видимому, он также отличается от состава вулканических пород в девонских формациях Центральной Европы и Горного Алтая. Е. А. Соколова пишет об основных породах спилитового типа, А. А. Рожнов — о диабазовых порфиритах и туфах андезитового состава, Д. Г. Сапожников — о кислых породах фельзитового типа и туфах липаритового состава, авторы монографии «Марганцевые и железорудные концентраци Джаильминской мульды» — о порфиритах. Видимо, состав вулканических пород Джаильминской мульды варьировал от основного до кислого, но не носил ярко выраженного щелочного характера. Среди синхронных вулканических пород Северо-Балхашского и Токраусского синклинориев преобладают дациты с подчиненным количеством липаритов и трахитов. Эти породы также не имеют ясно выраженного щелочного характера.

В континентальной вулканогенно-осадочной формации, подстилающей рудоносную, преобладают кислые породы, но почти исключительно щелочные.

Выше рудоносных слоев в Джаильминской мульде располагаются отложения турнейского яруса, которые руд не содержат, но должны быть отнесены к той же формации. Они сложены различными карбонатными и кремнисто-карбонатными породами с прослоями туфов и кремнистых сланцев, что говорит о продолжении вулканической деятельности. Общий разрез формации показан на фиг. 33, а разрез ее рудоносных свит — на фиг. 34.

В центральной части Джаильминской мульды сохранились более высокие «ишимские» слои визейского яруса нижнего карбона. Эта тол-

ща серых углистых алевролитов без кремнистых и карбонатных прослоев и без признаков синхронного вулканизма относится уже к другой формации.



Фиг. 33. Схематический разрез через рудные залежи Джаильминской мульды (Сапожников, 1961

1 — песчаники и алевролиты; *2* — кремнистые известняки; *3* — красноцветные известняки рудоносной толщи; *4* — магнетитовая руда; *5* — известняки кремнистые и другие; *6* — известняки с прослоями аргиллитов; *7* — основные породы; *8* — гематитовая руда; *9* — кремнисто-карбонатные породы и алевролиты; *10* — яшма; *11* — марганцевая руда

Итак, рудоносная формация в Джаильминской мульде и соседних с нею наложенных мульдах каледонской части Центрального Казахстана охватывает фаменский и турнейский ярусы. Она залегает на континентальной красноцветной вулканогенно-осадочной «порфировой» формации среднего девона и франского яруса и перекрывается терригенной морской толщей, которая на территории Джаильминской мульды сохранилась всего лишь небольшими пятнами и изучена недостаточно, чтобы точно определить ее формационный характер. Однако для расположенного севернее Карагандинского бассейна Н. С. Шатский (1955) установил, что она соответствует кульму Центральной и Западной Европы. Следовательно, в Центральном Казахстане, так же как в Рейнских сланцевых горах, Гарце, Тюрингии и Моравии, выше рудоносной вулканогенно-карбонатной формации лежит формация кульма. Только стратиграфическое положение раздела между этими формациями здесь несколько иное. Если в указанных районах граница проходила в основании или в нижней части турнейского яруса, то в Казахстане она проходит в основании визейского яруса нижнего карбона.

В герцинской части Центрального Казахстана, к северу от оз. Балхаш (на южном крыле Северо-Балхашского синклинория и восточном

крыле Токраусского синклинория), вулканогенно-кремнисто-карбонатная рудоносная формация латерально замещается морской вулканогенно-терригенной формацией, в которой оруденение исчезает.

Специфическими особенностями верхнефаменского вулканизма каледонской части Центрального Казахстана являются:

1) незначительное развитие вулканических пород (лав и туфов) основного и среднего состава по сравнению с породами осадочными и вулканогенно-осадочными;

2) преобладание среди этих пород разностей с известковыми, а не со щелочными полевыми шпатами;

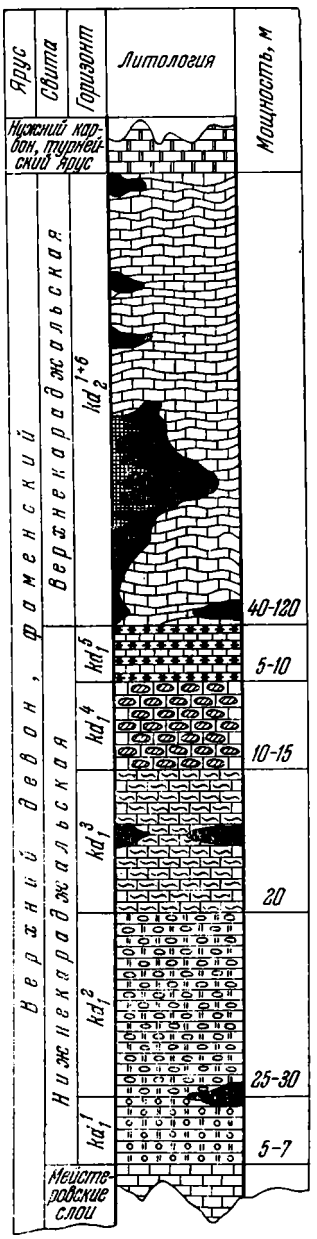
3) интенсивная фумарольная деятельность, о которой свидетельствует крайне большой выход вулканогенного кремнезема и широкое развитие кремнистых и кремнисто-карбонатных пород;

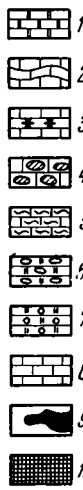
4) отсутствие мощных туфовых накоплений, создающих резкий вулканический рельеф.

С этими особенностями вулканизма связаны и особенности рудообразования, главным образом отложение руд не прямо на вулканических породах, а в некотором удалении от них, но в тесной связи с кремнеземом.

За последнее время опубликовано много работ по рудам Джаильминской мульды. Не повторяя содержания этих работ, необходимо отметить только некоторые их положения, важные для общих выводов о рудоносности вулканогенно-карбонатных формаций.

Руды здесь образуют более или менее выдержанные пласты и линзы на разных стратиграфических уровнях верхнего фамена, залегая в западинах и понижениях морского дна. Если рассматривать не только Джаильминскую мульду, но и другие подобные ей структуры каледонской части Центрального Казахстана, то в них рудные горизонты встречаются и в более высоких (турнейских) частях разреза формации (например, вдоль южной окраины Карагандинского бассейна).





Фиг. 34. Схематическая стратиграфическая колонка рудной пачки месторождения Караджал (Калинин, 1965)

1 — кремнисто-карбонатные породы; *2* — известняки красные, волнистослоистые, с пластовыми и линзообразными телами железных и марганцевых руд и линзами яшм; *3* — кремнисто-карбонатные породы, обогащенные хлоритом; *4* — кремнисто-карбонатные породы с кремнистыми стяжениями; *5* — известняк кремнистый, серый, волнистослоистый, с линзовидными телами железных руд; *6* — углисто-кремнисто-карбонатные породы с различными мелкими линзовидными включениями; в нижней части залегает линза железных руд; *7* — углисто-кремнисто-карбонатные породы; *8* — известняки серые; *9* — руда; *10* — яшмы

Руды всегда ассоциируют с различными типами кремнистых известняков, нередко с красноцветными кремнистыми известняками, содержащими от 5 до 35% SiO_2, а также повышенные количества окислов железа (до 10%) и марганца (до 5%). Вместе с железными рудами, переслаиваясь с ними и переходя в них по простиранию, всегда встречаются яшмы (см. фиг. 34), которые с другими породами обычно не связаны. Чистые известняки рудных прослоев никогда не содержат.

Непосредственная пространственная связь руд с вулканическими породами в Центральном Казахстане, как и в триасе Динарид, отсутствует.

Руды залегают среди кремнистых известняков в той же части разреза, что и вулканические породы, и на простирании их, но все же не прямо на эффузивах, как в девоне Центральной Европы и Горного Алтая, а в стороне от них или в зоне перехода от них к осадочным породам. При этом часть линз железной руды в сопровождении яшм может залегать в непосредственной близости от эффузивов, но линзы марганцевой руды всегда находятся от них на расстоянии нескольких километров.

Линзы руды протягиваются на несколько километров и имеют мощность до 10—15 *м*. В раздувах главной залежи участка Западный Караджал мощность руды доходит до 50 *м*, но чаще все же равна 2—3 *м*.

Железные и марганцевые руды встречаются в одном горизонте месторождения Караджал и на небольшом расстоянии друг от друга, но характерной особенностью является все же раздельность этих минералогических типов руд. Марганцевые руды (окисные и карбонатные) содержат не более 7% Fe_2O_3, сидеритовые руды — не более 6% MnO, а окисные железные руды лишь десятые доли процента марганца. Раздельное осаждение железных и марганцевых руд было связано с различными pH и Eh разных участков седиментации, а в конечном счете с более значительным «относом» марганца от мест поступления в бассейн по сравнению с железом (Калинин, 1965). Как указывалось, на некоторых месторождениях присутствуют только железные руды.

Состав железных и марганцевых руд очень разнообразен и не постоянен.

Это связывают с наложенными процессами термального метаморфизма и выветривания. В то же время можно различить первичные руды окислительной фации — гидроокислы железа и марганца и восстановительной фации — сидерит и манганокальцит. На границе между ними в небольшом количестве имеются железистые хлориты. Во многих типах руд в результате метоморфизма появился магнетит, окисные марганцевые руды превратились в браунитовые, гаусманитовые и якобситовые, а закисные в тефроит-родонитовые и гранат-родонитовые.

Глубокое последующее выветривание (до 120 *м*) привело к образованию псиломелан-вернадитовых марганцевых руд, к переходу магнетита в мартит и сидерита в гидрогематит. Так как эти процессы часто шли не до конца и распространялись не на всю залежь, то сейчас наблюдаются руды очень пестрого состава. Они содержат примесь разных количеств кремнезема (до перехода в железистые яшмы) и более или менее значительную примесь кальцита. Структура руд отражает следы многочисленных преобразований и замещений рудных минералов. Текстура руд обычно массивная или полосчатая.

Существенно, что в первичном составе руд имеется закисная фация. Этим они сходны с триасовой формацией Динарид, где руды также залегают в удалении от вулканических пород среди карбонатно-кремнистых образований (месторождение Вареш). Мощность рудных линз там также достигает 40—60 *м* (месторождение Дрозковец и Смрека). Среди первичных руд в Вареше также широко развиты сидериты, которых мало

в девоне Центральной Европы (табл. 18). Среди железных руд там встречаются линзы марганцевой руды, а на месторождении Смрека более мощные их пласты. Этой же вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации триаса Динарид подчинено чисто марганцевое месторождение Чевляновичи и мелкие залежи марганцевых руд в районе Галичник в Македонии.

Таблица 18

Состав сидеритовой руды месторождения Караджал (в %)
(Сапожников, 1953)

Компоненты	Обр. 1	Обр. 2	Компоненты	Обр. 1	Обр. 2	Компоненты	Обр. 1	Обр. 2
SiO_2	8,10	19,10	MnO	4,72	4,00	H_2O^-	Нет	Нет
TiO_2	Сл.	Сл.	MgO	3,50	3,20	H_2O^+	»	0,42
Al_2O_3	1,90	1,50	CaO	1,37	6,50	CO_2	33,50	29,80
Fe_2O_3	1,34	2,70	Na_2O	0,09	0,06	$C_{орг}$	1,97	1,35
FeO	44,20	31,40	K_2O	0,18	0,80			
Сумма				100,87			100,83	
Состав карбонатной части руд								
$FeCO_3$				71,20			50,62	
$MnCO_3$				7,64			6,48	
$CaCO_3$				2,45			11,60	
$MgCO_3$				6,83			5,71	

Интересно, что в обоих сравниваемых районах развития формации встречаются сульфидные полиметаллические и баритовые руды. На месторождении Караджал в кремнистых известняках наблюдается вкрапленность галенита и сфалерита. Барит на этом месторождении слагает крупные линзы, а также мелкие секущие прожилки в рудных пластах и вмещающих породах. В рудах района Вареш в Югославии также встречается барит, а в 10 *км* к западу от него расположено баритово-колчеданное месторождение Воровица. Его залежь состоит из пирита, марказита, мельниковита, галенита, сфалерита и халькопирита. Поблизости от него в известняках той же рудоносной вулканогенной формации имеются небольшие залежи свинцово-цинковых сульфидных руд.

Из приведенного сравнения следует, что в случае не особенно интенсивной вулканической деятельности и поступления в бассейн больших количеств фумарольного кремнезема происходит значительный разнос рудных растворов и выпадение не только марганца, но и железа в стороне от центров вулканизма. При этом ближе всего к ним выпадают генетически связанные с кремнеземом железные руды. Совместное нахождение железистых яшм (содержащих до 30% железа) и гематитовых руд указывает на совместную седиментацию железа и кремнезема в одинаковых физико-химических условиях. Более далеко мигрирует и выпадает в осадок в виде сидерита закисное железо. Иные по сравнению с гематитовыми рудами содержания марганца и прочих элементов доказывают, что это не восстановленный в процессе диагенеза гематит, а первично закисная фация руд. Еще дальше мигрирует марганец. Однако он выпадает не в чисто карбонатных фациях, а там, где еще продолжается выпадение вулканогенного кремнезема. Поэтому вулканогенно-осадочные руды и в первично-окисных, и в закисных фациях содержат от 10 до 16% свободного кремнезема.

Пока трудно окончательно решить, почему в вулканогенно-карбонатных формациях образуются в одних случаях только железные, а в других — и железные, и марганцевые руды; этот вопрос еще требует изучения. Однако детальное сравнение парагенезов пород показывает, что при большом сходстве спилито-кератофировой (шальштейновой) формации (включающей железные руды типа Лан-Далль) с кремнисто-карбонатной формацией имеются и существенные различия. Обращают на себя внимание некоторые факты.

Во-первых, при ярко выраженном щелочном характере подводного спилито-кератофирового вулканизма возникают только железные руды.

В Центральном Казахстане и в Динаридах, где железные руды отложились совместно с марганцевыми, среди вулканических пород, наряду со спилитами, встречаются диабазы, андезиты и дациты. Это породы, содержащие не щелочные, а известковые полевые шпаты. Эти же породы преобладают среди эффузивов францисканской формации Калифорнии (Соколова, 1963), среди эффузивов усинской серии Кузнецкого Алатау и в районе Тахта-Карача в Средней Азии (Соколова, 1961, 1967), с которыми связаны чисто марганцевые вулканогенно-осадочные руды (без железа).

Все это показывает, что при подводном вулканизме вынос в морской бассейн железа и марганца связан с определенным характером химизма магматической деятельности.

Во-вторых, железо-марганцевые руды образуются совместно только при очень большом выносе вулканогенного кремнезема на фоне преобладающего интенсивного отложения известняков. Среди большой группы вулканогенно-карбонатных формаций особо выделяется кремнисто-карбонатная рудоносная (железо-марганцевая) формация (район Вареша, Джаильминской мульды и др.). В Центральной Европе, где развиты вулканогенно-карбонатные формации с большим количеством вулканических пород, но с умеренным выносом кремнезема, формируются только железные руды типа Лан-Дилль непосредственно на шальштейнах или лавах. В то же время известны вулканогенно-карбонатные формации с ничтожным выходом вулканогенных кремнезема и железа. Такой случай при кислом вулканизме очень благоприятен для образования чистых марганцевых руд.

Интересно, что в Джаильминской мульде недалеко от Караджала имеется месторождение Ктай с рудами марганца и очень небольшим содержанием железа. В разрезе этого месторождения пока никаких вулканических пород не встречено. По мнению Е. А. Соколовой (1967), наблюдается определенное уменьшение количества вулканических пород в направлении от месторождения Джайрем, где развиты только железные руды, к Караджалу с богатыми железо-марганцевыми рудами и к месторождению Ктай, где встречаются только марганцевые руды.

Такой фациальный профиль явно показывает, что в случае образования железо-марганцевых руд сложного состава марганец оседает всегда дальше от очагов вулканизма, чем железо.

Кварц-кератофировая карбонатная формация

Горный Алтай

К вулканогенно-карбонатной группе формаций относится также характерный девонский комплекс пород и руд Горного Алтая. Слагающие его породы напоминают парагенезы пород, развитых в Рейнских сланцевых горах и особенно в Гарце. Однако в связи с некоторым отличием тектонического развития различен и состав вулканических пород этих районов. Железные руды Горного Алтая связаны с кислыми

вулканическими породами, среди которых преобладают кварц-кератофиры. В то же время приуроченность рудных горизонтов к контакту вулканических пород с осадочными, эксплозивный характер вулканизма, широкое развитие карбонатных туфов и гематитовый состав руд позволяют сравнивать и отождествлять по генезису железные руды Горного Алтая с классическими вулканогенно-осадочными рудами Рейнских сланцевых гор.

Поиски и разведка железорудных месторождений в Алтае-Саянской горной области проводились еще в 1930—1932 гг., но особенно широко геологические работы развернулись в 1949 г. В результате этих работ в Горном Алтае, Горной Шории, Кузнецком Алатау, Салаире и Западном Саяне было открыто около 800 магнетитовых и магнетит-гематитовых месторождений. Сначала всем им приписывалось эндогенное происхождение. Они считались скарновыми или гидротермальными, связанными с гранитными интрузиями эпохи раннекаледонской складчатости или с более поздними гранитными интрузиями.

В 1949 г. А. С. Калугин впервые пришел к выводу, что для Коргонского и некоторых других месторождений Горного Алтая такое представление о генезисе руд неверно (неопубликованные отчеты). Рудные тела этих месторождений имеют пластовую форму, слоистую текстуру, лежат в кровле эффузивной толщи на контакте ее с морскими карбонатными или терригенными породами и часто не связаны пространственно с гранитными интрузиями. На основании этих данных А. С. Калугин считал, что кремнисто-гематитовые руды Коргонского месторождения имеют первично-осадочный генезис, причем магнетит образовался при их последующем метаморфизме. Новая точка зрения на генезис девонских руд Горного Алтая была поддержана и аргументирована в отчетах Б. Н. Лапина, В. М. Минеева, С. С. Зимина, Я. Р. Зильберминца. Н. М. Пивень и других западносибирских геологов. Однако в это время вопрос о вулканогенном источнике рудных растворов еще не ставился.

Мысль о генетической связи девонских руд Горного Алтая с подводным вулканизмом была впервые высказана в 1953 и 1954 гг. С. С. Зиминым (неопубликованные отчеты). В течение следующих лет накапливались новые данные в пользу вулканогенно-осадочного происхождения девонских железорудных месторождений Алтая.

В последние годы в рудах этих месторождений обнаружены даже отпечатки флоры, что исключает предположение об их гидротермальном или метасоматическом генезисе. При дальнейшем описании месторождений и их формационного характера руды спорного генезиса не будут затронуты. Ниже будут разобраны лишь руды, вулканогенно-осадочное происхождение которых ни у кого сомнения не вызывает. Наиболее полная характеристика их дана в работах С. С. Зимина (1959) и А. С. Калугина с сотрудниками (Калугин, 1959, 1962, 1964; Калугин, Груздева-Пешкова и др., 1964; Калугин, Ананьев и др., 1964; Калугин, Иванов, 1964). Стратиграфия девона Горного Алтая освещена в работах Э. Н. Янова (1959), А. Б. Гинцингера (1958, 1959) и В. Е. Попова (1961, 1962); палеогеография — в статье И. И. Белостоцкого (1961); вулканизм — в статьях Б. Н. Лапина (1963), А. О. Смилкстын (1964) и в монографии Ю. А. Кузнецова (1964). Для выяснения тектонической обстановки эпохи рудообразования большое значение имеют работы Н. С. Зайцева (1963) и В. П. Нехорошева (1966).

Тектоническая и палеографическая обстановка образования рудоносной формации

Горный Алтай принадлежит к Алтае-Саянской области каледонской складчатости и располагается в ее юго-западной части. Складчатость здесь была позднее, чем в более восточных районах,— в конце

силура. Разрез геосинклинальных отложений Горного Алтая сложен разнообразными по составу толщами рифея, кембрия, ордовика и нижнего силура до уэнлокского яруса включительно. Среди пород последнего появляются красноцветные песчаники, многочисленны прослои конгломератов и другие следы начавшихся дифференциальных тектонических движений.

Складчатость, происходившая в конце силура, сопровождалась формированием гранодиорит-тонолитовых батолитов. С ними связаны широкие пояса контактового метаморфизма и дайковая свита диорито-порфиритов.

В нижнем девоне, как и во всех остальных районах каледонской складчатости, в Горном Алтае начали образовываться наложенные впадины и унаследованные прогибы. Относительно тектонической природы и номенклатуры их существуют большие разногласия. А. В. Пейве и В. М. Синицын (1950) называют их брахигеосинклиналями, М. В. Муратов (1965) и А. А. Массаковский (1965) — орогенными межгорными впадинами, Ю. А. Кузнецов (1964) применяет для них американский термин «эпиэвгеосинклинали». На тектонических картах СССР и Евразии они показаны как внутренние впадины на каледонском складчатом фундаменте. В этой работе они рассматриваются как вторичные геосинклинали. В Горном Алтае, если не считать выполненный девоном Ануйско-Чуйский синклинорий, имеются две крупные наложенные впадины. Одна из них — Уйменская, или Уйменско-Лебедская, расположена на северо-востоке Горного Алтая в области левобережных притоков верхнего течения р. Бии. Другая — Коргонская, или Коргонско-Холзунская мульда, расположена юго-западнее, в области верховьев рек Чарыша и Убы. Формирование обеих впадин началось с опусканий по разломам. Вдоль них возникли центры наземной вулканической деятельности. Лавы и пирокласты этих вулканов переслаиваются с континентальными красноцветными породами. На более поздних этапах развития обеих впадин — в эйфельское и живетское время — в них с юга, со стороны геосинклинального бассейна Рудного Алтая проникали морские ингрессии. В это время отлагались пачки мелководных известняков, известковистых алевролитов и сланцев, переслоенных эффузивами и континентальными красноцветами. Формирование впадин закончилось в начале верхнего девона.

Фунистически охарактеризованные фаменские отложения в Горном Алтае известны только на севере Ануйско-Чуйского синклинория, близ с. Черемшанки, и на юго-востоке его, у оз. Чейбеккуль. В первом пункте выше их недавно обнаружены маломощные терригенные морские отложения с фауной верхнего турне (Грацианова, 1959).

Более молодые отложения палеозоя в Горном Алтае неизвестны, но широко развиты в соседнем Рудном Алтае.

Во время герцинской складчатости в соседней к юго-западу зоне Рудного Алтая девонские отложения Уйменской и Коргонской впадин, а также Ануйско-Чуйского синклинория подверглись довольно сильным дислокациям. Они разбиты многочисленными сбросами и местами интенсивно смяты.

А. Б. Гинцингер (1958, 1959), И. И. Белостоцкий (1961) и А. С. Калугин (1967) изображают палеогеографический облик областей развития рудоносных отложений Горного Алтая в девоне как сложно построенную островную дугу с вулканами центрального типа. Вряд ли это можно считать обоснованным. Островные дуги всегда сочетаются с глубоководными желобами и впадинами, которых в девоне Горного Алтая не было.

Точные географические аналоги найти здесь невозможно, потому что существовавшая в девоне Алтая тектоническая обстановка позднее не повторялась. Отдельные блоки каледонского складчатого фундамента

Алтая даже во время максимума трансгрессии, по-видимому, не заливались девонским морем. Они представляли собой невысокие размывавшиеся острова. Вулканы располагались вдоль разломов по краям и внутри опускавшихся блоков.

Строение и возраст рудоносной формации

Девонские рудоносные отложения распространены на юго-западе Горного Алтая в виде прерывистой полосы протяжением около 500 *км* и шириной до 100—150 *км*. На северо-западе эта полоса скрывается под кайнозойскими осадками Кулундинской впадины, на юго-востоке она уходит в пределы Монголии, где на ее продолжении могут быть найдены новые железорудные месторождения. На северо-востоке зона распространения рудоносной формации ограничена Чарышско-Теректинским глубинным разломом, а на юго-западе так называемой Северо-Восточной зоной смятия. По ней чаще всего проводится граница между каледонским Горным Алтаем и герцинским Рудным Алтаем.

В пределах этой зоны девонские отложения образуют типичные наложенные мульды и грабены на размытой поверхности антиклинальных структур каледонского складчатого фундамента. Самая крупная из них Коргонская мульда расположена в районе истоков рек Убы и Чарыша. Более мелкие имеются на р. Кок-су и на крайнем востоке зоны близ границы с Монголией в верховьях р. Колгуты.

Наложенный характер мульд доказывается тем, что девон лежит на подстилающих породах несогласно и обычно с большим стратиграфическим перерывом. В Коргонской мульде он залегает непосредственно на метаморфических породах теректинского докембрийского комплекса, а в районе р. Чарыш — на среднем и верхнем ордовике. В Колгутинской мульде девон лежит на различных горизонтах верхнего кембрия, ордовика и нижнего силура.

Разрез девонских отложений во всех мульдах делится на четыре пачки и начинается зеленовато-серыми литокристалловитрокластическими массивными туфами кварцевых порфиров и кварцевых кератофиров, внешне похожими на граниты. По природе они представляют собой игнимбриты. Туфы чередуются с покровами серых и красновато-серых фельзитовых порфиров, изредка диабазов, туфолавами и туфобрекчиями, а иногда также с алевритовыми и алевропелитовыми туффитами.

Перечисленные вулканогенные породы образовались в континентальных условиях. Об этом свидетельствуют встречающиеся среди них прослои красноцветных песчаников и конгломератов. В результате выполнения впадин эрозионного рельефа мощность первой пачки нижнего девона колеблется от 50 до 430 *м*. Для пород этой пачки характерны сильные гидротермальные изменения, исчезающие выше по разрезу. Они выражаются в неравномерной, но местами интенсивной альбитизации полевых шпатов, реже серицитизации, карбонатизации, баритизации, хлоритизации. А. С. Калугин отмечает гидротермальную гематитизацию туфов от пятнистого окрашивания до образования метасоматических гнезд, линз и ветвящихся жил плотного метаколлоидного гематита.

Выше по разрезу залегают вулканогенные породы в общем такого же состава, но с прослоями совершенно иных пород. Это не красноцветные, а серо-зеленые мелкозернистые песчаники, алевриты и алевропелиты с карбонатным цементом, а иногда известняки, загрязненные туфовым материалом. Породы этой части разреза отлагались не в континентальных, а в морских мелководных условиях, что подтверждается присутствием известняков, упорядоченным слоистым строением туфов, знаками ряби, волнения и течения, следами ползающих и роющих организмов,

а также присутствием в отдельных слоях складчатых текстур подводно-оползневого происхождения.

Именно в этой второй пачке разреза присутствуют пластовые линзы гематитовых руд, которые будут описаны ниже. Мощность ее меняется от 2 до 170 *м*. Переход к нижележащим отложениям в большинстве случаев постепенный. Лишь на р. Колгуте в основании рудоносной пачки наблюдаются следы размыва. Колебания мощности связаны с тем, что морские условия в разных впадинах и даже в разных участках одной и той же впадины возникали не одновременно и нижняя граница пачки не везде одинакова по стратиграфическому положению.

Выше рудоносного горизонта, отделяясь от него ясной поверхностью размыва, залегает меняющаяся по составу третья пачка пород с наиболее ярко выраженным морским происхождением. В центральных частях впадин это слоистые туффиты с прослоями водорослевых известняков с кораллами, брахиоподами и криноидеями эйфельского яруса. Мощность этих пород от 30 до 70 *м*. Ближе к разломам, ограничивающим впадины, они замещаются толщей почти сплошных кератофиров и кварцевых кератофиров с шаровой отдельностью. Мощность их достигает 300 *м*. Такие изменения явно связаны с резкой фациальной изменчивостью отложений.

Разрез девонских отложений заканчивается четвертой пачкой, лежащей на подстилающих породах с глубоким размывом, а иногда и с конгломератами в основании. В конгломератах встречается галька слоистых гематитовых руд. Выше залегают серо-зеленые и фиолетовые кварцево-полевошпатовые вулканомиктовые алевролиты и песчаники с редкими прослоями водорослевых известняков. В Коргонском хребте эти известняки содержат остатки верхнеживетских брахиопод. Общая мощность пачки 400—500 *м*. По некоторым данным, самые верхи ее в наиболее полных разрезах относятся уже к франскому ярусу.

Относительно возраста девонского разреза Коргонской зоны Горного Алтая существуют разные точки зрения. В. П. Нехорошев и в ранних работах и в недавно опубликованной монографии «Тектоника Алтая» (1966) утверждает, что наиболее древние породы девона Коргонской зоны относятся к эйфельскому ярусу, а отложения кобленцкого яруса имеются только в Ануйско-Чуйском и Чагырском синклинориях и в пределах юго-восточной части Рудного Алтая.

Однако проведенные за последние годы на Алтае детальные геологические работы не подтвердили взгляды В. П. Нехорошева. В 1961 г. Ю. С. Маймин и Э. Н. Янов нашли слои с остатками морской кобленцкой фауны выше мощной (до 1500 *м*) эффузивно-красноцветной толщи на юге Уйменско-Лебедского прогиба. В 1964 г. А. С. Калугин, А. Р. Ананьев и другие сообщили о находке в рудоносной пачке Колгутинского района отпечатков нижнедевонской псилофитовой флоры и многочисленных спор того же возраста. В связи с этим можно считать, что образование девонских наложенных впадин Коргонской зоны началось еще в середине раннего девона и что нижняя континентальная пачка описанного разреза принадлежит кобленцкому ярусу. В Колгутинском районе и рудоносная пачка имеет верхнекобленцкий возраст. В то же время образование ее связано с начальным этапом морской трансгрессии, развивавшейся постепенно.

Поэтому рудоносная пачка имеет непостоянное стратиграфическое положение и в некоторых районах, где трансгрессия наступила позднее, может иметь нижнеэйфельский возраст.

Вышележащая третья пачка содержит в прослоях известняка богатую морскую эйфельскую фауну, и возраст ее ясен. В Коргонской мульде эйфельские отложения разделены на фаунистические горизонты (Попов, 1961).

Верхняя, четвертая пачка лишь в немногих пунктах содержит скудные остатки живетской фауны, и ее возрастные границы не ясны. В. П. Нехорошев (1958, 1966), придавая большое значение перерыву в основании четвертой пачки, считает, что он охватывает всю нижнюю половину живета, когда происходила тельбесская фаза складчатости и интрузивного магматизма. Поэтому четвертую пачку Коргонской зоны он относит к верхам живетского и низам франского ярусов. Однако это не подкреплено ни палеонтологическими данными, ни данными абсолютной геохронологии. Более вероятно, что субвулканические интрузии Тельбесского комплекса, комагматичные девонским эффузивам, окажутся разновозрастными. Число и стратиграфическое положение перерывов в разных впадинах различны. Перерыв в основании четвертой пачки не везде выражен ясно. Поэтому, вероятнее всего, нижнеживетские отложения в разрезе имеются и могут быть обнаружены в верхах третьей или низах четвертой пачки.

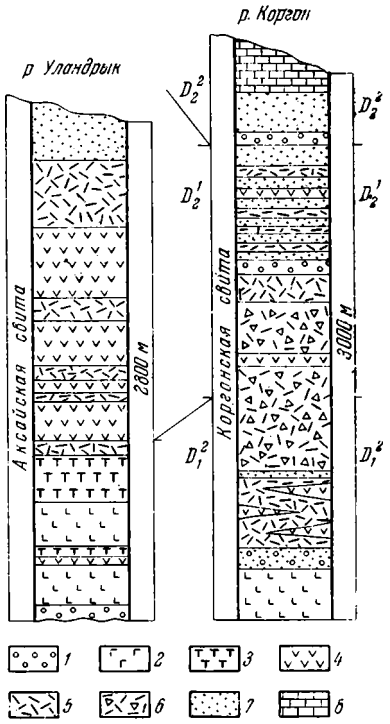
Характер вулканических пород во всех четырех пачках существенно не меняется. Осадочные породы изменяются в связи с развитием морской трансгрессии, но по составу терригенных компонентов также остаются во всех четырех пачках очень сходными. Это позволяет считать, что все девонские породы наложенных мульд Горного Алтая относятся к одной формации, охватывающей стратиграфический интервал от низов кобленцкого до низов франского ярусов верхнего девона. Выше нее в разрезах наложенных мульд Коргонской зоны никаких других палеозойских пород нет. Суммарная мощность формации не постоянна. В Колгутинской мульде она равна 800—1200 *м*, а в центральных частях Коргонской мульды местами превышает 3000 *м*.

Породы формации

В составе отложений девона Коргонской зоны явно преобладают породы вулканогенные: лавы, туфы, туффиты, лавобрекчии, туфобрекчии и туфоконгломераты. По происхождению материала к вулканогенным породам должны быть отнесены и железные руды.

Состав вулканических пород в разных наложенных впадинах и унаследованных прогибах Алтае-Саянской области каледонид различен. Изучением многих разрезов подтверждается, что для них характерна выделенная А. В. Пейве (1948) вулканогенно-красноцветная порфировая формация. Однако И. В. Лучицкий (1957, 1960) отмечал, что в девоне Минусинских впадин преобладают не кислые, а основные породы базальтового и трахибазальтового рядов. Среди них широко развиты типичные щелочные эффузивы: эссекситовые порфириты, тешениты, трахиандезиты и др. На основании этого И. В. Лучицкий выделил особую вулканогенно-красноцветную базальтовую формацию. Эту формацию Минусинских впадин Ю. А. Кузнецов (1964) называет трахиандезитовой. И. В. Лучицкий подчеркивал связь состава девонских эффузивов с характером тектонической структуры разных районов. Он отмечал, что если для Минусинских впадин характерен базальтовый состав эффузивов, то на поднятиях между ними и по окраинам развиты более кислые породы: ортофиры и плагиопорфиры. Такое наблюдение подтвердил А. А. Моссаковский (1963), связывающий кислый девонский вулканизм со структурами, которые развивались унаследованно по отношению к структурному плану каледонского складчатого фундамента, а основной вулканизм — с впадинами, наложенными на поднятия этого фундамента.

Материалы по Горному Алтаю противоречат выводам А. А. Моссаковского. Девонские мульды Коргонской рудоносной зоны явно наложены на поднятия каледонского фундамента. Девон в них часто залегает



Фиг. 35. Колонки девонских вулканогенных образований Чарышско-Теректинской зоны Горного Алтая (Лапин, 1963)

1 — конгломераты; *2* — андезитовые, диабазовые порфириты; *3* — туфы и туфобрекчии порфиритов; *4* — кварцевые и фельзитовые порфиры; *5* — туфы и туфобрекчии кислых эффузивов; *6* — лавобрекчии кислых эффузивов; *7* — песчаники и алевролиты; *8* — известняки и мергели

прямо на докембрии. По А. А. Моссаковскому, их вулканизм должен был быть основным. Между тем здесь развиты породы, относящиеся к кварц-кератофировой формации (Кузнецов, 1964, стр. 51). Это фельзиты, кварцевые и бескварцевые кератофиры, кварцевые альбитофиры и порфиры, среди которых в резко подчиненном количестве и преимущественно в нижней части формации встречаются андезитовые и диабазовые порфириты и диабазы. Количество средних и основных пород андезито-базальтового состава возрастает в нижней части формации только на западе Горного Алтая, где наблюдается постепенное замещение их вверх по разрезу породами липаритового и кварц-кератофирового состава (Попов, 1962). На долю перечисленных эффузивов приходится 30% вулканогенных пород формации. Остальные 70% — это различные пирокластические образования того же состава, преимущественно пепловые туфы. Содержание разных типов пород формации (в%) по рекам Коргон и Уландрык приводит Б. Н. Лапин (1963):

	Р. Коргон		Р. Уландрык	
	Мощность, *м*	Содержание, %	Мощность, *м*	Содержание, %
Андезитовые порфириты . .	300	10	650	23
Туфы андезитовых порфиритов	350	11	320	12
Фельзит-порфиры и кварцевые порфиры	390	13	990	35
Туфы и туфолавы кислых эффузивов	1300	43	570	20
Перемытые вулканогенные образования	—	—	90	3
Осадочные породы	700	23	200	7
	3040	100	2820	100

Соотношение перечисленных пород в разрезах показано на фиг. 35.

По последним подсчетам А. С. Калугина и др. (1967) 45% всей мощности разреза девона приходится на долю вулканических пород. Среди них около 70% кварц-порфиров и кварц-кератофиров, 20% порфиритов и кератофиров и только 10% диабазов (часто с шаровой отдельностью).

Средние и основные эффузивы встречаются не во всех разрезах формации. В хребтах Коргонском и Холзун их нет (Кузнецов, 1964, стр. 51). «В бассейнах рек Черной и Белой Убы и Ночной Коксы (Коргонская мульда) развиты только кислые эффузивы, залегающие на кристаллических сланцах протерозоя» (Лапин, 1963, стр. 86).

Таблица 19

Состав фельзитов, кварцевых порфиров и туфов в районе железорудных месторождений Горного Алтая (в %)

(Б. Н. Лапин, 1963; А. О. Смилкстын, 1964; А. С. Калугин, 1964, 1967)

Компоненты	Бурлинский участок	Холзунско-Чуйский район	Район Черной горы		Среднее течение р. Урсула		Коргонская свита		Ажайская свита, лава, р. Уландрык	Калгутинское месторождение			Коргонское месторождение
			обр. 1	обр. 2	обр. 1	обр. 2	туфолава, р. Кума	туф р. Коргон		подрудный туф	кварц-порфир	кварц-кератофир	кварц-порфир
SiO_2	72,97	72,79	76,64	76,02	76,40	72,36	67,26	73,52	76,40	64,32	70,11	72,02	76,07
TiO_2	0,32	0,20	0,23	0,21	0,22	0,20	0,14	0,24	0,20	0,74	0,70	0,59	0,29
Al_2O_3	12,23	12,58	12,46	11,38	12,46	13,07	11,34	11,74	11,73	16,68	14,31	13,54	10,63
Fe_2O_3	1,78	2,40	1,88	1,52	0,51	0,76	1,20	2,61	3,33	4,41	2,28	1,76	2,85
FeO	0,93	2,22	1,36	1,65	1,79	3,59	5,65	1,47	0,14	1,15	2,32	1,86	1,24
MnO	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,04	0,27	0,15	0,09	0,10	0,03	0,03	0,13
MgO	0,79	0,59	0,59	0,68	0,27	0,32	0,83	0,50	0,29	1,47	0,69	0,86	0,39
CaO	0,67	0,28	0,10	0,52	0,10	0,17	4,13	0,44	0,33	1,64	0,82	0,77	0,39
Na_2O	0,37	0,48	0,37	0,64	3,99	3,34	1,44	0,30	0,73	0,22	0,99	4,91	2,70
K_2O	6,84	7,13	4,81	5,78	3,56	5,58	4,44	7,90	6,33	4,38	5,77	2,10	4,45
Сумма щелочей	7,21	7,61	5,18	6,42	7,55	8,92	5,88	8,20	7,06	4,60	6,76	7,00	7,15
P_2O_5	0,09	0,05	0,02	0,08	0,04	0,03	—	—	—	0,16	Не опр.	0,19	Не опр.
П.п.п.	2,41	1,50	1,83	1,66	0,50	0,50	2,70	0,40	0,45	—	—	—	—
H_2O^-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,48	0,24	0,13	0,22
H_2O^+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,85	—	—	—
C_2O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,62	—	—	—
Сумма	99,42	100,25	100,31	100,16	99,86	99,66	99,40	99,27	100,02	99,22	98,26	98,75	99,36

Микроскопическое описание вулканогенных пород Горного Алтая и их химические анализы приведены в работе Б. Н. Лапина (1963) и в статье А. О. Смилкстын (1964). Наиболее характерный состав пород, по этим авторам, приведен в табл. 19.

Судя по приведенным анализам, можно сделать вывод, что вулканические породы формации щелочные. В основных разностях содержание суммы щелочей не падает ниже 4,45%, а в кислых колеблется от 4,95 до 8,92%. Преобладают породы с приблизительно равным содержанием окисей натрия и калия или бóльшим количеством K_2O, т. е. порфиры и кератофиры. Альбитофиры встречаются реже. По данным А. О. Смилкстын (1964), для всех девонских вулканических пород Горного Алтая характерны повышенные концентрации иттрия, молибдена, свинца и радиоактивных элементов. В Коргонской зоне повышено также количество кобальта и меди. С другой стороны, содержание марганца, фосфора и ванадия понижено по сравнению со средними цифрами для такого типа пород.

Породы формации в некоторых местах прорваны небольшими интрузиями щелочных гранитоидов (гранит-порфиры, интрузивные кварц-порфиры и альбитофиры), которые по составу тождественны лавам и пирокластам и комагматичны им (Кузнецов, 1964).

Осадочные породы формации не были так детально изучены, как вулканические. Но во всяком случае все они в той или иной степени карбо-

натны. Чистые или загрязненные пепловым материалом известняки залегают пластами мощностью от нескольких единиц до десятков метров. Встречаются они преимущественно в третьей снизу пачке описанного разреза формации, которая относится к эйфельскому ярусу. Однако в Коргонской мульде прослои известняков встречаются и в четвертой снизу, живетской пачке разреза, а в верховьях р. Хайдун известняки (без остатков определимой фауны) залегают ниже рудоносного горизонта, т. е. в первой пачке разреза. Серые или грязно-белые известняки, часто с водорослевыми текстурами, неясно- или крупнослоистые образовались в мелководных условиях. Кремнистые разности известняков не наблюдались. В некоторых разрезах вместо известняков развиты мергелисто-глинистые сланцы, алевролиты или песчаники с известковым цементом. Терригенные породы имеют серый, а в местах слабого метаморфизма зеленовато-серый цвет за счет примеси хлорита. В нижней пачке формации развиты красные континентальные кварц-полевошпатовые песчаники мощностью до 100 *м*, также с известковым цементом, иногда содержащие красноцветные конгломераты из галек эффузивных пород. Красные и серые яшмы и другие кремнистые породы встречаются в небольшом количестве в рудоносной пачке формации.

Необходимо отметить, что в некоторых местах формация прорвана позднегерцинскими интрузиями порфировидных биотитовых и аляскитовых гранитов, граносиенит-порфиров, кварцевых порфиров и диабазовых порфиритов. В зонах контактов этих интрузий породы формации ороговикованы и превращены в диопсидовые и амфиболовые сланцы, а также в сланцы хлорит-биотит-кварц-альбитового состава. Иного рода метаморфизм претерпели породы формации в зонах крупных разломов, особенно в Северо-Восточной зоне смятия, которая отделяет Горный Алтай от Рудного. Здесь под влиянием динамометаморфизма породы формации рассланцованы, хлоритизированы и серицитизированы.

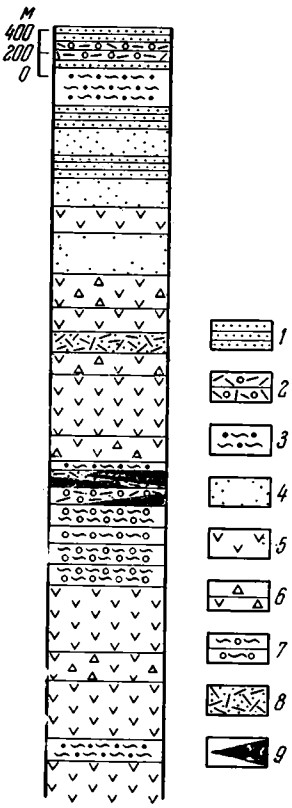
По составу пород рассмотренная формация Горного Алтая относится к группе вулканогенно-карбонатных. Отличие ее от ранее описанных формаций этой группы заключается в том, что в триасе Динарид преобладают основные, в девоне Рейнских сланцевых гор — средние, а в девоне Горного Алтая — кислые вулканические породы. Однако все вулканические породы разобранных формаций обладают повышенной щелочностью. Условия формирования указанных формаций различны. Две первые формации целиком морские и частично — глубоководные, а третья образовалась в континентальных и частично мелководных морских условиях.

Рудоносность формации

Вулканогенные породы формации часто содержат вкрапленность гематита и бывают окрашены в различные оттенки красного цвета. Чаще всего такая окраска свойственна фельзит-порфирам, альбитофирам и пепловым туфам различного состава. Кремнистые красные пепловые туфы с повышенным содержанием гематита, развитые в низах формации, в разрезе по р. Корогон, описаны П. П. Пилипенко (1915) как «сургучные яшмы».

Во многих районах развития формации на разных стратиграфических уровнях имеются линзочки и прослойки кремнистого гематита. Кроме того, в состав формации входят явно секущие небольшие жилы гематитового или кварц-гематитового состава. Они, вероятно, имеют гидротермальное происхождение.

Крупные пластовые залежи кремнистых гематитовых руд приурочены ко второй пачке формации, т. е. к основанию морской части ее разреза. Принципиально они не отличаются от линзочек гематита, встречающихся в вулканогенных породах и на других стратиграфических уров-



Фиг. 36. Разрез формации в среднем течении р. Кедровки (Лапин, 1959)

1 — серые карбонатизированные филлиты и песчаники с прослоями туффитов; *2* — туффиты; *3* — туфы с подчиненным количеством кварцевых порфиров; *4* — туффитовые песчаники с прослоями карбонатных; *5* — фельзитовые и кварцевые породы с линзами туфов и лавобрекчий; *6* — фельзитовые лавобрекчии с обломками кварцевых порфиров; *7* — туфы и туфоконгломераты с обломками (до 20 *см*) кислых эффузивов; *8* — мелкозернистые туффиты; *9* — руда

ниях формации, но только во второй пачке они становятся железорудными месторождениями. К ним относятся месторождения: Коргонское в среднем течении р. Коргон, Кедровские в бассейне р. Кедровки, Кристальное в верховьях р. Ини, на границе Тигерекского и Коргонского хребтов, Коксинское I и II в пределах Коксинского хребта, Колгутинское и Водопадное на крайнем юго-востоке зоны, близ границы с Монголией, в верховьях р. Колгуты. Разрез по р. Кедровке приведен на фиг. 36.

Имеются еще гематит-магнетитовые залежи спорного генезиса, известные в наиболее крупных и богатых Белорецком, Инском и Холзунском месторождениях. Одни геологи считают эти месторождения гидротермальными, другие — вулканогенно-осадочными, первично-гематитовыми, но позднее метаморфизованными. Некоторые исследователи полагают, что при образовании этих месторождений произошло не только превращение гематита в магнетит, но и переотложение рассеянного железа и концентрация его в контактовых ореолах близлежащих герцинских гранитных интрузий (Зимин, 1959). Возможно, что месторождения этой группы имеют разное происхождение. Руды Холзунского месторождения представлены правильной пластовой залежью и, вероятно, имеют вулканогенно-осадочный генезис.

Рудоносный горизонт встречается почти во всех разрезах формации. Мощность его колеблется от нескольких метров до 170 *м* максимально. Он состоит из правильного переслаивания гематитовой руды, туфов и туффитов и содержит более редкие прослои кремнистых, а иногда и карбонатных пород. В основании рудоносной пачки, а иногда отдельными покровами внутри нее залегают излившиеся вулканические породы. На Коргонском месторождении это альбитофиры и кварц-полевошпатовые порфиры, в Кедровских месторождениях — кварцевые порфиры, но на Кристальном — диабазы и диабазовые порфириты. Иногда непосредственно в подошве рудоносной пачки залегает довольно мощная толща вулканокластических пород. На Коксинских месторождениях и на Колгутинском подрудная порода представляет собой игнимбрит (плавленый туф).

Чаще всего руду переслаивают тонкослоистые и мелкозернистые туфы, а на Коргонском месторождении также кремнистые сланцы и неслоистые яшмовидные породы. В верхней части рудоносной пачки этого месторождения встречаются серые песчаники и глинистые сланцы. На Коксинских месторождениях руда переслаивается с туфами, кремнистыми, песчанистыми и глинистыми сланцами. На Средней Кедровке развиты прослои туфоконгломератов, туфобрекчий и грубых туфопесчаников. На Колгуте рудные прослои чередуются с мелководными, частично красноцветными туффитами и кремнистыми глинами.

Количество и мощность прослоев руды в разных разрезах варьирует. На Коргонском месторождении их семь. Мощность пластов руды колеблется от 1 до 20 *м*, причем основной пласт прослежен более чем на 6 *км*, а остальные от 30 до 500 *м*. На Кедровке мощность рудных тел достигает 17 *м*, а в Коксинских месторождениях наблюдаются только маломощные пласты. На Коксу I — их четыре, мощностью не более 1 *м*; на Коксу II — их 12, мощностью от 15 *см* до 1,4 *м*. Суммарная мощность таких прослоев руды 7,8—8,0 *м*. На Колгуте о мощности рудного пласта судить трудно, потому что гематитовая руда здесь тонко переслоена в различной степени оруденелым туфом. А. С. Калугин, А. В. Груздева-Пешкова и др. (1964) отмечают, что в некоторых случаях мощность таких сложных рудных тел достигает 50—100 *м*. В целом для рудных тел характерны небольшая мощность и значительная протяженность.

Верхняя и нижняя границы рудных пластов везде отчетливы и часто довольно резки. По простиранию руды часто замещаются постепенно сначала оруденелым, а затем безрудным туфом. В одном случае на простирании рудного горизонта наблюдаются маломощные континентальные туфогенные красноцветы с карбонатными стяжениями.

А. С. Калугин (1964) указывает также, что кроме пластовых рудных залежей, образовавшихся в мелководных бассейнах, имеются руды, выполняющие долинообразные углубления в подстилающих туфах. Это длинные (десятки метров), но сравнительно узкие линзы мощностью до 10 *м*. Подобные залежи встречаются в Шлейцком троге Тюрингии.

Текстура руд массивная, слоистая и обломочная. Преобладают руды слоистые или полосчатые. Они напоминают железистые кварциты [1]. Полосчатость имеет седиментационное происхождение и обусловлена чередованием рудных и пепловых прослойков или менее кремнистого и более кремнистого гематита. В районах слабого метаморфизма (месторождения Кедровские и Колгута) полосчатая текстура руд имеет ритмичный характер. Полный ритм начинается туфо-песчаным слоем, в основании которого наблюдаются следы размыва. Выше следуют туфоалевритовые и туфо-пелитовые слойки с постепенно увеличивающимся содержанием гематита. Ритм заканчивается плотным гематитом, в котором имеется примесь наиболее тонких пелитовых частиц пеплового происхождения. Одновременно с изменением гранулометрического состава происходит изменение окраски слойков: от серой и зеленовато-серой в нижней, наиболее грубозернистой части ритма, до красной и стально-серой в его верхней гематитовой части. Мощность полных ритмов колеблется от нескольких миллиметров до первых сантиметров (Калугин, 1964). На метаморфизованных месторождениях (Коргонское и Коксинские) правильная ритмичность руд, вследствие перераспределения железа, обычно утрачивается, но следы первичной полосчатости остаются.

А. С. Калугин, А. В. Груздева-Пешкова и др. (1964, стр. 104—105) подробно описали признаки мелководного образования руд. Местами в них наблюдаются трещины усыхания, заполненные материалом вышележащих слоев. В полосчатых рудах встречаются промоины, заполненные обломками руд того же состава. Подводные оползни образуют брекчии, разрывные нарушения и мелкие складки волочения. В крупнозернистых туфопесчаниках рудоносного горизонта встречаются поло-

---

[1] Необходимо подчеркнуть, что это лишь текстурное сходство. По минералогическому и химическому составу (главным образом нерудной части) докембрийские железистые кварциты отличаются от руд Горного Алтая.

сти газовых пузырей (1—2 *см* в поперечнике), проникающие в вышележащие прослои гематита.

Все эти текстурные особенности хорошо видны только в рудах одной из фаций Колгутинского месторождения. Они хорошо вырисовывают обстановку образования руд в мелководной области подводных склонов вулканов. Источником железа могли служить как гидротермы, так и кислые воды, выщелачивавшие его из пород надводной части вулканических аппаратов.

Однако А. С. Калугин отмечает, что на том же Колгутинском месторождении имеется и более глубоководная фация руд, в которой все эти признаки образования в условиях литорали или сублиторали постепенно исчезают. Руды этой глубоководной фации обладают более правильной горизонтальной слоистостью и, по мнению А. С. Калугина, в значительной части состоят из материала, принесенного течениями и волнением из мелководной зоны.

Рудным минералом неметаморфизованных месторождений обычно является гематит в виде тонкочешуйчатых агрегатов. Однако А. С. Калугин, А. В. Груздева-Пешкова и др. (1964) отмечают, что в полосчатых рудах туфо-песчаные слойки основания ритмов иногда содержат в цементе выделения сидерита и пирита. Более крупные прослои и конкреции сидерита с небольшим содержанием железистых хлоритов встречаются на некоторых месторождениях в верхних и нижних горизонтах рудоносной пачки. Возможно, что на Алтае имеется карбонатно-силикатная или силикатно-сульфидная фация руд, но она пока не выявлена вследствие того, что большинство месторождений разведано только канавами, а бурение на них еще не проводилось.

Подтверждением такой возможности является указание А. С. Калугина (1965) на то, что на некоторых участках Колгутинского месторождения по псевдоморфозам и другим данным устанавливаются реликты присутствия в рудном горизонте мощных (до нескольких метров) скоплений первичных сульфидов. Впоследствии они окислились до бурого железняка с разложением алюмосиликатной кластики в опалово-глинистые массы.

В гематите большинства рудных пластов несколько метаморфизованного Коргонского месторождения появляются равномерно распределенные октаэдры магнетита. Иногда его количество значительно возрастает, и руда становится гематит-магнетитовой. Это позволяет некоторым геологам считать чисто магнетитовые залежи Инского и Белореченского месторождений первично гематитовыми метаморфизованными рудами.

В рудах всегда имеется примесь пирокластики в большем или меньшем количестве — это неокатанные зерна кварца, полевых шпатов, слюд, обломки кислых эффузивов, пузырчатой пемзы и стекловатых пепловых частиц. Из аутигенных нерудных минералов отмечаются скопления чешуек хлорита, серицита и гидрослюд, сферолиты халцедона, кристаллики барита, альбита, сфена, кварца, карбонатов, изредка эпидота. В рудах месторождения Колгуты наблюдались выделения аутигенного турмалина. Появление его сопровождается исчезновением обычной примеси глинистых и пепловых частиц. А. С. Калугин (1965) отмечает, что, по данным В. А. Марич, в рудах Колгутинского месторождения тончайшие чешуйки гематита развиваются по первичным микрооолитам и сферолитам с размерами от десятых долей миллиметра и менее. Химический состав руд Горного Алтая приведен в табл. 20. Руды постоянно содержат щелочи, преимущественно окись калия, в количестве 2—3%. В них обнаруживается также окись бария, иногда до 5—10%. Руды всех описанных месторождений сравнительно бедны железом (чаще до 30, редко до 50%) и содержат повышенное количество

кремнезема. В настоящее время они считаются нерентабельными для разработки. Однако А. С. Калугин (1967) считает некоторые месторождения Алтая промышленными.

Руды также бедны марганцем; содержание его не превышает десятых долей процента. Однако в той же формации, и нередко в соседстве с железными рудами, отмечены марганцевые рудопроявления. Т. С. Калугина и В. А. Маричч (1964) изучили рудопроявления марганца в верховьях рч. Ночная Коксу. Здесь в метаморфизованных вулканогенных породах, превращенных в кварц-серицитовые сланцы, имеется несколько линз кремнистой гематитовой полосчатой руды, содержащей всего лишь 1,08% MnO.

Таблица 20

Состав руд Горного Алтая (в %)

Компоненты	Коргон	Верхняя Кедровка	Ночная Коксу
Fe	34,44 (среднее)	25,0 (среднее)	28,90
SiO_2	Не опр.	47,27	48,92
Al_2O_3	3,0—11,5	4,16	0,58
CaO	0,16—0,77	1,0 (CaO+	3,76
MgO	0,17—0,25	+MgO)	0,50
TiO_2	0,41	0,23	Сл.
P	До 0,3	Не опр.	0,07
S	До 0,19	0,1	0,096

По простиранию руды наиболее мощной линзы сменяются двухметровым пластом богатых окисных марганцевых руд (53,95—56,98% MnO), состоящих из пиролюзита, псиломелана и вернадита. Внутри глыб окисленной руды местами сохраняются участки первичной родохрозитовой руды. Марганцевая руда, вероятно, представляет собой фацию гематитовой руды. Марганцевые проявления имеются также в районе поселков Рыжнев Лог, Печинское, Медведское и др. Иногда они связаны с выходами железных руд, а иногда самостоятельны.

По-видимому, во всех случаях основным первичным марганцевым минералом является родохрозит. Кроме того, встречаются манганокальцит, родонит, спессартин и браунит. В большинстве случаев проявления марганцевого оруденения приурочены к зонам перехода от вулканогенных пород к кремнисто-карбонатным.

Т. С. Калугина и В. А. Маричч относят марганцевое оруденение к отдаленной кремнистой формации второго рода, по Н. С. Шатскому (1954), сравнивая его с верхнедевонскими месторождениями Атасуйской группы Центрального Казахстана. С этим выводом трудно согласиться, поскольку на Алтае марганцевые руды находятся внутри формации, с явным преобладанием вулканических пород. Однако вулканогенно-осадочное происхождение марганцевого рудопроявления и связь его с кислым вулканизмом очевидны.

Интересно, что в вулканогенно-карбонатных формациях Динарид, Рейнских сланцевых гор и Алтая марганцевые руды всегда менее развиты, чем железные, и всегда от них отделены. Типичные железо-марганцевые месторождения, широко развитые в формациях с большим количеством кремнистых пород, не встречаются в вулканогенно-карбонатных менее кремнистых формациях.

Сравнение рудоносных вулканогенно-карбонатных формаций Горного Алтая, Рейнских сланцевых гор и Динарид

Рудоносные формации, развитые в Горном Алтае, в Рейнских сланцевых горах и в Динаридах, несмотря на существенные различия, имеют много общего, представляя собою в отношении тектонических условий образования и характера вулканизма последовательный формационный ряд.

Главной чертой сходства является определенная близость тектонических условий образования формаций. Все они образовались во вторичных наложенных геосинклинальных прогибах и впадинах вскоре после завершения предшествующей складчатости. Для триаса Динарид предшествующей складчатостью была герцинская, для девона Рейнских сланцевых гор и Горного Алтая — каледонская. Во всех трех случаях руды залегают не в основании формации, а несколько выше по ее разрезу, приурочиваясь ко времени некоторого ослабления напряженной вулканической деятельности, ко времени перехода от эффузивных и эксплозивных форм ее проявления к сольфатарно-фумарольным. В Динаридах месторождения железных руд стратиграфически соответствуют верхней части вулканогенно-осадочных пород триасовой формации. В Рейнских сланцевых горах первые вулканические породы появляются в основании кобленцкого яруса, а широкое распространение их наблюдается с основания эйфеля. Железные руды появляются только с основания живета, причем главные их залежи приурочены к границе среднего и верхнего девона. На Алтае трудно говорить о точном возрасте самых нижних слоев формации, которые скорее всего относятся к основанию кобленца или немного древнее. Руды же здесь приурочены к пачке, которая соответствует самым верхам кобленца, а местами нижним слоям эйфеля.

Различия сравниваемых формаций в основном обусловлены масштабами геосинклинальных прогибаний.

На месте внутренней зоны Динарид в конце перми и триасе начались очень интенсивные опускания, которые привели к регенерации типичного эвгеосинклинального режима. Такой режим просуществовал в одних районах до середины мелового периода, а в других до верхнего эоцена и закончился типичной альпийской складчатостью с образованием сложной покровной структуры. Суммарная мощность различных геосинклинальных формаций мезозоя и кайнозоя, сформировавшихся здесь, начиная с нижнего триаса, превышает 15 *км*. Они относятся к триасовой, юрской, меловой и палеогеновой системам. Мощность самой нижней вулканогенно-осадочной формации триаса невелика и достигает всего 300 *м* (Ćirić, 1954).

В рудоносной зоне Рейнских сланцевых гор суммарный масштаб прогибаний был значительно меньшим. По данным Х. Рихтера (Richter, 1930) и С. Н. Бубнова (1960), мощность глинисто-сланцевого нижнего девона местами доходит до 10 *км*, но это относится только к антиклинорию Зигерлянда — центральной, наиболее опущенной зоне нижнедевонского прогиба. Рудоносная вулканогенно-карбонатная формация среднего девона формировалась преимущественно в Гессенском синклинории, расположенном южнее, где мощность нижнего девона значительно меньше. Мощность самой рудоносной формации от нижних кобленцких эффузивов до границы с формацией кульма нижнего карбона в районе мульд Лан и Диль достигает 3500 *м*.

Послекаледонские прогибания в Рейнских сланцевых горах были недостаточны для восстановления эвгеосинклинального режима, как это было во внутренней зоне Динарид. Рейнские сланцевые горы относятся к миогеосинклинальной зоне герцинид, как это показано на Между-

народной тектонической карте Европы (Гертнер, Ватцнауэр, 1964). Девонский вулканизм развит только на востоке Гессенского синклинория и отчасти на востоке Зауэрляндского синклинория. Он отсутствует на большей части Рейнских сланцевых гор и Арденн.

В Горном Алтае в глубоких впадинах Коргонской зоны мощность эффузивно-осадочной формации не превышает 3—3,5 *км*, а в большинстве мелких впадин не достигает 2 *км*. Кроме нее на каледонском фундаменте здесь нет других формаций. Следовательно, в Горном Алтае масштабы послекалендонских опусканий были меньше, чем в Рейнских сланцевых горах. В девоне здесь вообще не возник новый геосинклинальный прогиб, а только разобщенные наложенные впадины.

Различия в масштабе опусканий сказались в различном количественном соотношении вулканических пород разной основности. По существу типы вулканических пород во всех трех сравниваемых формациях почти одинаковы. Все породы обладают повышенной щелочностью. В каждой формации встречаются кератофиры и кварцевые кератофиры, альбитофиры, авгитовые порфириты, спилиты, диабазы и диабазовые порфириты. В Динаридах добавляются мелафиры, а в Горном Алтае — кварцевые порфиры. Однако соотношение типов вулканических пород в формациях различно. В Динаридах, по подсчетам С. Карамата (Karamata, 1958, 1960а, 1960б) на долю основных пород приходится 75% общего объема вулканических пород формации. В Рейнских сланцевых горах явно преобладают средние породы, особенно бескварцевые кератофиры и вейльбургиты. В Горном Алтае от 60 до 70% всех вулканических пород приходится на их кислые разности.

Следовательно, чем больше был масштаб опусканий при образовании формации, тем более в ее составе преобладают основные породы, и, наоборот, чем меньше были прогибания, тем выше процент кислых пород.

Такой вывод подтверждается также сравнением основности вулканических пород в различных девонских впадинах и прогибах внутри Алтае-Саянской области каледонид. Вывод А. А. Мосскаковского о связи основности вулканических пород с наложенным или унаследованным характером девонских структур не подтверждается материалами по Горному Алтаю. Более вероятна связь основности вулканических пород с масштабами прогибаний. Впадины Коргонской зоны сравнительно мелкие, и вулканизм в них преимущественно кислый. В Уйменско-Лебедском прогибе на северо-востоке Горного Алтая мощность вулканогенно-осадочной формации девона возрастает до 6—7 *км* (Нехорошев, 1966), и в составе ее увеличивается роль основных пород. На тектонической карте Горного Алтая, составленной В. П. Нехорошевым (1966), площадь этого прогиба покрыта штриховкой основного вулканизма. Еще больше прогибались Минусинские впадины. Мощность вулканогенно-осадочного девона там достигает местами 9 *км*, и основные породы настолько преобладают, что И. В. Лучицкий (1960) выделил их в особую трахибазальтовую формацию. Ю. А. Кузнецов (1964) тоже считал, что вулканические породы девона Минусинских впадин и Горного Алтая принадлежат не только к разным формациям, но и к разным группам формаций. В действительности же между ними существуют постепенные переходы, и они различаются лишь количественным соотношением пород разной основности.

Вторым результатом различия в масштабе опусканий, синхронных образованию формаций, явилось различие фациального облика осадочных компонентов.

Среди осадочных пород сравниваемых формаций преобладают известняки, известковые сланцы и песчаники. В Динаридах с вулканическими породами переслаиваются только морские осадки, преимущест-

венно глубоководные. В Рейнских сланцевых горах наблюдается фациальная пестрота осадочных пород. Среди них встречаются и мелководные, и глубоководные морские осадки. В Горном Алтае в переслаивании с вулканическими породами встречаются только мелководные морские и континентальные осадки.

Кроме того, имеются и другие различия между этими формациями, в частности, по содержанию пирокластических пород. В сравнительно глубоководной и связанной с преимущественно основными эффузивами формации триаса Динарид эти породы до последнего времени не были известны. Они только недавно были впервые описаны С. Карамата (Karamata, 1960а, б). В Рейнских сланцевых горах количество пирокластики возрастает до 40—50% общего объема вулканогенных пород. Для разрезов девона этой области особенно характерны известковистые туфы — шальштейны. В Горном Алтае пирокластические породы в большинстве разрезов преобладают над эффузивами и составляют от 40 до 70% общего объема вулканогенных пород.

Таковы же различия в содержании кремнистых пород. В глубоководном триасе Динарид яшмы, кремнистые сланцы и радиоляриты распространены настолько широко, что эту формацию в Югославии называют «сланцево-кремнистой».

В девоне Рейнских сланцевых гор имеются невыдержанные горизонты черных фтанитов и красных кремнистых пород, переходящих по простиранию в кремнистые гематитовые руды, но распространение их менее значительно. В девоне Горного Алтая во многих разрезах кремнистых пород нет. Они встречаются в виде маломощных линз только в некоторых железорудных месторождениях Коргонской зоны.

Сравниваемые формации различаются и по минералогическому составу руд. В глубоководной эвгеосинклинальной формации триаса Динарид руды представлены чередованием сидерита и гематита. В девоне Рейнских сланцевых гор сидерит встречается редко и прослои его имеют небольшую мощность. Состав руд здесь преимущественно гематит-магнетитовый, причем, по мнению В. Кегеля (Kegel, 1923), магнетит здесь первичный, а гематит во многих случаях вторичный, образовавшийся при окислении магнетита. Известные сейчас руды Горного Алтая имеют первично гематитовый состав, а магнетит появляется лишь в зонах метаморфизма. Сидерит, пирит и железистые хлориты встречаются в небольшом количестве.

Вместе с тем если сравнивать только гематитовые руды трех формаций, то они часто похожи по химическому составу и текстуре. Для всех формаций характерна полосчатая структура руд, связанная с ритмичным поступлением в рудный ил пеплового материала.

Следует еще добавить, что с морскими отложениями триаса Динарид и девона Рейнских сланцевых гор связаны небольшие месторождения вулканогенно-осадочных колчеданно-баритовых руд, которых нет в мелководной и континентальной формации Горного Алтая.

Определенные отличия обнаруживают формации и в пространственном соотношении руд и вулканических пород. В глубоководной формации триаса Динарид руды никогда не лежат прямо на вулканических породах, хотя и развиты поблизости от их выходов. По-видимому, глубоководность способствовала более полному растворению вулканических газов, создавая кислую среду, в условиях которой рудные растворы относились на некоторое расстояние от места своего поступления в придонные слои воды.

В Рейнских сланцевых горах руды всегда залегают непосредственно на лавах, туфах или шальштейнах, что говорит об ограниченной латеральной миграции рудных растворов. Горный Алтай в этом отношении близок Рейнским сланцевым горам. Руды здесь залегают чаще всего

на пирокластических породах. Однако, как пишет Г. Л. Поспелов (1963, стр. 28): «хемогенное осадочное рудоотложение развивается здесь несколько в стороне от источников питания или в областях высачивания растворов через рыхлую донную массу. Подводящих корней осадочно-вулканогенные рудные массы в месте своего образования обычно не имеют». В то же время А. С. Калугин (1964) отмечает, что в некоторых случаях в верхней зоне подрудных отложений туфы интенсивно замещаются ветвящейся сетью жил колломорфного кремнистого гематита, местами непосредственно сливающейся с расположенной выше стратифицированной рудной залежью.

Проведенное сравнение показывает, что формации девона Горного Алтая, Рейнских сланцевых гор и триаса Динарид принадлежат к одной и той же группе вулканогенно-карбонатных формаций. Наблюдающиеся между ними различия в большинстве своем являются следствием разного масштаба опусканий, синхронных образованию этих формаций.

Выводы

При сравнительном изучении характера формаций вулканогенно-карбонатной группы и связанных с ними железных руд можно сделать следующие выводы.

1. Рудоносными являются вулканогенно-карбонатные формации, связанные с геосинклинальным подводным вулканизмом спилито-кератофирового состава (с лавами и туфами, богатыми щелочами). Основность вулканических пород может меняться от преобладания спилитов и диабазов до преимущественного развития кварцевых кератофиров. Изменяется также соотношение в формациях лав и туфов.

2. Наиболее богатые железные руды этой группы формаций связаны с основным и средним вулканизмом. С кислым вулканизмом связаны небогатые залежи гематит-магнетитовых руд, загрязненные пирокластическим материалом.

3. Андезито-базальтовые формации и диабазовые толщи без участия спилитов железных руд не содержат.

4. Все рудоносные вулканогенно-карбонатные формации в тектоническом отношении приурочены к вторичным (эпиэвгеосинклинальным) прогибам, развивавшимся после перерыва на более древнем фундаменте. В девоне такие формации появляются в областях каледонской (Рейнские горы, Горный Алтай) или байкальской (Моравия) складчатости, а также в областях, которые перед девоном испытывали поднятия (Гарц) или же характеризовались спокойным тектоническим режимом (Тюрингия). В триасе подобная формация известна только в той области Динарид, которая испытала сильную герцинскую складчатость.

5. Рудоносные вулканогенно-карбонатные формации залегают или в основаннии разреза вторичных геосинклинальных прогибов (Моравия, Гарц, Горный Алтай), или занимают положение в середине этого разреза. В последнем случае они подстилаются и отделяются от складчатого фундамента или терригенными формациями, лишенными вулканических пород (Рейнские сланцевые горы, Тюрингия, Динариды), или же континентальной вулканогенно-красноцветной порфировой формацией (Центральный Казахстан).

6. Время образования железорудных горизонтов в группе вулканогенно-карбонатных формаций соответствует концу или второй половине формирования формации, когда интенсивность вулканизма начинает убывать.

7. Интенсивность вулканизма, основность лав и туфов, а также количество сопутствующего вулканогенного кремнезема влияют на мощность и пространственное положение рудных залежей, на текстуры,

структуры и минералогический состав руд, а также на характер и состав пород, вмещающих руду.

8. Среди пород вулканогенно-карбонатной группы формаций всегда присутствуют яшмы, фтаниты, кремнистые сланцы и кремнистые известняки. Однако количество кремнистых пород весьма различно. Если при интенсивном спилито-кератофировом вулканизме кремнистых пород сравнительно мало и в переслаивании с вулканогенными находятся карбонатные породы, то гематит-магнетитовые руды залегают непосредственно на лавах или туфах, а часто и покрываются ими. Доказательством «близвыходного» залегания руд в этом случае служит постоянное присутствие в них вулканических бомб, лапиллей, туфовых и пепловых прослоев (Рейнские сланцевые горы, Гарц, Тюрингия, Горный Алтай).

9. При очень большом количестве кремнистых пород в составе вулканогенно-карбонатной формации быстрого и полного осаждения гелей из рудных растворов не происходило. Они относились на некоторые расстояния от центров вулканической деятельности, и рудные залежи формировались среди осадочных пород, покрываясь и подстилаясь ими (Динариды, Центральный Казахстан) и лишь переходя в вулканогенные породы по простиранию. С такими формациями связаны богатые железо-марганцевые руды (месторождение Караджал) или только железные руды с повышенным количеством марганца (Вареш, Джайрем). В последнем случае самостоятельные горизонты марганцевых руд развиты в соседних районах.

10. Возникновение рудоносных формаций описываемой группы, помимо определенного состава вулканических пород и палеотектонических условий, связано еще с благоприятной геоморфологической обстановкой. Пестрота фаций и резкое изменение мощностей не только разных фаций, но и литологически однородных горизонтов могут быть объяснены только крайне неровным рельефом области седиментации. Возникновение этого неровного рельефа связано с процессом подводного вулканизма — быстрым накоплением мощных туфовых конусов и ростом на них коралловых рифов и других биогермов.

11. Рудное вещество отлагалось или на склонах подводных вулканических построек, или в западинах дна, лишенных придонных течений и волнений. Западины рельефа, благоприятные для образования руд, не всегда были глубоководными. Рудные залежи формировались и в мелководных лагунах, отгороженных от моря коралловыми рифами.

12. При наличии геоморфологически ясно выраженного подводного вулканического рельефа (вулканических аппаратов) на склонах его развиты слоистые или массивные первично гематитовые кремнистые руды (окислительная фация) или силикатные руды шамозитового состава, иногда с некоторым количеством первичного магнетита (восстановительная фация). Руды такого типа всегда связаны с присутствием на том же стратиграфическом уровне известняков, мергелистых сланцев или известковых туфов, образование которых говорит о щелочной среде, благоприятной для быстрого осаждения гелей окислов и силикатов железа. С удалением от очагов вулканизма вниз по склону вулканического рельефа кремнистый гематит переходит в кремнисто-известковый, а затем в известковый гематит, сменяющийся по простиранию оруденелым, а потом и чистым известняком или туфом. Примером руд, отложившихся в такой обстановке, могут быть девонские месторождения Шлейцкого трога Тюрингии, Моравии, Гарца и Зауэрлянда.

13. При большом количестве вулканогенного кремнезема и образовании рудных залежей в некотором удалении от центров вулканизма в окисной фации продолжают преобладать гематитовые руды, но в закисной фации возникает обычно сидерит, а силикаты железа присутствуют лишь в небольшом количестве или их нет (район Вареша в Югославии).

14. Состав первичных сидеритовых руд резко различен в вулканогенно-кремнисто-карбонатных (например, район Вареша или Караджал) и в вулканогенно-карбонатных формациях (Зауэрлянд). Сидериты в формациях с большим количеством вулканогенного кремнезема содержат в 6—10 раз больше $MnCO_3$ и во много раз больше SiO_2, чем сидериты в формации с небольшим количеством вулканогенных кремнистых пород. В то же время последние богаты $MgCO_3$ и $CaCO_3$, но содержат очень мало глинозема.

15. С изменением состава вулканических пород формации в сторону увеличения количества средних и даже кислых (преобладание кератофиров, появление кварц-кератофиров и более редких покровов спилитов) часто бывает связано появление залежей пирита. Сульфидные руды залегают непосредственно на кератофирах или их туфах довольно мощными горизонтами. В качестве примера можно привести месторождения Гарца и Рейнских сланцевых гор.

16. Связь сульфидных руд с переходом вулканизма к более кислому доказывается тем, что мощность и количество пиритовых залежей тесно связаны с развитием в разрезе формации кератофиров. В Шлейцком троге незначительное развитие сульфидных руд объясняется присутствием здесь единственной небольшой залежи кератофира, а преобладание последнего в составе вулканических пород Гарца и Рейнских сланцевых гор создало благоприятные условия для отложения мощных горизонтов пирита, близкого по изотопному составу серы рудам Рио-Тинто. Этот вывод хорошо подтверждается тем, что самостоятельные месторождения эффузивно-осадочных колчеданных руд в вулканогенно-карбонатной группе формаций всегда образуются в связи с кислым вулканизмом при небольшом развитии или отсутствии кремнистых пород (месторождения Раммельсберг, Мегген, Воровица и др.).

17. Пространственное положение и минеральный состав рудных залежей зависят от общего характера вулканогенных формаций, а не от местного типа вулканической породы, с которой связана данная залежь. Поэтому в вулканогенно-карбонатных формациях, связанных с кислыми кератофировыми толщами, руды имеют преимущественно магнетитовый состав и залегают прямо на эффузивах, даже если они являются диабазами или спилитами (месторождение Кристальное в Горном Алтае).

Глава IV

КОЛЧЕДАННЫЕ РУДЫ, СВЯЗАННЫЕ С ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

В предыдущих главах были рассмотрены вулканогенно-осадочные формации, с которыми связаны многочисленные железорудные месторождения мира, имеющие магматогенный источник металла. В некоторых районах вместе с окисными, карбонатными и силикатными рудами в большем или меньшем количестве встречаются сульфиды железа. Пирит и марказит то развиты в них в виде тонких прослоев и включений, то образуют небольшие самостоятельные горизонты. Такие случаи описаны для железистых кварцитов докембрия (оз. Верхнее, Центральная Швеция — фалунский тип и другие); для оолитовых руд ордовика (Ньюфаундленд, Уэльс, Чехия); для девонских гематитовых руд типа Лан-Дилль (Гарц, Тюрингия) и многих других месторождений.

Сульфиды железа могут быть первичны — сингенетичны руде или являются вторичными образованиями. Они тесно связаны со всем комплексом пород определенной формации и с другими типами руд, которые всегда преобладают.

В то же время сульфидные руды широко развиты во всем мире в виде самостоятельных месторождений. Встречаются они в отложениях очень большого диапазона геологического времени — от докембрия до современных отложений. Литература, посвященная описанию колчеданных руд, огромна. Эти руды разнообразны по составу, структурам, текстурам и генезису. Они связаны с различными формациями и, несомненно, представляют прекрасный пример их конвергенции. Относительно конвергентности колчеданных месторождений В. И. Смирнов писал в 1960 г. В статье, обобщающей большой материал по колчеданным месторождениям, собранный геологами, он отмечает, что «геологические условия нахождения и общий облик месторождений настолько определенны и отчетливы, что никогда не возникает сомнения в их принадлежности к колчеданной формации»[1] (Смирнов, 1960; стр. 20). В. И. Смирнов делит колчеданные месторождения всей этой формации на три генетических класса.

К первому классу он относит осадочно-эксгаляционные месторождения, которые считает довольно редкими. Это некоторые месторождения Норвегии, Мегген и Раммельсберг в ФРГ, Эргани-Маден в Турции и Урупское на Северном Кавказе.

Во второй класс включены субвулканические эксгаляционно-гидротермальные месторождения, распространенные значительно шире и представленные метасоматическими залежами в силуре и девоне Урала, в юре, мелу и палеогене Сомхетско-Карабахской зоны Малого Кавказа, в плиоцене и плейстоцене Японии («черные руды») и др.

Третий генетический класс В. И. Смирнова составляют плутонические гидротермальные колчеданные месторождения, возникшие в связи с постмагматическими процессами, сопровождающими малые интрузии гранитоидных пород на завершающих стадиях превращения геосинклиналей в складчатые зоны. К этому широко распространенному классу В. И. Смирнов относит полиметаллические колчеданные месторождения Рудного Алтая, Рио-Тинто в Испании, Розбери в Тасмании и др.

С. Н. Иванов (Иванов, 1939; Ivanov, 1964), В. И. Смирнов (1960, 1965) и Г. С. Дзоценидзе (1965) отмечают, что в некоторых районах перечисленные классы руд встречаются совместно и часто по многим признакам сходны друг с другом.

Дискуссии и совещания по вопросам генезиса колчеданных месторождений продолжаются. Возникновение споров и различных гипотез объясняется, вероятно, близостью состава сульфидных руд разного генезиса, их последующим изменением, а также неодинаковой степенью метаморфизма руд и вмещающих пород.

В то же время ясно, что сульфидные руды первично могли образовываться в самых различных условиях. Хорошо известны нормально-осадочные сульфидоносные отложения, развивающиеся в восстановительной фации морских осадков (черные пиритсодержащие сланцы) и в сапропелевых илах некоторых озер в результате биохимических процессов. Описаны и сульфидные руды чисто магматического глубинного генезиса с никелевыми минералами и магнетитом (тип Содбери). Существуют также многочисленные месторождения сульфидных руд, обра-

[1] Следует заметить, что В. И. Смирнов имеет в виду рудную формацию, но не формацию в понимании Н. С. Шатского и Н. П. Хераскова. Как будет показано ниже, колчеданные руды вулканогенно-осадочного генезиса связаны с несколькими формациями в этом последнем понимании термина.

зовавшиеся гидротермально-метасоматическим путем. Наконец, встречаются вулканогенно-осадочные пиритовые залежи и рудопроявления, образовавшиеся при осаждении в восстановительной обстановке из морской воды сульфидных гелей металлов эксгаляционного или гидротермального происхождения. Это пиритовые руды с изменчивым содержанием халькопирита, сфалерита и галенита. Кроме примеров, указанных В. И. Смирновым, к этому генетическому классу месторождений относятся колчеданные руды в карадоке Северного Уэльса и, вероятно, руды месторождения Рио-Тинто в Испании, которые он считает гидротермальными. Сульфидные руды этого типа обладают всеми семью отличительными признаками, которые В. И. Смирнов (1960, стр. 21) приводит для первого генетического класса, и имеют еще некоторые характерные признаки, о которых будет сказано ниже.

Однако нельзя согласиться с утверждением В. И. Смирнова, что все сульфидные месторождения относятся к одной «колчеданной формации и что геологические условия нахождения колчеданных месторождений удивительно выдержаны во всем мире» (1960, стр. 19).

Как будет показано ниже, сульфидные руды вулканогенно-осадочного генезиса встречаются в парагенезе с различными вулканическими и осадочными породами и в разных тектонических условиях, т. е. принадлежат нескольким формациям.

Чтобы правильно решить вопрос о генезисе руд и условиях их образования, необходимо изучать формационный характер вмещающих руду пород. Примером ошибок в определении генезиса руд при одностороннем изучении только самих рудных залежей могут служить месторождения сульфидов Раммельсберг (в Гарце) и Мегген (в Зауэрлянде). На основании рассмотрения лишь минерального состава руд в отрыве от общей геологической ситуации, без изучения вмещающих пород указанные месторождения относились разными авторами то к эндогенным, то к метасоматическим, то к нормально-осадочным. Даже в 1955 г. Г. Шнейдерхен (1958, стр. 379) считал месторождение Раммельсберг «очень спорным по своему происхождению». Всестороннее комплексное изучение вмещающих пород позволило установить, что руды Раммельсберга непосредственно связаны с кератофировыми туфами и сингенетичны окружающим породам (Ramdohr, 1953; Kraume, 1955, 1957; Kassel, 1958). Исследования Х. Эренберга, А. Пильгера и Ф. Шредера позволили им построить новые палеогеографические карты для девона Рейнских сланцевых гор и доказать, что сульфидные руды месторождения Мегген, подобно рудам Раммельсберга, представляют собой первичные подводноморские образования, источником железа которых являются вулканические эксгаляции и гидротермы (Ehrenberg, Pilger, Schröder, 1954).

В настоящей работе предпринята попытка рассмотреть формационный характер отложений, с которыми связаны пластовые залежи сульфидных руд. Из большого количества колчеданных месторождений здесь рассматриваются только такие, в отношении которых приводились доказательства в пользу их вулканогенно-осадочного генезиса или, по крайней мере, высказывались предположения о таком генезисе. Целью нашей работы было выделение определенных вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций, с которыми связаны сульфидные руды, их сравнительная характеристика и установление их отличий от формаций, с которыми связаны железные руды того же генезиса, но другого состава.

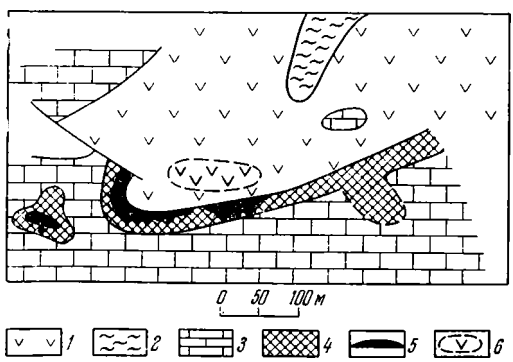
В отличие от предшествующих глав здесь рассматриваются не формации в целом, а отдельные месторождения и рудные районы. Это вызвано тем обстоятельством, что некоторые сульфидные месторождения связаны с формациями, уже описанными выше.

Пиритовые руды, связанные с вулканогенно-карбонатными формациями

Месторождение «Единство» в Гарце (ГДР)

Вулканогенно-карбонатная формация с месторождениями гематит-магнетитовых железных руд, развитая в Гарце, описана в главе III. С этой же формацией связано и месторождение пиритовых руд. Как было показано выше, в Эльбингеродском комплексе Гарца выделяются четыре шальштейновых седла: Бюхенбергское, Браунзумпфское, Эльбингеродское и Нейверкерское. Между ними ясно выделяются небольшие мульды и седловины. В юго-западной части седла Браунзумпф, в 2 *км* от г. Эльбингероде, в области рассекающего это седло так называемого «большого грабена», находится месторождение «Единство».

В «большом грабене», образуя ядро поднятия, на поверхность выходят кератофиры, лежащие на виссенбахских сланцах эйфельского яруса. Железные руды, представленные гематитом и пиритом, генетически связаны с кератофирами и шальштейнами и залегают на контакте их с вышележащими известняками. Положение и форма линз, прослоев и тел пиритовых руд на разных уровнях штолен очень сложны и разнообразны. На фиг. 37 видно, что на уровне 77 *м* от поверхности гематитовая руда лежит на кератофирах, но во многих местах между ними находятся линзы пирита. Руда покрывается стрингоцефаловым известняком верхнего живета. В штольне на северо-востоке встречена жила диабаз-порфирита, что давало повод связывать руду с интрузиями. Х. Ланге (Lange, 1957) отмечает, что шальштейны, переслаивающиеся с кератофирами, содержат большие вулканические бомбы и глыбы (до 1 *м* в поперечнике), иногда с включением пирита. В своей работе Х. Ланге приводит много рисунков, показывающих разнообразие соотношений главных имеющихся здесь пород: кератофира, известняка, гематита и пирита на разных уровнях штолен (от 100 до 380 *м* глубины). На этих рисунках ясно видно, что гематит всегда граничит с известняком, т. е. покрывается им, а пирит лежит ниже, т. е. на кератофирах. Таким образом, гематит связан с кератофирами или непосредственно, или через пиритовый горизонт (фиг. 38). Пирит обязательно и непосредственно связан с кератофирами, а от известняка обычно отделен гематитовой залежью и редко покрывается им непосредственно. В некоторых случаях на кератофире залегает руда смешанного состава, состоящая из известкового гематит-магнетита с небольшим количеством пирита (Dave, 1963).

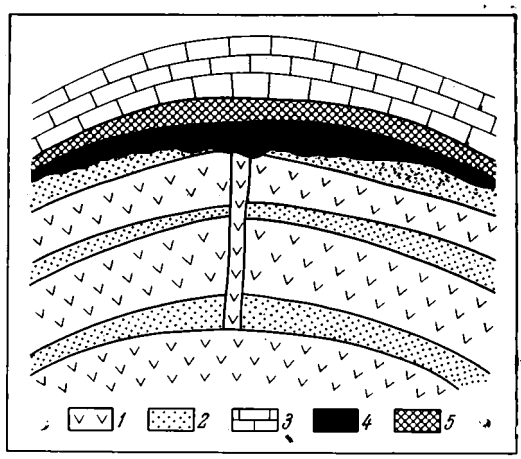


Фиг. 37. Положение пород на уровне 77 *м* в шахте месторождения «Единство» в Гарце (Lange, 1957)

1 — кератофиры; *2* — диабаз-порфириты; *3* — известняки; *4* — гематитовая руда; *5* — пиритовая руда; *6* — зона выхода кератофира на поверхность

Мощность разрабатываемых пиритовых залежей колеблется от 2 до 40 *м*. Иногда пирит образует линзы в кератофирах и импрегнирует их. Самая крупная залежь пирита находится на южном крыле кератофирового купола на глубине 280 *м*. На северном и северо-западном крыле этого купола пиритовых руд почти нет. Здесь развиты гематит-магнетитовые известковые руды мощностью от 10 *см* до 15 *м*. Пирит

встречается в этом районе только небольшими линзами в верхней части кератофиров. Границы между пиритом и гематитом, а также между гематитовой рудой и кроющим известняком обычно резкие. Однако от кератофиров к пиритовой руде большею частью наблюдается постепенный переход. Иногда зона пиритизированных кератофиров достигает мощности 20 *м*. В мульдовых зонах между седлами Эльбингеродского комплекса пирит не встречается никогда, а гематитовая руда — очень редко.



Фиг. 38. Схематический разрез месторождения «Единство» в Гарце

1 — кератофиры; *2* — шальштейны; *3* — известняки; *4* — пиритовая руда; *5* — гематитовая руда

Обобщенный разрез колчеданного рудника «Единство», начиная с глубины 100 *м* (сверху вниз), приводит Х. Ланге (Lange, 1957):

	Мощность, *м*
1. Известняк по резкой границе, покрывающий руду	
2. Гематит с магнетитом	4—10
Резкая граница	
3. Пирит с сидеритом (21% S)	10—40
Постепенный переход	
4. Оруденелая зона кератофиров (18—20% Fe)	20
5. Кератофиры и туфы с прослоями пирита и кремнистсого гематита	до 400
6. Виссенбахские сланцы.	

Интересным фактом является присутствие в парагенезе пород формации в районе месторождения «Единство» прослоев черных графитовых сланцев. Они постоянно переслаиваются с кератофирами и при микроскопическом изучении оказались пелитовыми кератофировыми туфами, подобными развитым на месторождении Раммельсберг. Мощность прослоев черных пелитовых туфов около 0,5 *м*.

О генезисе кератофиров Эльбингеродского комплекса существовали разные мнения. Первоначально их считали близповерхностными интрузиями. Исследования последних лет показали нормальное залегание кератофиров на виссенбахских сланцах, переслаивание их с шальштейнами и черными пепловыми туфами и решили вопрос окончательно в пользу их эффузивного генезиса. По составу они очень близки к Ланн-Дилльским, но богаче кремнеземом. Кератофиры месторождения «Единство» состоят в среднем на 47% из микропертита, на 35% из альбита, на 9% из кварца, на 3% из авгита, кальцита и апатита, и приблизительно на 6% из рудных минералов. Мощность вулканической серии в районе северо-восточной части седла Браунзумпф 400—500 *м*.

Изучение строения вулканогенной толщи, подстилающей руду, показывает, что в центральной части наблюдаемого сейчас поднятия, которая соответствует положению древнего вулкана, в разрезе преобладают кератофировые лавы лишь с небольшим количеством туфовых прослоев. На крыльях же поднятия лавы переслаиваются мощными пачками туфов и шальштейнов. Последние преобладют в подошве рудного горизонта (см. фиг. 38).

В составе пиритовых залежей месторождения «Единство» в большем или меньшем количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит,

а также железистые хлориты, магнетит, кальцит и аутигенный кварц. В пирите постоянно обнаруживается примесь никеля, кобальта, ванадия, золота и марганца (табл. 21). Совершенно такой же состав имеют сульфидные руды месторождения Раммельсберг, относящегося к той же вулканогенно-карбонатной формации, но расположенного за пределами зоны активного вулканизма, на северо-западе Гарца. Близки по составу и сульфидные руды месторождения Мегген, которое будет описано ниже.

Таблица 21

Состав пиритовой руды месторождения «Единство» (в %)

Компоненты	Обр. 1	Обр. 2	Компоненты	Обр. 1	Обр. 2
S	44,60	45,20	Zn	0,016	0.46
SO_2	0,52	—	Ni	0,002	0,02
Fe	40,53	42,40	Au	0,007	—
Mn	0,80	—	SiO_2 + нерастворимый остаток	—	6,20
As	0,40	0,30			
Cu	0,024	0,06	MoO_3	1,80	0,95
Pb	Сл.	0,13	CaO	0,98	1,25
			MgO	0,04	0,1

Действительная картина последовательности образования рудных минералов достаточно сложна, и по этому вопросу среди геологов нет единой точки зрения. Обычная резкость границы между пиритовой и гематитовой частями залежей скорее говорит об их самостоятельном последовательном образовании при разной окислительно-восстановительной обстановке. Однако существуют отдельные линзы пиритовой и пиритово-магнетитовой руды, которые образовались в результате восстановления сероводородными струями первично гематитового осадка (по формуле $2Fe_2O_3+2H_2S=Fe_3O_4+FeS_2+2H_2O$). Однако такое происхождение нельзя приписывать всем горизонтам магнетитовых руд. Некоторые их прослои имеют первичное происхождение.

Оруденение верхней части кератофиров, где содержание железа доходит даже до 20%, объясняется выпадением сульфидов из гидротермальных растворов и частичным замещением ими вулканогенного материала.

Однако рудные залежи главного пиритового горизонта месторождения «Единство» не имеют признаков метасоматического происхождения и, судя по условиям залегания и по составу, представляют собой результат хемогенного осаждения сульфидов железа из рудоносных растворов, достигавших морского дна.

Месторождение Раммельсберг в Гарце

Месторождение «Единство», описанное выше, является примером руд смешанного состава, когда выше пиритовых залежей формировались гематит-магнетитовые, обычные для вулканогенно-карбонатной формации. Однако в той же формации имеются и чисто колчеданные залежи вулканогенно-осадочного генезиса. Это месторождения Раммельсберг в Гарце и Мегген в Зауэрлянде на северо-востоке Рейнских сланцевых гор.

Месторождение Раммельсберг находится на северо-западном крыле Верхне-Гарцского девонского седла близ Госляра (в 30—40 *км* к северо-западу от известных гематит-магнетитовых руд Эльбингеродского ком-

плекса). Руды его связаны со щелочными кератофировыми туфами и глубоководными виссенбахскими сланцами эйфельского яруса. Отложение руд происходило в начале образования формации, одновременно с появлением первых признаков вулканизма. Гематит-магнетитовые руды типа Лан-Дилль в Гарце залегают выше по разрезу и приурочены к средней части вулканогенно-карбонатной формации — к живетскому ярусу (см. главу III).

Богатые сульфидные руды месторождения Раммельсберг и мощные толщи вмещающих их сланцев с прослоями туфов и известняков подверглись сложной складчатости и в настоящее время обладают чешуйчатым строением.

В результате детальных исследований последних лет было отвергнуто существовавшее ранее представление об интрузивном «выжимании» сульфидов рудного тела и продолжении его на глубину. Установлено, что рудные линзы отложились в узкой мульде, сингенетичны вмещающим породам, залегают согласно с ними и имеют подводно-морской вулканогенно-осадочный генезис. В последнем убеждает согласное с вмещающими осадочными породами залегание руд, переслаивание их со сланцами в зонах выклинивания рудных тел, отсутствие следов замещения рудой других пород, находки в самой руде раковин гониатитов, а вместе с этим и постоянная связь руды с туфами, которые залегают в их подошве.

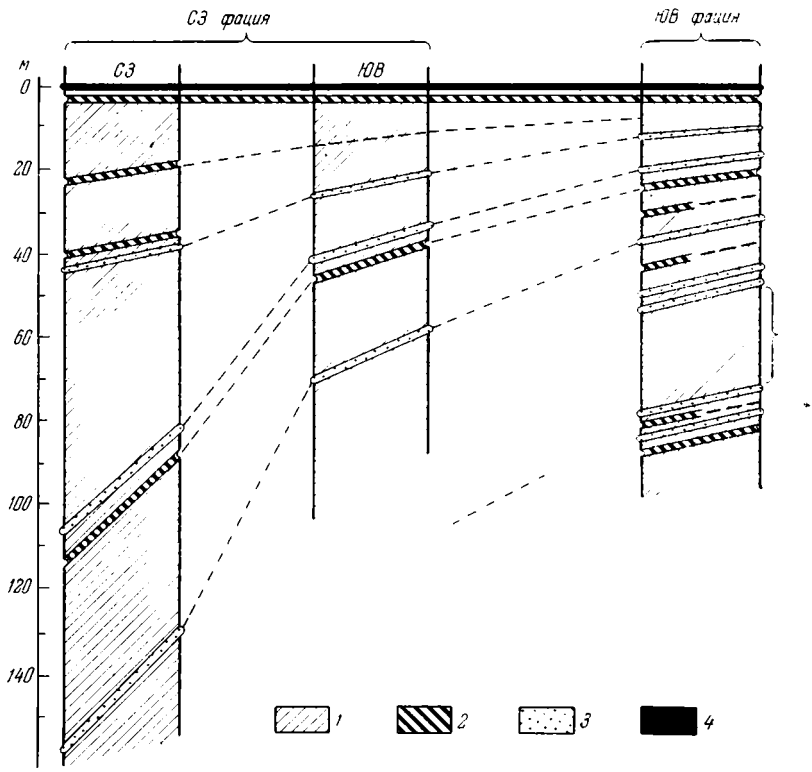
Общий разрез девонских отложений формации в районе месторождения Раммельсберг, по П. Рамдору (Ramdohr, 1953), Е. Крауме (Kraume, 1955) и В. Касселю (Kassel, 1958), следующий:

	Мощность, *м*
Средний девон	
1. Стрингоцефаловый известняк (или стилиолиновые сланцы).	
2. Виссенбахские (гослярские) сланцы с прослоями известняков и туфов и колчеданной рудой. Они делятся на три горизонта:	
в) рудный горизонт,	
б) глинистые сланцы,	
а) песчанистые сланцы.	
Общая мощность	140
3. Кальцеоловые известково-глинистые сланцы с прослоями туфов, известняков и песчаников	Около 70
4. Глинистые сланцы и песчаники с прослоями туфов. Один из туфовых слоев залегает на границе с нижним девоном.	
Верхи нижнего девона	
5. Кварциты, переслаивающиеся с песчаниками и известковистыми глинистыми сланцами, с одиночными редкими и маломощными туфовыми прослоями.	

Для решения спорных вопросов генезиса руд и вмещающих пород большое значение имело открытие в разрезе месторождения Раммельсберг выдержанных туфовых прослоев, которые при геологической съемке служили маркирующими горизонтами. Еще в 1933 г. В Шмидт (Schmidt, 1933) установил, что виссенбахские сланцы содержат прослои и линзы туфов небольшой мощности (3—12 *см*). Исследования последних лет показали, что туфы встречаются не только в этих сланцах, но также и во всей толще среднего девона, вплоть до верхов нижнего девона (Ramdohr, 1953; Kraume, 1955; Kassel, 1958 и др.). Последний автор описал 24 туфовых горизонта только в виссенбахских сланцах, причем отметил, что мощность их увеличивается вверх по разрезу и наибольшей величины (более 1 *м*) достигает горизонт туфа, подстилающий руду. Многочисленные туфовые прослои и линзы были отмечены в нижележащих отложениях — см. фиг. 39 (Kassel, 1958).

Туфы часто граничат со слоистым известняком и сами иногда характеризуются сравнительно большим содержанием $CaCO_3$. Обычно тонкие прослои кальцита находятся в верхней и нижней частях туфового слоя, что и отмечает его границу со сланцами.

Туфы в районе месторождения Раммельсберг изучались многими исследователями (Berg, 1926, 1933; Schumann, 1950; Kraume, Jasmund, 1951; Kraume, 1955; Kassel, 1958). Указанные авторы подтвердили впервые выдвинутое Л. Бергом предположение о кератофировом составе туфов и опровергли старое представление о том, что это диабазовые туфы. Е. Крауме считает, что первоначально туфы состояли из калиевых полевых шпатов, кварца и биотита (Kraume, 1955). Х. Шуман отметил постоянную тонкозернистость значительной части туфов, а также их характерный химический состав (Schumann, 1950). Этот автор подчеркивает большое значение временно-пространственного развития туфовых горизонтов в рудном районе и ясную связь их с рудой. В. Кассель (Kassel, 1958) приводит химический состав всех туфовых горизонтов в сланцах среднего девона, включая туфы, переслаивающие руду. Некоторые из этих анализов приведены в табл. 22. Сравнивая их состав с туфами в девонских отложениях других районов Гарца, В. Кассель утверждает, что для вулканизма Гарца вообще характерна высокая щелочность лав и туфов среднего и кислого состава. Подобный состав туфов, переслаивающих глинистые сланцы девона, характерен также для района Гарца, лежащего к востоку от Броккенского массива (Seim, 1955).



Фиг. 39. Схематический профиль и фациальные переходы с северо-запада на юго-восток в районе месторождения Раммельсберг (Kassel, 1958)

1 — сланцы; *2* — туфовые прослои; *3* — песчаные и карбонатные прослои; *4* — руда

Особенно интересно преобладание в туфах окиси калия с тенденцией ее увеличения вверх по разрезу, т. е. по направлению к рудной залежи (K_2O от 5 до 8%). Близ самого рудного горизонта содержание K_2O несколько падает (5—6%), но все же остается высоким и всегда превышает содержание окиси натрия. Количество Na_2O очень низкое и довольно постоянное — от 0,1 до 0,5%. Содержание кремнезема, начиная с прослоев туфов в породах низов среднего девона, где оно колеблется от 40 до 55%, выше по разрезу увеличивается и в туфах, подстилающих руду, неизменно составляет 61—65%.

Таблица 22

Состав туфовых горизонтов в девонских отложениях района месторождения Раммельсберг

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	CO_2	K_2O	Na_2O	Fe	Pb	Cu	Zn	S
79 *	62,25	0,13	13,96	2,83	1,54	0,57	5,58	0,56	1,98	<0,05	<0,01	0,015	0,30
75	61,63	1,0	14,98	1,20	—	1,62	5,92	0,28	3,19	<0,05	0,02	<0,01	0,24
77	52,27	0,14	20,85	2,16	—	0,50	8,71	0,22	2,98	<0,05	<0,01	0,015	0,47
63	65,91	2,42	17,66	0,75	0,55	0,40	3,54	0,30	3,45	—	—	—	0,40
78	64,82	0,13	12,91	2,31	0,55	1,08	5,29	0,35	2,32	<0,05	<0,01	0,03	0,81
74	45,34	0,43	28,65	3,00	—	—	7,52	0,30	4,42	0,05	0,013	0,08	0,87
70	65,61	2,25	18,33	1,05	0,20	0,74	5,08	0,12	3,31	<0,02	0,011	0,0014	0,43
Туф в I шахте, уровень 9 *м*	48,50	Не опр.	27,7	1,1	0,4	0,8	6,8	0,8	2,61	Не опр.			

* Данные по обр. № 79, 75, 77, 63, 78, 74, 70 — по В. Касселю (Kassel, 1958), данные по образцу из I шахты — по Е. Крауме (Kraume, 1955).

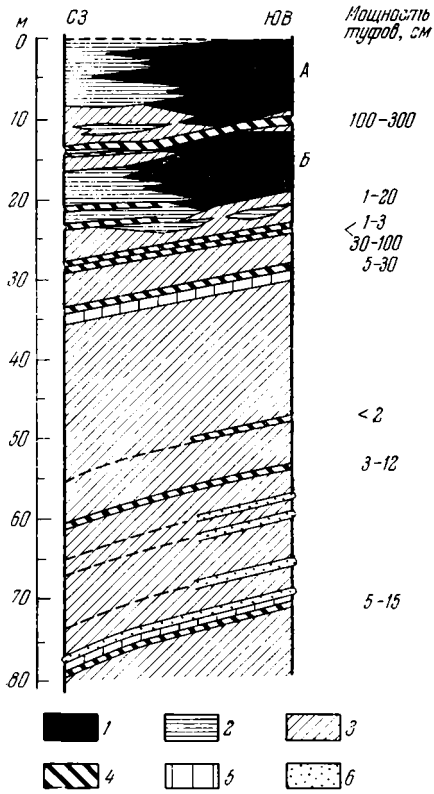
Замечательна взаимосвязь между увеличением вверх по разрезу мощности туфовых прослоев, проявлением тенденции к более кислому составу туфов и увеличением их щелочности (точнее, повышением количества K_2O).

Вверх по разрезу одновременно с увеличением количества прослоев туфов, их мощности и изменением их состава в сланцах начинают появляться прослои сульфидных полосчатых руд (Banderzcharakter) и увеличивается их битуминозность. Прослеживая изменение характера сланцев по мере приближения к рудному горизонту, В. Кассель (Kassel, 1958) указывает, что нижний из трех горизонтов виссенбахских сланцев сильно песчанист и содержит редкие прослои туфов. Средний горизонт сложен более темными зелеными плотными глинистыми сланцами с более частыми прослоями туфов и известняков. Верхний горизонт представлен черными битуминозными глинистыми сланцами с мелкими пиритовыми и карбонатными конкрециями. По мере приближения к рудной залежи сланцы становятся все более пиритизированными. Мощность и количество туфовых и известняковых прослоев еще более увеличивается, а на плоскостях слоистости пород появляются многочисленные линзочки, прожилки и глобули пирита.

Как и в других месторождениях этого типа, переход к рудной залежи совершается постепенно через характерные черные графито-пиритовые битуминозные глинистые сланцы, обогащенные Fe, Zn, Pb, Cu. Черные сланцы переходят сначала в бедные слоистые руды, затем в богатые, но переслоенные сланцами и туфами, и, наконец, в линзовидную массивную руду.

Месторождение Раммельсберг, называемое в некоторых работах свинцово-цинково-медно-баритовым, состоит из трех рудных тел. Раньше считалось, что две колчеданные залежи были первично связаны друг с другом и протягивались на 1200 *м* (Бубнов, 1935). Теперь это предположение отвергнуто. Детальными работами последних лет установлено, что обе залежи колчеданных руд и одна баритовая находятся на разных стратиграфических уровнях. Они разделены туфами, известняками и сланцами и лежат согласно с вмещающими породами, как бы в кровле одна другой. Залегают они в висячем крыле опрокинутой мульды, слои которого перевернуты. Поэтому надо иметь в виду, что так называемая «новая залежь» древнее «старой залежи». Последняя обнажается на северо-западном склоне Раммельсберга на протяжении 500 *м*, и мощность ее в среднем равна 15 *м*. Однако в местах разветвлений мощность руды «старой залежи» достигает 25—30 *м*. Падает она на юго-восток под углом 45°. Эта колчеданная залежь непосредственно подстилается главным туфовым горизонтом, который покрывает «новую залежь», не выходящую на поверхность. Она лежит на глубине 30—90 *м* и прослежена на 600 *м*. Наблюдается расширение ее в глубину от 15 до 50 *м*.

В подошве и кровле каждой массивной пиритовой залежи, а также на их флангах лежат слоистые (или полосчатые) руды. Они являются переходными к бедным рудам, переслаивающимся с туфами и сланцами.



Фиг. 40. Схематический профиль пиритовых руд месторождения Раммельсберг (Kassel, 1958)

А — старая залежь. *Б* — новая залежь; *1* — массивная руда; *2* — слоистая руда; *3* — сланцы; *4* — туфовые прослои; *5* — карбонатные прослои; *6* — песчаные прослои

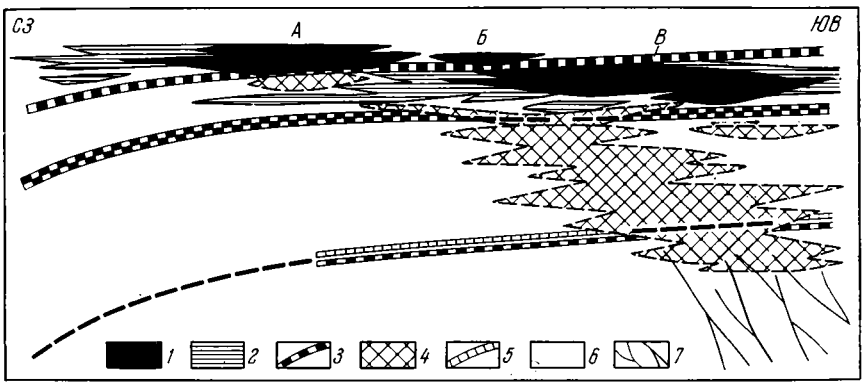
В зонах выклинивания рудные тела пальцеобразно расклиниваются темными глинистыми сланцами (фиг. 40).

«Серая залежь», или баритовое рудное тело, находится между двумя колчеданными залежами и подстилается тем же главным туфовым горизонтом (фиг. 41), который находится в подошве «старой залежи». Это позволяет предполагать горизонтальный переход сульфидных руд в барит-доломитовые.

Состав руд месторождения Раммельсберг довольно сложен (табл. 23). Кроме главных рудных минералов — пирита и марказита, всегда встречаются сфалерит, халькопирит, свинцовый блеск, магнетит, пирротин, борнит, а из нерудных минералов — барит, кальцит, доломит, анкерит, сидерит и хлорит. Постоянно наблюдаются взаимные переходы различных минералогических типов (фиг. 42). Распределение сульфидов и обогащение их барием и мышьяком в какой-то мере закономерно. Слоистая руда в кровле залежи богата пиритом и мышьяком. Барит и доломит, вероятно, подчинены «старой залежи» и замещают ее по простиранию, а в «новой залежи» их почти нет. Содержание пирита в «старой залежи» более высокое. Интересно, что пирит и марказит пер-

вично образуются одновременно один подле другого и иногда сохраняются до настоящего времени.

Тектонические нарушения, сжатие и растяжение изменили соотношение рудных типов и их первичную текстуру. Метаморфические структуры многочисленны и разнообразны. П. Рамдор (Ramdohr, 1953) считает, что высшая температура метаморфизма была около 225°.



Фиг. 41. Доорогенное положение рудных залежей Раммельсберга (Kassel, 1958)

1 — массивная руда (*А* — старая залежь; *Б* — бариговая залежь — серая руда; *В* — новая залежь); *2* — слоистая руда; *3* — туфы; *4* — рудный сланец («киист»); *5* — карбонатные прослои; *6* — глинистые сланцы; *7* — пути выхода газов и гидротерм

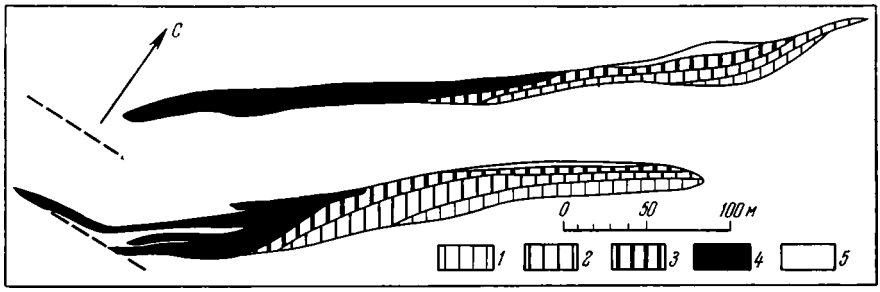
Таблица 23

Данные о составе руд месторождения Раммельсберг (в %)
(Kraume, 1955)

Компоненты	Ag, *г/т*	Pb	Zn	Cu	Fe	Mn	$BaSO_4$	CaO	MgO	SiO_2
Пиритовая сульфидная руда	—	2	4	1	30	—	1	—	—	—
Кусковая пиритовая руда	—	5	12	1	22	—	3	—	—	—
Медная руда	—	5	8	18	26	—	3	—	—	—
«Melierterze»	—	8	22	4	12	—	14	—	—	—
Бурая руда	—	20	36	1	8	—	6	—	—	—
Свинцово-цинковая руда . . .	—	10	20	0,8	8	—	28	—	—	—
Свинцовая руда	—	25	10	0,4	4	—	40	—	—	—
Серая руда (баритовая)	—	3	3	0,1	2	—	80	—	—	—
Баритовая руда по уровням штольни, *м*										
0	142	2,0	2,6	0,1	1,6	0,1	87,2	0,9	0,2	2,9
1	152	2,6	3,4	0,3	2,0	0,1	84,3	0,5	0,2	1,9
3	143	3,7	4,6	0,2	1,8	0,1	76,9	2,0	0,3	3,9
5	134	1,6	3,0	0,1	1,8	0,2	77,9	3,5	0,4	2,2

В работе П. Рамдора, а также в более ранних исследованиях В. Борнхарда (Bornhardt, 1939, 1948) и Е. Крауме (Kraume, 1951) показано, что можно легко отличить первоначальную структуру руд от метаморфической. Обычно это крайне тонкозернистые, ритмические структуры пирита или более грубые, со всеми признаками коллоидного выпадения из растворов. Широко распространены гелевые структуры и виноградо-

подобные скорлуповатые массы, но оолиты очень редки. Тщательный анализ структур и текстур руд Раммельсберга доказывает, что вопреки сложившемуся мнению сульфиды железа, цинка и свинца выпадали первично и что эти минералы очень часты в типично осадочных отложениях, таких как, например, битуминозные сланцы и известняки.



Фиг. 42. Схема распределения минералогических типов руд в основных разрезах старой залежи месторождения Раммельсберг (Kraume, 1955)

1 — пиритовая руда; *2* — кремнистая колчеданная руда; *3* — бурая руда; *4* — свинцово-цинковая баритовая руда; *5* — баритовая руда

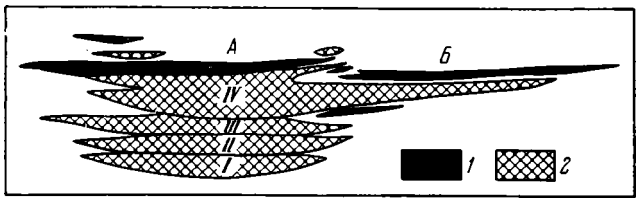
В тесной связи с рудными телами находится своеобразный черный массивный, брекчированный и трещиноватый «рудный сланец» — Kniest. Он образует четыре крупные линзы в сланцах кровли и является первичным образованием. Трещины его заполнены крупнокристаллическими пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом. По Е. Крауме (Kraume, 1955), «книст» содержит 68% SiO_2, 8% Al_2O_3; 5% разных карбонатов и 19% нерастворимого остатка (60% SiO_2 находится в виде кварца).

По внешнему облику «книст» подобен кремнистым сланцам, но он не обладает тонкой сланцеватостью мягких глинистых сланцев. Происхождение «книста» очень спорно. От окружающих глинистых сланцев он нигде резко не отграничен и имеет разные переходы. Ж. Хеземан (Heseman, 1925) описал три разновидности «книста»: а) слоистый (сланцеватый); б) кварцитовидный; в) зернистый. Ж. Хеземан считает, что это сланцы, подвергшиеся позднейшему гидротермальному окремнению и насыщению металлическими ионами. Однако В. Шмидт (Schmidt, 1933), Е. Крауме (Kraume, 1953, 1955), В. Кассель (Kassel, 1958) и др. считают «книст» первично-осадочным образованием. Согласно этим исследователям, принос кремнезема гидротермами происходил перед рудообразованием или мог быть ему сингенетичным (фиг. 43). Тектонически «книст», во всяком случае, имеет доорогенное происхождение (перед фазой складчатости).

Многие авторы считают, что сначала при интенсивном выходе вулканогенного кремнезема и малом рудных компонентов образовались линзы рудоносного сланца — «книст». В дальнейшем в богатых углеродом глинистых сланцах появляется редко рассеянная мелкая импрегнация сульфидов железа и других металлов, принесенных эксгаляциями и гидротермами. На дне неглубокого моря с переменной интенсивностью и ритмично осаждались туфы и рудное вещество. Увеличение количества последнего создавало постепенный переход от сланцев к полосчатой руде, а затем к богатым сульфидным рудам. Осаждение руд в виде первично гелевой массы происходило в богатом сероводородом иле. Сероводород также доставлялся эксгаляциями. П. Рамдор (Ramdor, 1953) отмечает, что для создания благоприятных условий рудообразования

необходима была зона затрудненной циркуляции морской воды и богатый отмирающий планктон.

Несмотря на последующие тектонические нарушения, сохранилось согласное залегание первичных руд с вмещающими породами. Сохранился также присущий всем месторождениям пиритовых руд вулканогенно-осадочного генезиса фациальный переход известковых и глинистых сланцев к черным пирит-графитовым (рудоносным кремнистым сланцам), затем к бедной полосчатой руде и, наконец, к богатой колчеданной залежи. Соотношение в рудных слоях рудных и нерудных минералов очень изменчиво. Оно зависит не только от качества и количества поступавшего из вулканического очага материала, но в большой степени также от различных эпигенетических и метаморфических процессов.



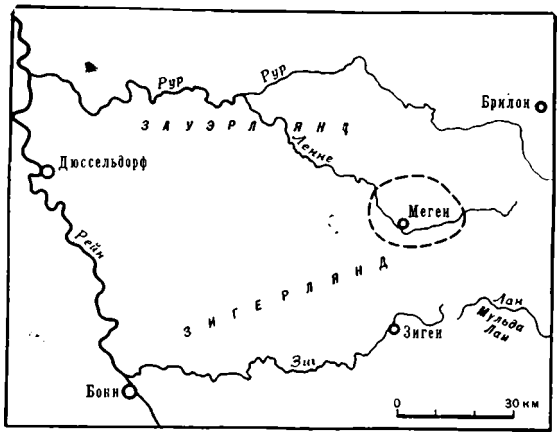
Фиг. 43. Схема соотношения рудных тел месторождения Раммельсберг с рудными сланцами — «книст» (Kraume, 1955)

1 — руда (*А* — старая залежь; *Б* — баритовая и новая залежи); *2* — рудный сланец. *I—IV* — порядок последовательного образования рудных сланцев («книст») при выходе магматогенных кремнистых растворов

Месторождение Мегген в Зауэрлянде

Месторождение Мегген находится в Зауэрляндском синклинории на северо-востоке Рейнских сланцевых гор и относится к вулканогенно-карбонатной формации, развитой в этом районе (фиг. 44). Руды залегают в мульде Аттендорн-Эльснер, в 30 *км* севернее Зигена и в 30—50 *км* западнее месторождений гематит-магнетитовых руд, развитых в Восточном Зауэрлянде близ гг. Брилона и Адорфа. В связи с сильной складчатостью и образованием чешуй и надвигов рудная залежь сплющена и опрокинута. Детальные работы последних лет позволили провести реконструкцию первоначального положения рудного тела и выяснить, что оно залегает согласно с вмещающими породами, протягиваясь на 4 *км* в длину при ширине до 1 *км*. Максимальная мощность руды 6,5 *м*. Месторождение известно уже более 100 лет. Однако изучение его проводилось главным образом в связи с тем, что оно крайне интересно в практическом отношении. Кроме значительных запасов пирита, сульфидов цинка и других металлов, добыча барита на месторождении Мегген является самой значительной в Европе. Вопросы условий образования руд в связи с их генезисом разбираются в литературе сравнительно недавно. Наиболее интересной является работа Х. Эренберга, А. Пильгера и Ф. Шредера (Ehrenberg, Pilger, Schröder, 1954), поскольку в ней, кроме описания руд и пород, приведена палеогеографическая карта района для эпохи образования руд и разбирается вопрос об источнике рудного вещества.

Для доказательства вулканогенно-осадочного генезиса руд месторождения Мегген необходимо обосновать принадлежность их к вулканогенно-карбонатной формации и связь их с синхронным вулканизмом.



Фиг. 44. Схематический план расположения месторождения Мегген (Ehrenberg, Pilger Schröder, 1951)

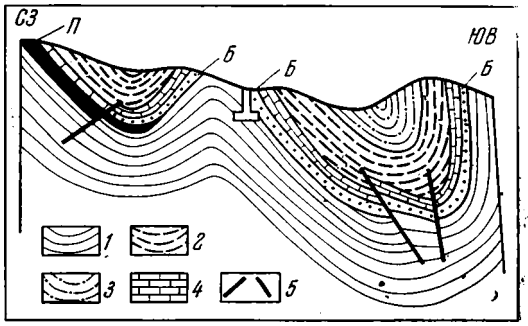
В противоположность месторождению Раммельсберг на северо-западе Гарца сульфидно-баритовые руды Мегген залегают среди осадочных пород, лишенных примеси вулканогенного материала. Однако связь руд с вулканизмом доказывается довольно легко и прежде всего стратиграфическими сопоставлениями.

В Зауэрляндском синклинории девонский вулканизм был более слабым и менее продолжительным, чем в Гессенском синклинории Рейнских сланцевых гор. Вулканические породы встречаются только в восточной части Зауэрляндa и занимают определенное стратиграфическое положение — в самой верхней части живетского яруса. Они подстилаются глубоководными тентакулитовыми сланцами, которые содержат в верхней части нижнеживетских гониатитов. Непосредственно на вулканических породах залегают известняки самой нижней зоны франского яруса. Вулканические породы, имеющие местное название «Hauptgrünstein» («главный зеленый камень»), представлены диабазовыми мандельштейнами, туфами и шальштейнами. На востоке их мощность достигает 200 *м*, а к западу постепенно уменьшается. На контакте вулканических пород с известняками залегают красные железняки, которые эксплуатируются в 10 рудниках (см. главу III). В западном направлении вулканические породы расклиниваются горизонтами верхнеживетских битуминозных известковистых сланцев и плитчатых известняков фации «флинц» и постепенно замещаются ими. Дальше всего на запад вулканические породы заходят вдоль северного крыла Восточно-Зауэрляндской антиклинали, ядро которой сложено тентакулитовыми сланцами нижнего живета и эйфеля. Они прослежены на 17 *км* западнее г. Брилона. На южном крыле этой антиклинали вулканические породы выклиниваются в 7 *км* юго-западнее г. Адорфа.

Осевая часть Зауэрляндского синклинория выполнена мощной толщей верхнего девона и кульма. Южнее слои начинают подниматься, причем пограничные горизонты верхнего и среднего девона выходят на поверхность в долине р. Ленне близ г. Меггена. Колчеданно-баритовая залежь месторождения Мегген занимает точно такое же стратиграфическое положение в самых верхах живета, как и вулканические породы на крыльях Восточно-Зауэрляндской антиклинали. Руды подстилаются тентакулитовыми сланцами, верхняя часть которых (нижний живет) имеет местное название сланцев Ленне. Покрываются они «адорфским» цефалоподовым известняком основания франского яруса.

Расстояние от Меггена до ближайших выходов синхронных вулканических пород на северном крыле Восточнозауэрляндской антиклинали около 30 *км*, а до ближайшего выхода на южном ее крыле — около 40 *км*. Вероятно, в осевой погруженной части Зауэрляндского синклинория вулканические породы развиты и на более близком расстоянии от месторождения Мегген. Но во всяком случае это несколько удаленная от центров вулканической деятельности и сравнительно глубоководная вулканогенно-осадочная фация.

Х. Эренберг и др. (Ehrenberg, Pilger, Schröder, 1954) сравнивают форму рудного тела с ванноподобным выполнением, так как подошва его вогнутая и резко граничит со сланцами Ленне, а кровля плоская. Руда вверх по разрезу переходит сначала в маломощные черные глинистые сланцы, а затем кроется и сменяется по простиранию тонкослоистым битуминозным известняком (фиг. 45). Как и на месторождении Раммельсберг, здесь выделяются «старая» и «новая» колчеданные залежи и одна баритовая.



Фиг. 45. Разрез месторождения Мегген (Бубнов, 1935)

1 — сланцы Ленне; *3* — бюдесгеймские сланцы; *3* — ципридиновые сланцы; *4* — известняки; *5* — разломы; ***П*** — **пирит**; ***Б*** — **барит**

«Старая» и «новая» колчеданные залежи вытянуты на запад-северо-запад. В средней части месторождения они залегают одна на другой, вследствии чего мощность руды увеличивается вдвое. Особенно круто лежит «старая», наиболее разведанная рудная залежь. В центральной части рудные тела сложены пиритом, мельниковитом и марказитом со сфалеритом, халькопиритом и галенитом. Кроме перечисленных рудных минералов, широко развиты кварц, кальцит, анкерит. Средняя мощность пиритовой руды 4 *м* (от максимальной 6,5 *м* до 0,95 *м* в краевых частях залежи). Барит обрамляет по периферии пиритовую руду, но резко от нее обособлен. Мощность барита также достигает 4—5, а местами и 6 *м*.

Руда большей частью плотная и бесструктурная. Изредка видна слоистость, обусловленная тонкими прослоечками сланцев.

При изучении микроструктуры руд видны прекрасно сохранившиеся гелевые образования, связанные с коагуляцией высококонцентрированных коллоидных растворов. Пирит образует округлые радиально-лучистые скопления и конкреции. Сферолиты пирита имеют размер от 30 до 35 *мк*. Часто основная масса образована мельниковитом, в котором распределены пиритовые глобули и идиоморфные кристаллы свинцового блеска в срастании с пластинками цинковой обманки. Медный колчедан обычно развит по трещинкам в руде. Барит в пиритовой залежи также представлен сфероидами с типичной структурой старения гелей. Размещение минералов в рудном теле Мегген совершенно такое же, как распределение их в рудах Раммельсберга и в других подобных месторождениях. Верхняя часть «старой залежи» богата свинцом, а нижняя цинком. Медь приурочена к основанию и к краевым частям рудного тела. «Новая залежь», образовавшаяся позднее «старой», богаче свинцом и цинком; содержание последнего доходит иногда до 16%. Средний состав пиритовой руды колчеданных залежей и баритовой залежи следующий (в %):

Пиритовая руда		Баритовая руда	
Пирит	72,35	$BaSO_4$	94,53
Сфалерит	12,32	$SrSO_4$	2,02
Галенит	0,58	$CaSO_4$	0,87
Халькопирит	0,06	H_2O	1,78
Барит	0,34	Нерастворимый остаток	0,80

Баритовая руда, обрамляющая пиритовую, образовалась, вероятно, в последнюю, заключительную фазу рудообразования в сильно кислой

среде. Однако отложение барита шло, кроме того, в течение всего процесса образования сульфидных руд, но наиболее интенсивно в краевых частях залежей.

Х. Эренберг, А. Пильгер, Ф. Шредер (Ehrenberg, Pilger, Schröder, 1954) приводят схему палеогеографии района месторождения Мегген во время рудообразования. По их данным, в связи с интенсивными тектоническими движениями в Рейнской геосинклинали в это время образовался отгороженный рифами от моря бассейн с поднятиями и углублениями дна. В этом бассейне отлагались коралловые и цефалоподовые известняки и сланцы. Образование руды началось с подачи рудоносных коллоидных растворов гидротермами по разломам и отложения пирита в сланцах и известняках в виде конкреций или тонких прослоев. По представлениям этих авторов, руды месторождения Мегген являются подводно-морскими эксгаляционно-осадочными отложениями.

Пиритовые руды, связанные с другими формациями

Трифрив (Северный Уэльс)

Дискуссионность вопроса о генезисе пиритовых руд нижнего ордовика в каледонидах Норвегии и нижнего карбона в Испании заставляет рассмотреть, с формационной точки зрения, еще один пример отложений, содержащих первичные сульфидные руды железа в Северном Уэльсе. Пиритовые руды месторождений северо-восточного склона гор Сноудон — Конвей, Трифрив и Долвиделан относятся к верхнему ордовику.

В нижнем и среднем ордовике Северного Уэльса развита вулканогенно-осадочная кремнисто-сланцевая формация, характеристика которой приведена ранее (Формозова, 1962 и глава II данной монографии). С основными вулканическими породами этой формации связаны оолитовые гематит-хлоритовые руды.

К северу в Уэльсе наблюдается смещение масс вулканических пород вверх по разрезу и вместе с этим изменение их состава от основных к кислым.

На юге вулканические породы развиты главным образом в арениге и лланвирне, в Марионетшире они преобладают в лландейло, а в Карнарвоншире — в карадоке (Хворова, 1965).

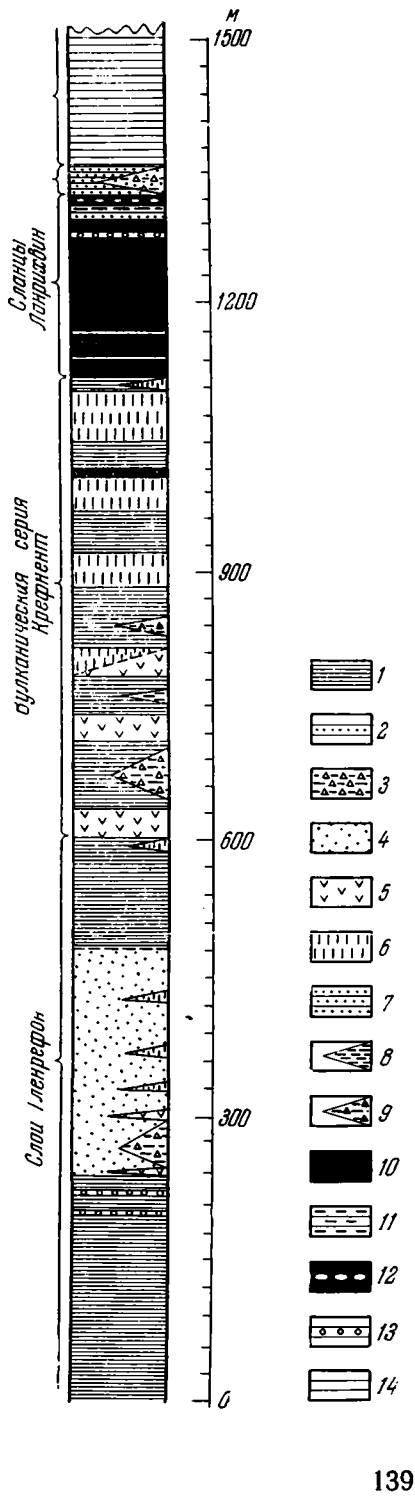
Кислые эффузивы и туфы появляются в Северном Уэльсе с карадока, а местами, возможно, с самых верхов лландейло (спорные по возрасту слои «гленрефон»).

Карадок в районе Сноудона и Трифрив сложен мощной толщей риолитовых лав и туфов (более 3 *км*) и почти не содержит прослоев осадочных пород. Оолитовые гематит-хлоритовые руды, которые в нижележащей формации ассоциируют с основными вулканическими породами, песчаниками и сланцами, в карадоке среди кислых пород не встречаются. Таким образом, можно думать, что в районе Сноудон-Трифрив в карадокском ярусе развита особая вулканогенная формация, залегающая выше кремнисто-сланцевой вулканогенно-осадочной формации. С этой формацией связаны пиритовые руды. Разрез ее в районе Трифрив хорошо показан в работе Брин-Девиса (Davies Bryn, 1936), а также приведен в работе И. В. Хворовой (1965, стр. 50). На фиг. 46 видно, что риолитовая серия вниз по разрезу (лландейло) переходит в иные по характеру породы, сменяясь сланцами, песчаниками, гравелитами с небольшими прослоями вулканических пород сначала кислого, а ниже основного состава (спилитовые агломераты). Так же хорошо видна (см. фиг. 46) смена пород и вверх по разрезу. Новая, отличная от риолито-

вой серии ассоциация пород начинается серыми аргиллитами с прослоями спилитовых агломератов и туфов и переходит в массивные серые сланцы (ашгилль).

Нижняя граница рассматриваемой формации в наиболее хорошо изученных разрезах Северного Уэльса должна проводиться где-то в средней части слоев «гленрефон», которые одними авторами относятся к лландейло, а другими — к карадоку. Именно в средней части этих слоев появляется характерный парагенез пород, состоящий из мощных покровов лав кислого состава, переслоенных туфами и темно-серыми сланцами. При детальном изучении сланцы оказались измененными пелитовыми вулканическими пеплами.

Слои «гленрефон» заканчиваются мощной пачкой серых сланцев, выше которой следует серия «крефнент», входящая в ту же формацию. Она состоит из переслаивания риолитовых лав и различных кислых туфов с черными глинистыми сланцами. Общая мощность этой серии превышает 500 *м*. В самых низах ее имеются линзы спилитовых агломератов и пемзовых туфов основного состава. Однако выше по разрезу формации развиты исключительно лавы и туфы риолитового состава, которые отличаются от пород «сноудонской» риолитовой серии лишь тем, что среди них отсутствуют характерные для этой серии хорошо слоистые пирокласты. По наблюдениям Брин-Девиса (Davies Bryn, 1936) и других английских геологов, в составе серии «крефнент» туфы преобладают над лавами, что вообще характерно для вулканогеных формаций кислого состава. Туфы близки по своему минеральному и химическому составу, но разнообразны по структуре. Среди них описаны стекловатые, кристаллические, пемзовые, лапиллиевые и агломератовые разности. В более грубых туфах нередко наблюдаются вулканические бомбы риолитового состава диаметром до 30 *см*.



Фиг. 46. Разрез формации в районе месторождения Трифрив (по Bryn Davies, 1936)

1 — серые сланцы; *2* — прослои гравийных сланцев; *3* — спилитовые агломераты; *4* — песчаники; *5* — риолиты; *6* — риолитовые туфы; *7* — переслаивание песчаников и сланцев; *8* — пемзовые туфы; *9* — агломератовые пемзовые туфы; *10* — черные пиритовые сланцы; *11* — переслаивание сланцев и туфов; *12* — серые аргиллиты с пизолитами; *13* — черные оолитовые аргиллиты; *14* — массивные сланцы

Иногда в риолитовых туфах встречаются бомбы спилитового состава, которые, вероятно, происходят из пород подстилающей формации. Они раздроблены и оплавлены во время вулканических взрывов.

Осадочные породы формации представлены серыми и черными глинистыми сланцами, содержащими большую примесь пеплового материала. Иногда они залегают небольшими прослоями среди туфов, но местами образуют мощные пачки. Это говорит об условиях довольно глубокого и спокойного морского бассейна, над уровнем которого в виде островков поднимались лишь немногие вершины подводных вулканов.

Общий разрез серии «крефнент» в районе Трифрив, по Брин-Девису (Davies Bryn, 1936), показанный также на фиг. 46, (сверху вниз) следующий:

	Мощность, *м*
1. Кристаллические туфы риолитового состава	90
2. Серые глинистые сланцы	24
3. Черные пиритизированные сланцы	6
4. Риолиты, переходящие по простиранию в массивные витрические туфы	45
5. Серые глинистые сланцы	60
6. Риолитовые туфы, переслоенные серыми сланцами, с линзами хлоритизированных пемзовых туфов	90
7. Риолиты	30
8. Серые глинистые сланцы, в нижней части с линзами спилитовых агломератов	120
9. Риолиты	30
Всего . . .	495

В верхней части формации (во время ослабления вулканической деятельности) в пепловых черных сланцах и туфах появляются пирит, пирротин и арсенопирит, которые, несомненно, представляют собой результат сублимации фумарольных газов. В туфах появляются прослои пирита, а на самой верхней пачке кристаллических туфов серии «крефнент» располагаются черные «как смоль», по словам английских геологов, пиритизированные и графитизированные сланцы серии «ланрихвин». Местами по мощности они превышают 100 *м*. Сланцы состоят из пеплового материала с большим количеством органического вещества и содержат многочисленные прослои и линзы пирита. Обычно руда обладает массивной текстурой, но в некоторых разрезах многочисленны прослои «пизолитовой» руды мощностью до 30 *см*. Размер пиритовых пизолитов около 0,35 *мм*. Обычно прослои пиритовой руды разделены довольно мощными пачками черных пиритизированных сланцев. В верхней части серии «ланрихвин» встречаются пиритизированные алевролиты и даже изредка пиритизированные известняки.

Принадлежность всех этих пород к рассматриваемой формации доказывается тем, что в кровле серии «ланрихвин» залегает серый аргиллит, замещающийся по простиранию пемзовым риолитовым туфом или спилитовым мандельштейновым агломератом. Эти породы указывают на последнее проявление вулканической активности, которой и определяются границы формации. Выше залегают мощные серые глинистые сланцы, лишенные признаков вулканической деятельности и принадлежащие другой формации.

Таким образом, пиритовые руды в верхнем ордовике Северного Уэльса имеют осадочное происхождение, но, несомненно, источник их рудного вещества связан с фумарольной деятельностью конца эпохи кислого риолитового вулканизма. В этом отношении у них много общего с сульфидными рудами других вулканогенно-осадочных формаций. Однако совершенно очевидно, что сульфидные руды такого генезиса встречаются в формациях разных типов. Месторождения сульфидных руд известны в вулканогенно-карбонатных формациях со щелочным спилито-кератофи-

ровым вулканизмом. В этом случае пиритовые руды или сопровождают гематит-магнетитовые, залегая вместе с ними на вулканических породах, или вместе с баритом образуют отдельные месторождения на периферии областей вулканической деятельности (Мегген, Раммельсберг). В то же время пиритовые руды встречаются в чисто вулканогенных формациях, связанных с кислым вулканизмом риолитового состава. В этом случае они обычно не содержат барита и не сопровождаются гематит-магнетитовыми рудами Лан-Диллъского типа. Пример сульфидных руд именно такого типа представляют собой месторождения Северного Уэльса. Не менее очевидно отличие риолитовой (верхнеордовикской) пиритоносной формации Северного Уэльса от нижележащей вулканогенной кремнисто-сланцевой. Последняя связана с основным вулканизмом спилито-диабазового состава. В ней развиты оолитовые гематит-хлоритовые железные руды с маломощными прослоями также оолитового пирита, но отсутствуют сколько-нибудь значительные залежи сульфидных руд другого типа.

Рио-Тинто (Испания)

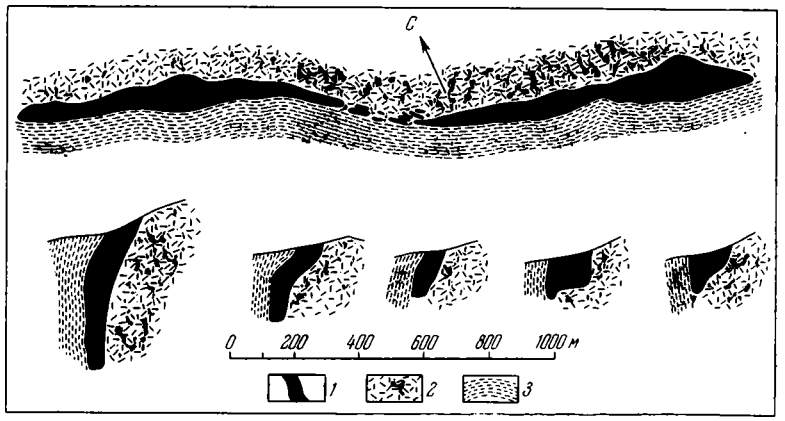
Самым богатым месторождением колчеданных руд мира считается известная залежь Рио-Тинто в районе Хуэльва на юго-западе Испании. Это месторождение, а также менее значительные рудные залежи Тарзис, Зарза и другие входят в большую рудную зону более 100 *км* длиной, протягивающуюся от Кастелло-де-ла-Гардас к западу до Сан-Доминго в Португалии. Сульфидные руды в этом районе относятся к визейскому ярусу нижнего карбона.

Долгое время генезис руд Рио-Тинто, как и других колчеданных месторождений, был спорным и многократно обсуждался и дискуссировался. Однако исследования последних лет показали, что с рудами ассоциируют не интрузивные породы, как думали ранее (Шнейдерхен, 1958), а богатые калием излившиеся лавы и туфы кислого состава — риолиты, фельзиты, порфиры. Присутствует также небольшое количество диабазов. Сильная складчатость и тектонические нарушения не смогли изменить первичное согласное залегание и слоистость руд и вмещающих их пород в районе Хуэльва. Продолжающиеся исследования на месторождении Рио-Тинто все увеличивают число сторонников вулканогенно-осадочного генезиса руд. Последние по условиям залегания, составу и связи с кислыми вулканическими породами можно считать аналогами колчеданных нижнеордовикских руд так называемого «лексдальского» типа в Норвегии. В то же время общий характер комплекса пород нижнего карбона, с которым ассоциируют руды Рио-Тинто, очень близок парагенезу пород, развитых в верхнем ордовике Северного Уэльса (районы Трифрив, Сноудон и др.), также богатому сульфидами.

В основании разреза рудоносного района Юго-Западной Испании и Юго-Восточной Португалии находится мощная толща риолитовых лав (Kinkel, 1962). Лавы согласно перекрыты кислыми туфами мощностью до нескольких сот метров, вмещающими и подстилающими линзообразные и пластовые рудные тела. Выше наблюдается постепенный и согласный переход руды или туфов в черные углистые и глинистые сланцы большой мощности. В сланцах встречаются немногочисленные прослои песчаников с перекрестной слоистостью и конгломератов. Линзы черных сланцев наблюдаются местами и среди туфов, и в зоне контакта риолитовых покровов с пирокластическими породами.

Переход туфов в черные сланцы обычно постепенный. Сланцы, содержащие примесь туфа, выше по разрезу переходят в грубую пирокластическую брекчию, которая сложена обломками (до 20 *см* в диаметре) риолитов, кристаллических туфов, сланцев, роговиков и красной яшмы. Обломки, вулканические бомбы и лапилли находятся в цементе, состоя-

щем из тонкозернистого туфа с полевошпатовыми и кварцевыми фенокристами. Мощность этого смешанного горизонта очень различна и меняется от 1 до 100 *м*, причем наибольшей мощности он достигает в краевых зонах месторождений. Среди туфов и пирокластической брекчии встречаются также прослои яшм и полосчатых кварцитов. Пиритовая руда чаще всего залегает на контакте кислых туфов (иногда красного цвета) с черными сланцами, но также наблюдается в толще туфов и в самих сланцах (фиг. 47). Вмещающие породы гидротермально изменены — серицитизированы, хлоритизированы и пиритизированы. В сланцах, кроме тонкорассеянного пирита, наблюдаются иногда его удлиненные конкреции, лежащие на плоскостях слоистости.



Фиг. 47. Разрез через рудное тело месторождения Рио-Тинто в Испании (Oftedahl, 1958)

1 — колчеданная руда; *2* — порфиры и риолиты; *3* — черные сланцы

Х. Офтедаль (Oftedahl, 1958) и А. Кинкель (Kinkel, 1962) придают большое значение ненарушенной стратиграфической последовательности слоев, постепенным переходам от лав к туфам, а затем к руде и кроющим ее сланцам. Указанные авторы подчеркивают полное отсутствие срезаний одних слоев другими и местных перерывов в породах района месторождений Рио-Тинто, Тарзис и др. А. Кинкель (Kinkel, 1962) пишет, что такие соотношения исключительно похожи на характер отложения пород и руд месторождения Шаста-Каунти в Калифорнии.

Формы рудных горизонтов и минеральный состав руд столь же однообразны на всех месторождениях стокилометровой зоны района Хуэльва, как и их геологическое положение. Руды образуют различной величины линзы и тела от одиночных, протягивающихся на несколько десятков метров, до крупных сложных горизонтов, сжимающихся, расширяющихся и перекрывающих друг друга. Рассеянный пирит в разных количествах присутствует выше и ниже рудных тел. Самое крупное рудное тело в Рио-Тинто протягивается в длину на 3 *км* при мощности 250 *м*, но большинство линз имеет длину 300—700 *м*, а мощность 50—150 *м*. Контакты с вмещающими породами обычно чистые и резкие. Чаще всего массивная тонкозернистая руда, очень чистая и однообразная, наблюдается на всем огромном протяжении рудного района.

Руда содержит 85—90% пирита, от 6 до 10% халькопирита, в меньшем количестве сфалерит, галенит и очень редко другие сульфиды. Кроме того, присутствуют кварц, барит и небольшие количества серебра и золота. Иногда руды бывают слоисты благодаря включению в них тонких прослойков туфов и сланцев. В других случаях слоистость руд

определяется присутствием хлорита, серицита или кварца или полосчатым распределением в них различных сульфидов. В зонах выклинивания количество прослоев сланцев и туфов в руде увеличивается. Эти тонкие прослои обычно не минерализованы, и граница между ними и рудой резкая. Вмещающие породы часто имеют параллельную слоистость, и пирит, залегающий в сланцах, располагается также согласно этой слоистости в виде небольших горизонтов или конкреций. Секущие слоистость разрывы и трещины зацементированы более поздним грубозернистым пиритом или халькопиритом, а реже сфалеритом или галенитом. Многие исследователи отмечают, что главные рудные залежи Рио-Тинто образовались в раннюю стадию минерализации в виде первичного осадка и что никаких последующих замещений пиритом других пород и минералов не наблюдалось. Достаточно фактов накоплено также для того, чтобы отвергнуть связь руд с интрузиями, встречающимися в сланцах. Теория эндогенного генезиса руд Рио-Тинто сейчас почти забыта, и в настоящее время все больше геологов приходят к заключению, что источником сульфидных руд Рио-Тинто и других, подобных им месторождений являются вулканические эманации. Ф. Клокман (Klockman, 1904), Х. Офтедаль (Oftedahl, 1958), А. Кинкель (Kinkel, 1962), В. Девид (David, 1962), Г. С. Дзоценидзе (1965) и многие другие считают вмещающие руду породы риолитовыми лавами и туфами, а источником железа и сероводорода — вулканические газы. Эти авторы полагают, что в конце вулканической активности на дне моря накапливались туфы, пеплы и органический ил, в которые поступали высокотемпературные газы и растворы, несущие железо и серу. Х. Офтедаль (Oftedahl, 1958), наблюдая образование пирита в Фосса-де-Вулкано, писал, что горячие газы нагревали морскую воду до 97°.

Близость вулканического очага и эксплозивный характер вулканизма доказывается большим количеством грубой пирокластики, бомб и лапиллей в районе месторождений Рио-Тинто и Тарзис. Подобные явления были отмечены для сульфидных руд Норвегии, Японии, ГДР, ФРГ и других стран.

Вулканогенно-осадочный генезис руд Рио-Тинто подтверждается:

1) приуроченностью руд к определенному стратиграфическому горизонту и согласным залеганием их с вмещающими породами;

2) линзовидной формой рудных тел и соотношением их с мощными туфовыми отложениями;

3) чистыми резкими контактами руды с вмещающими породами;

4) составом руд и отсутствием в них высокотемпературных минералов;

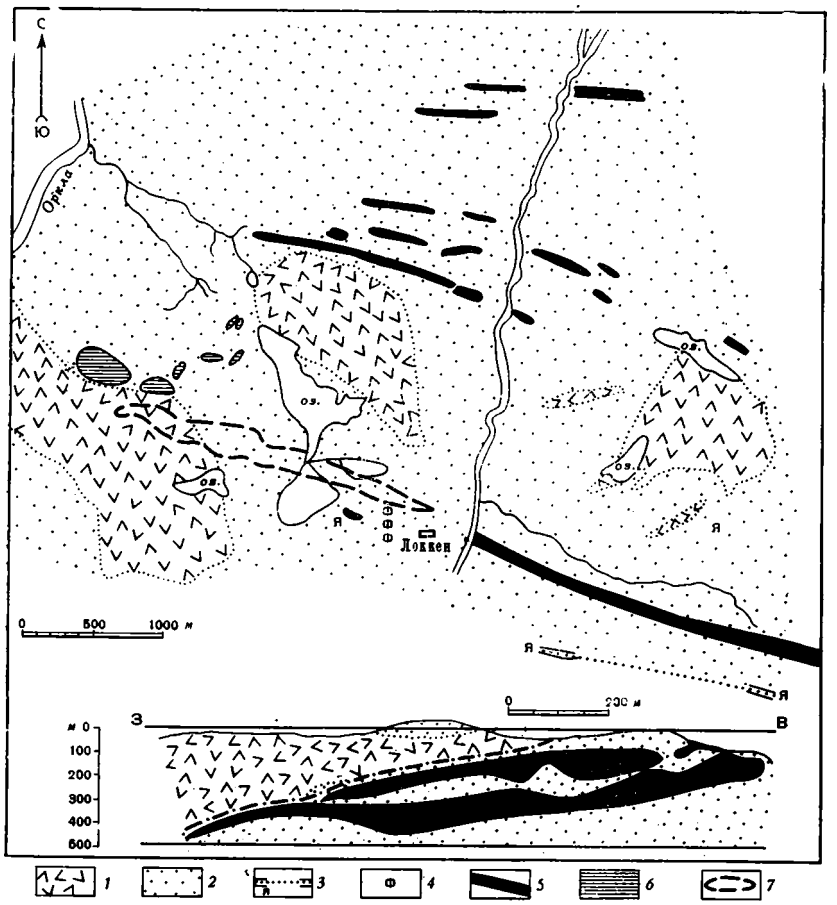
5) включением тонких и протяженных слоев сланцев и туфов в руде из массивного и однородного пирита;

6) тем же составом и порядком выделения сульфидов, как в вулканогенно-осадочных рудах месторождений Мегген и Раммельсберг;

7) более поздними выделениями меди, цинка и других малых элементов в первичной пиритовой руде.

Формационный характер эвгеосинклинальных отложений в районе развития сульфидных руд Испании постоянен и повторяется в других странах при близких тектонических и физико-географических условиях. Руды образуются близ вулканического очага в условиях сильного кислого эксплозивного вулканизма с обилием пирокластики. Они ассоциируют с риолитовыми и фельзитовыми лавами и туфами, кремнистыми породами (красные яшмы, роговики) и черными углистыми пиритизированными сланцами.

Сульфидные руды встречаются почти вдоль всей полосы каледонид Норвегии. Они связаны с выдержанными горизонтами зеленокаменных пород. К. Карстенс (Carstens, 1924) назвал этот тип руд «лексдальским» и до 1944 г. предполагал их эксгаляционно-биохимический генезис. Позднее он связывал образование руд с гидротермальным замещением железом вулканических пород. С. Бубнов (1935) считал «лексдальский» тип сульфидных руд характерным для подготовительного периода образования геосинклиналей и приписывал им эксгаляционно-осадочный генезис. Он отмечал, что мелкозернистые слоистые руды отлагались среди подводных лавовых покровов и битуминозных сланцев.



Фиг. 48. Карта и разрез района месторождения Локкен в Норвегии (Vorkes, 1960)

1 — габбро; *2* — зеленокаменные породы; *3* — яшмы и яшмоидные конгломераты; *4* — филлиты; *5* — рудные тела; *6* — кератофиры; *7* — проекция на поверхность скрытого рудного тела

Геологи, изучавшие зеленокаменные породы, считают их измененными лавами основного и кислого состава, а некоторые авторы — также и туфами. Руды такого типа встречаются на юге Трондьемского синклинория (месторождение Локкен) и на его северо-востоке (месторождение Скоровасс в районе Гронг). Месторождение Фосдален близ Маль-

ма находится в Трондьемфиорде. Одним из самых значительных месторождений с большими запасами является Локкен. Оно расположено в районе Сор-Тронделаг в 70 *км* юго-западнее Трондхейма. Зеленокаменные породы, включающие согласные тела первичных руд, слагают крыло синклинали и погружаются к северу (фиг. 48). Рудные горизонты находятся во впадине (мульде) среди зеленокаменных пород нижнеордовикского возраста и приурочены к линии разлома.

Компактные хлоритизированные, серицитизированные и карбонатизированные вулканические породы, с которыми генетически связаны сульфидные руды, имеют андезито-базальтовый и кератофировый состав (Gjelsvik, 1960а, б).

Кератофировые лавы обычно изменены меньше других вулканических пород и часто представлены подушечными разностями (Carstens, 1951, 1955; Strand, 1956а, б). Местами широко развиты богатые альбитом кварцевые кератофиры. По К. Карстенсу (Carstens, 1951), изменение вмещающих вулканических пород на контакте с рудой выражается в метасоматозе и обогащении их кремнеземом и калием. В районе месторождения Локкен встречаются дайки порфиров и три крупные интрузии грубозернистого габбро, иногда расположенные в кровле рудного тела.

Довольно широко развиты осадочные породы — известняки, черные графитовые сланцы, зеленые сланцы, филлиты, аркозовые кварциты и яшмы. Все породы содержат много кварца.

Геологическая карта и разрез района месторождения Локкен, по Ф. Воркесу (Vorkes, 1960), отражают условия залегания сульфидных руд и связь их с вулканическими породами, яшмами и филлитами (см. фиг. 48).

Месторождение Локкен образовано тремя сигарообразными рудными телами. Они почти параллельны друг другу, но к западу постепенно сходятся. Самая крупная рудная линза «Ховедгрубен» протягивается на 2500 *м*, мощность руды 15—20 *м*. Более мелкие линзы «Индиен» и «Бекиндиен» лежат выше по разрезу. Соотношение линз равно 30 : 3 : 1 (Gjelsvik, 1960 а, б). Рудные тела очень выдержаны, залегают в вулканических породах и имеют с ними всегда согласный, но отчетливый резкий контакт.

Ниже главного рудного тела встречаются еще более мелкие прослои руды мощностью до 1 *м*, также сингенетичные вулканическим породам. Руда часто переслаивается с черными графитовыми или зелеными хлоритовыми сланцами и яшмой.

Руда всегда очень плотная, исключительно твердая. Она состоит главным образом из пирита (70—75%) и кварца (12—14%). Кроме того, в состав руды входит около 6% халькопирита, 2,5% цинковой обманки, немного магнетита, кальцита и хлорита.

Рудные минералы чрезвычайно тонкозернисты (0,01—0,1 *мм*) и в каждой из трех линз несколько различны. Таким образом, наблюдается некоторая закономерность в размещении рудных минералов.

Руды, богатые медью и серой, располагаются в центральных частях линз, но местами и в подошве руды развиты борнит и халькопирит. Чаще же твердые руды с большим количеством кварца и меньшим меди и серы встречаются в подошве рудных тел и реже в верхних горизонтах. В висячем боку самой крупной рудной линзы «Ховедгрубен» развит магнетит, сильно импрeньированный пиритом.

Согласно К. Карстенсу (Carstens, 1924) месторождение Локкен имеет два типа минерализации. Сингенетичный тип — это первично-осадочный пирит («vasskis») с пирротином и кварцем, содержащий от 20 до 45% серы и ничтожное количество меди и цинка. Эпигенетиче-

ский тип руды («gangkis»), по Т. Гельсвику (Gjelsvik, 1960б), имеет следующий состав (в %):

Fe	38	Co	0,08	Se	0,007
S	42	Mg	0,07	Ni	0,001
Cu	2,3	As	0,05	Au	0,2 *г/т*
Zn	1,8	Pb	0,02	Ag	16 *г/т*
		Cd	0,01	Нерастворимый остаток	14,3

Близ более поздних тектонических нарушений наблюдается обеднение медью в связи с выщелачиванием ее из руды.

Другое характерное месторождение колчеданных руд в ордовике норвежских каледонид расположено в северо-восточной части Трондьемского синклинория в районе г. Гронг. В норвежской геологической литературе оно описано как месторождение Скоровасс. В разрезе зеленокаменной формации ордовика здесь выделяются три части. Нижняя сложена известковистыми зелеными сланцами, содержащими прослои голубоватых кварцитовых песчаников и мелкие линзы тонкокристаллического пирита. Средняя часть формации состоит из переслаивания зеленокаменно измененных лав и пирокластических пород, причем среди последних довольно широко развиты кератофиры и кварц-кератофиры. Верхняя часть формации, к которой приурочено главное рудное тело месторождения Скоровасс, представляет собой переслаивание лав спилито-кератофирового состава. Многие разности пород богаты кремнеземом (табл. 24).

Таблица 24

Состав кератофировых туфов района Гронг в Норвегии (в %)

(Oftedahl, 1958)

Компоненты	Обр. 1	Обр. 2	Компоненты	Обр. 1	Обр. 2
SiO_2	75,28	70,37	CaO	1,55	0,59
TiO_2	0,19	0,31	Na_2O	3,69	7,20
Al_2O_3	13,03	14,54	K_2O	1,66	0,05
Fe_2O_3	1,82	0,90	H_2O^+	0,47	0,78
FeO	1,32	3,08	H_2O^-	0,03	0,02
MnO	0,02	0,08	P_2O_5	0,04	0,09
MgO	0,46	1,26	CO_2	0,04	0,13
			Сумма	99,60	99,40

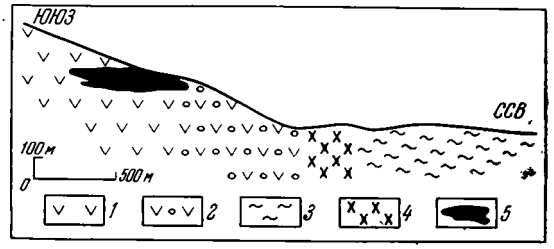
Пиритовое месторождение представляет собой одно рудное тело с многочисленными мелкими сателлитами, расположенными поблизости. Длина линзы главного рудного тела до 700 *м*, а максимальная мощность его до 300 *м*. Руда залегает согласно с вмещающими рассланцованными зеленокаменными породами. Породы и руды лежат спокойно с пологими погружениями в восточном направлении (фиг. 49).

Пиритовая руда слоиста, что связано с изменением величины кристаллов пирита и отчасти с примесью других рудных и нерудных минералов. Наиболее ясная слоистость наблюдается в обогащенных цинком частях рудного тела.

Основными рудными минералами, кроме пирита, являются халькопирит и сфалерит. В подчиненном количестве обнаружены тенантит, арсенопирит, галенит и магнетит. Интересно отсутствие пирротина, который

обычно встречается в других сульфидных рудах подобного типа. Пирит является наиболее древним минералом, все другие обычно образуются по пириту. Цементом рудных минералов служит тонкозернистая масса из хлорита, кварца и кальцита.

Наиболее чистый пирит, содержащий до 50% серы, слагает центральную часть рудного тела. Количество меди и цинка увеличивается к южному концу рудной линзы. Однако халькопиритом и сфалеритом обогащены разные слои руды. В северном направлении руды постепенно переходят в кварц-серицитовые, богатые хлоритом сланцы.



Фиг. 49. Разрез формации в районе месторождения Гронг (Gjelsvik, 1960)

1 — спилиты; *2* — спилиты и туфы; *3* — зеленые сланцы; *4* — трондьемит; *5* — пиритовая руда

Генезис месторождений Локкен и Скоровасс до сих пор спорен. Однако ясная слоистость руд и отсутствие структур замещений сульфидами вулканогенного материала позволяет большинству исследователей приписывать им вулканогенно-осадочное происхождение. К такому же выводу приводит и формационный анализ на основании повторяемости парагенеза пород во многих месторождениях такого генезиса.

Выводы

Кратко рассмотренные выше материалы показывают, что месторождения вулканогенно-осадочных колчеданных руд в палеозое и мезозое Европы принадлежат по крайней мере трем различным формациям.

1. В одних случаях сульфидные руды связаны с вулканогенно-карбонатными формациями, в которых развит так называемый «близвыходной» тип богатых гематит-магнетитовых руд. Первичные сульфидные руды железа с цинком, свинцом и медью, а также с обособленными линзами баритовой руды в этих формациях могли образовываться при местном изменении состава вулканических пород и благоприятных палеогеографических условиях непосредственно на кератофирах, залегая в одном разрезе с окисными рудами (месторождение «Единство» в девоне Эльбингеродского комплекса Гарца).

Первичные сульфидные руды отлагались в вулканогенно-карбонатных формациях и в виде самостоятельных залежей, образуя отдельные месторождения непосредственно на кератофировых туфах или среди осадочных пород на некотором расстоянии от очагов вулканической деятельности (Раммельсберг, Мегген, Воровица).

Такие залежи формировались, вероятно, в сравнительно глубоководных условиях. Об этом говорит состав рудовмещающих пород и особенно характер их фауны, в которой отсутствуют колониальные кораллы и другие мелководные формы, а преобладают остатки планктонных (тентакулитов) и нектонных (гониатитов) организмов.

В мелководной морской обстановке, когда толща воды до дна насыщена кислородом и тем более в континентальной обстановке сульфидные руды вулканогенно-осадочного генезиса образоваться не могли даже в подходящих по типу формациях. Этим объясняется отсутствие их в девоне Горного Алтая.

2. Другая формация, в которой встречаются сульфидные руды вулканогенно-осадочного генезиса, резко отлична от карбонатной. Ее скорее надо называть «вулканогенной», так как осадочные породы в противоположность предыдущей формации развиты в ней слабо. Сульфидные руды связаны в этой формации с мощной толщей риолитовых и кварц-порфировых лав и туфов. Известняки отсутствуют, а серые и черные сланцы, скорее всего, первично представляли собой пеплы и тонкозернистые туфы (верхний ордовик Северного Уэльса и карбон Рио-Тинто в Испании).

3. К третьей формации относятся, по-видимому, колчеданные руды Норвегии (ордовик). Породы этой формации сильно изменены метаморфизмом, и для ее характеристики необходимо более подробное изучение парагенезов пород и руд, чем это было возможно сделать в настоящей работе.

Колчеданные руды формации имеют различное происхождение и частично представляют собой, по-видимому, тела гидротермально-метасоматического генезиса. Однако здесь имеются и выдержанные пластовые залежи, которым норвежские геологи приписывают вулканогенно-осадочный генезис — руды типа «васкис» или «лексдальского» типа, по К. Карстенсу (Carstens, 1924). Последние залегают среди вулканических пород, представленных измененными диабазами, спилитами и кератофирами, а в некоторых случаях и кварцевыми кератофирами (месторождение Леккен), т. е. сильно дифференцированными по основности щелочными лавами. Туфы в этой формации имеют подчиненное значение. Этой особенностью, а также отсутствием известняков она отличается от формаций вулканогенно-карбонатной группы.

Из осадочных пород в ней местами широко развиты лишь яшмы и кремнистые сланцы, причем, когда с ними ассоциируют залежи пирита, в них появляется богатая вкрапленность кристаллов магнетита.

Приведенные выводы, особенно относительно двух последних формаций, с которыми связаны колчеданные руды, нужно считать предварительными. Этот вопрос нуждается в дальнейшей разработке путем сравнительного изучения месторождений такого генезиса в геосинклинальных толщах различных материков.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Проведенные исследования по железным рудам вулканических областей прошлого охватывают далеко не весь материал, накопившийся в геологической литературе. Однако они достаточны для выводов общего характера, из которых часть нуждается в проверке, а часть уже сейчас может считаться обоснованной. Краткие выводы по первой части тома сводятся к следующему.

1. Подводный геосинклинальный вулканизм в прошлые геологические эпохи часто служил источником образования железных руд, всегда парагенетически связанных с кремнистыми породами. Рудоносные вулканогенно-осадочные формации могут быть связаны как с основными, так и с кислыми вулканическими породами, но почти всегда обладающими повышенной щелочностью.

2. Мощность, текстура и минеральный состав железных руд зависят не только от интенсивности и характера вулканизма, но также от состава и количества осадочных пород формации, т. е. от обстановки осадконакопления.

3. В глубоком докембрии существуют две группы железорудных формаций. Одна из них связана с пересыщенным щелочами кислым и средним расплавом, а другая — с основным. Мощные пластовые залежи богатых магнетитовых руд первой группы залегают в порфироволептитовой формации, почти лишенной осадочных пород, непосредственно на кератофирах (Кируна, Гелливаре и другие месторождения Северной Швеции).

С латерально замещающей ее лептитовой формацией с кислыми эффузивами и большим количеством осадочных пород связаны бедные месторождения железистых кварцитов.

В группе докембрийских формаций с преобладанием основных пород сами вулканические комплексы железных руд обычно не содержат. В зонах переслаивания вулканических пород с осадочными появляются, как это установлено М. С. Марковым, бедные железистые кварциты (киватинский тип), а на небольшом удалении от очагов вулканизма — богатые джеспилиты (криворожский тип).

Таким образом при кислом вулканизме, сопровождавшемся небольшим выносом кремнезема, железо осаждалось вблизи вулканических очагов и руды содержат мало кремнезема. При основном вулканизме на некотором небольшом отдалении от центров вулканической деятельности железо оседало вместе с кремнеземом, образуя промышленные месторождения железистых кварцитов.

4. В эвгеосинклиналях нижнего палеозоя и отчасти верхнего докембрия широко распространена рудоносная кремнисто-сланцевая бескарбонатная формация, связанная с диабазовым вулканизмом без ясно выраженной щелочной тенденции. Железные руды этой формации имеют оолитовую структуру и первоначальный гематит-шамозитовый состав. Они обычно образуют многопластовые залежи, иногда располагаются на основных лавах и туфах, переходят в них по простиранию, но чаще переслаиваются кремнистыми или глинистыми сланцами, песчаниками, замещающимися латерально вулканическими породами. Если месторождения этой формации не связаны непосредственно с вулканическими породами, то кремнистые сланцы, яшмы или фтаниты присутствуют всегда. Такие месторождения принадлежат к отдаленной (в понимании Н. С. Шатского) градации рассматриваемой формации. Отсутствие в ней известняков и доломитов, вероятно, связано с поступлением в бассейн значительных количеств вулканогенной CO_2. Эта «подкисленность» вод бассейна способствовала миграции рудоносных растворов и выпадению из них в стороне от центров извержений железисто-кремнистых гелей, приобретавших в процессе диагенеза оолитовую структуру.

5. Начиная со среднего палеозоя, широкое распространение приобретает вулканогенно-карбонатная группа рудоносных формаций, развитая в девоне Центральной Европы и Азии, а также в триасе Югославии.

Общей чертой этой группы формаций является спилито-диабазовый или спилито-кератофировый, реже кварц-кератофировый, более или менее щелочной вулканизм, развивающийся на фоне интенсивного карбонатообразования. Последнее приводило к возникновению характерных известковистых туфов — шальштейнов, с которыми обычно связаны железные руды.

6. При спилито-кератофировом или кварц-кератофировом вулканизме в этой группе формаций кремнистые породы развиты не очень широко. Гематит-магнетитовые руды массивной или полосчатой текстуры залегают непосредственно на вулканических породах, близ очагов извержений, причем образование их на склонах подводных вулканических аппаратов приводит к характерному фациальному изменению состава руд.

7. При диабазовом и спилито-диабазовом вулканизме в этой группе формаций широко развиты кремнистые и кремнисто-карбонатные породы. Железные руды залегают среди них в некотором удалении от очагов вулканизма. Для них характерно повышенное содержание марганца и железо-марганцевые богатые руды. В большом количестве появляется богатый марганцем сидерит.

8. Сульфидные руды железа небольшими прослоями встречаются во многих месторождениях как вулканогенно-карбонатной группы формаций, так и кремнисто-сланцевой, характерной для нижнего палеозоя. В последней они имеют оолитовую структуру.

Крупные пластовые залежи сульфидных руд развиты в формациях вулканогенно-карбонатной группы. Их возникновение приурочено к смене более основного вулканизма на более кислый. При этом непосредственно на вулканических породах формировались месторождения сложного характера, в которых выше колчеданной залежи образовалась гематитовая руда (Эльбингеродский комплекс Гарца). В стороне от очагов вулканизма и на бо́льших глубинах в зонах развития осадочных пород и кератофировых пепловых туфов формировались пластовые залежи сульфидных руд железа, сопровождаясь залежами барита (Раммельсберг в Гарце, Мегген в Зауэрлянде).

9. Крупные месторождения сульфидных руд железа встречаются также среди кислых и насыщенных щелочами лав вулканогенных формаций, лишенных известняков (Рио-Тинто).

10. Несмотря на различия между рудоносными вулканогенно-осадочными формациями разного возраста, прослеживаются некоторые общие для них закономерности в соотношениях между характером вулканизма, количеством вулканогенных кремнистых пород, составом сопутствующих осадочных пород и положением в формации железорудных залежей.

В вулканогенно-осадочных рудоносных формациях чем менее основной характер носит вулканизм, тем меньше в ее составе кремнистых пород и больше известняков, тем чаще руды образуются прямо на лавах и туфах («близвыходной тип»). При очень кислом мелководном или наземном (островном) вулканизме руды из-за высокой эксплозивности разубоживаются и засоряются пепловым материалом. Поэтому залежи более богатых руд обычно наблюдаются в кровле подводных покровов щелочных слав среднего состава.

Чем более основной характер носит вулканизм, тем больше в формации кремнистых пород. В кремнисто-сланцевой формации раннего палеозоя и позднего докембрия вулканизм носил преимущественно основной характер; карбонатные породы в ее составе отсутствуют, а кремнистые имеют широкое развитие. В формациях с основным вулканизмом и обилием кремнистых пород рудоносные растворы эксгаляционного или гидротермального происхождения приобретали значительную миграционную способность, и руды могли формироваться в удалении до нескольких десятков километров от очагов вулканизма. Это в одинаковой степени относится к докембрийским джеспилитовым формациям криворожского типа, к геосинклинальным оолитовым рудам нижнего палеозоя и к рудам кремнисто-карбонатных формаций Центрального Казахстана и Динарид.

11. Структуры и текстуры вулканогенно-осадочных железных руд во многом зависят от последующей миграции рудных растворов при процессах регионального эпигенеза, метасоматоза и метаморфизма. Однако все же можно установить определенную зависимость их первичного характера от состава вулканических и осадочных пород формации.

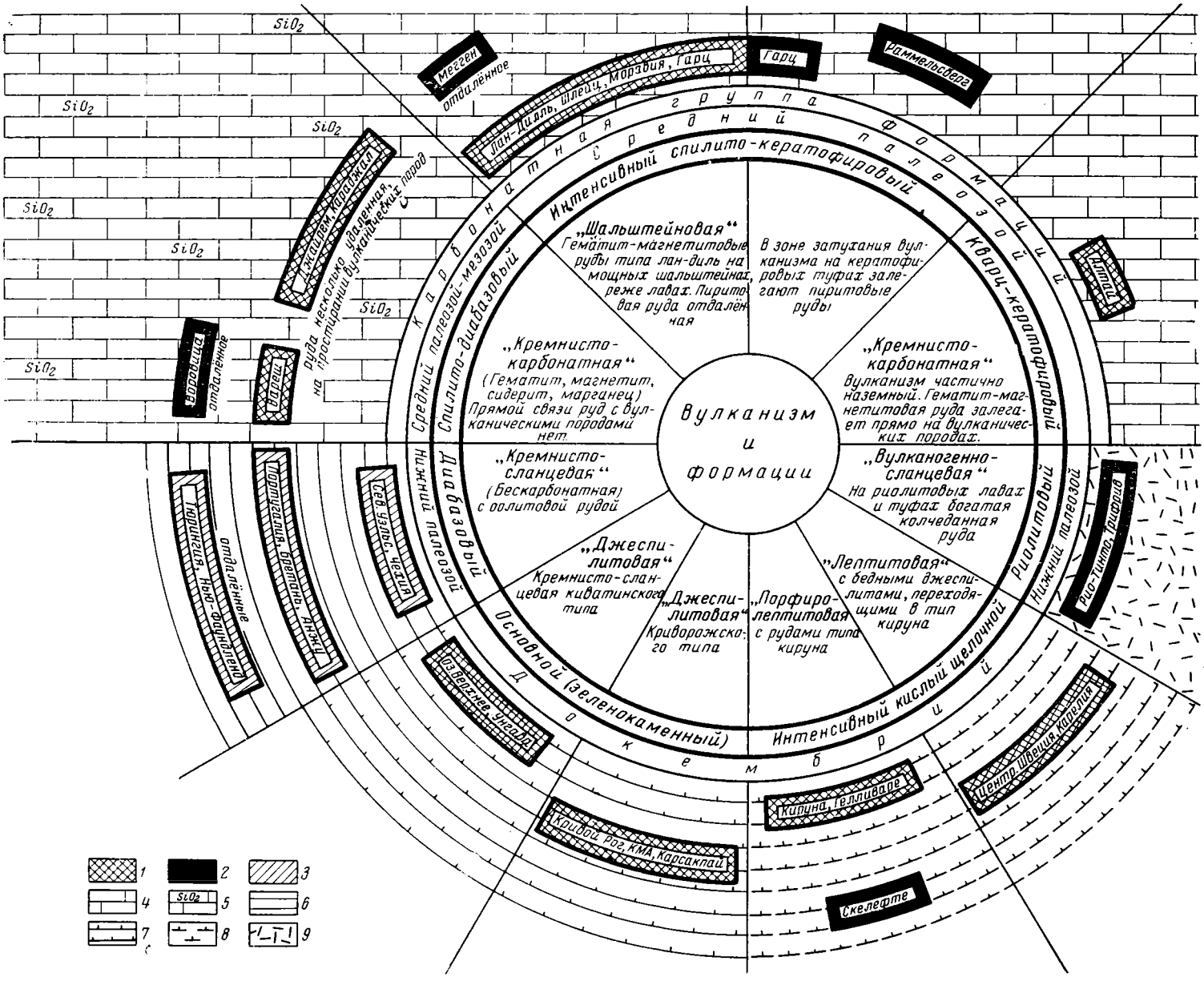
Таблица 25

Сравнение вулканогенно-осадочных формаций и связанных с ними эксгаляционно-осадочных железных руд

Сравниваемые признаки	Вулканогенная кремнисто-сланцевая формация (нижний палеозой и верхний докембрий)	Группа вулканогенно-карбонатных формаций		
		Спилито-диабазовая, кремнисто-карбонатная (средний палеозой — мезозой)	Спилито-кератофировая известняковая формация (средний палеозой)	Кварц-кератофировая карбонатная формация (девон)
Характер осадочных пород формации	Темные тонкослоистые бескарбонатные глинистые сланцы и песчаники с кремнистыми, фосфатными и пиритовыми конкрециями. Обилие кремнистых пород. Часто халцедоновый цемент песчаников. Полное отсутствие известняков и доломитов	Известняки, сланцы, яшмы, роговики. Различные известково-кремнистые породы. Известняковые сланцы и кремнистые известняки	Известняки глубоководных и мелководных фаций. Известковые сланцы и песчаники. Умеренное количество кремнистых пород вблизи очагов вулканизма (яшмы, фтаниты)	Известняки разных фаций, кремнистые породы в умеренном количестве, сланцы, песчаники
Характер вулканических пород	Преимущественно основные лавы, туфы, туфобрекчии (диабазы или спилито-диабазы) развиты в самой рудоносной толще или в соседней фациальной зоне той же формации. Лавы всегда преобладают над туфами	Спилиты, диабазы и их туфы. Небольшое содержание щелочей. Вулканизм эксплозивный, с очень большим выходом вулканогенного SiO_2	Лавы и туфы основного и среднего состава с высоким содержанием щелочей. Спилиты, кератофиры, вейльбургиты. Туфы преобладают над лавами	Вулканические породы кислые и средние, иногда смешанные. Много туфов, игнимбриты. Вулканические породы преобладают над осадочными
Масштаб и характер вулканической деятельности	В рудоносных разрезах вулканические породы часто отсутствуют, но они составляют большую часть формации и по мощности измеряются километрами. Обилие кремнистых пород указывает на газо-гидротермальную деятельность	Вулканизм локальный и менее интенсивный. Фумарольная стадия. Преобладают осадочные породы	Очень интенсивный эксплозивный вулканизм в зоне разломов. На отдельных участках мощность вулканитов измеряется километрами	Интенсивный кислый эксплозивный вулканизм
Отношение руд к вулканическим породам	Руды редко залегают на лавах и туфах. Чаще руда фациально в них переходит или находится на расстоянии нескольких или десятков километров от вулканических пород на том же стратиграфическом уровне	Руды залегают на небольшом удалении от вулканических пород, но одновременны их образованию	Руда залегает прямо на вулканических породах, преимущественно на туфах и часто с ними переслаивается	Руды лежат непосредственно на вулканических породах и с ними переслаиваются

Таблица 25 (окончание)

Сравниваемые признаки	Вулканогенная кремнисто-сланцевая формация (нижний палеозой и верхний докембрий)	Группа вулканогенно-карбонатных формаций		
		Спилито-диабазовая, кремнисто-карбонатная (средний палеозой — мезозой)	Спилито-кератофировая известняковая формация (средний палеозой)	Кварц-кератофировая карбонатная формация (девон)
Структура, текстура и минеральный состав руд	Оолитовые руды. Гематит, магнетит, высококремнистые хлориты, пиритовые и пирито-фосфатные оолиты и конкреции. Кальцитовый цемент отсутствует. Сидерит эпигенетический	Руды чаще слоистые, гематит-магнетитовые. Много сидерита, часты железистые хлориты, но оолитовых руд нет. Железо-марганцевые руды развиты вместе или марганцевые лежат вблизи, но обособленно от железных	Руды массивные (чаще на лавах) и слоистые (на туфах), пятнистые (в известняках). Оолиты редки. Гематит, магнетит, шамозит, пирит, редко сидерит. Близ очагов вулканизма руды сильно кремнисты. Ближе к мульдам — известковисты	Преобладают слоистые гематитовые руды. Развиты также магнетит, сульфиды и железистые хлориты. Встречаются марганцевые руды
Некоторые особенности химического состава руд	Руды содержат обычно не больше 2% CaO, связанного не с CO_2, а с P_2O_5. Всегда повышенное содержание SiO_2	Руды кремнисты или известковисты. Содержание $CaCO_3$ доходит до 30%	Руды известковисты и кремнисты. Часто загрязнены туфовым материалом. Развиты оруденелые туфы и кератофиры	Руды чаще кремнистые, загрязненные туфовым материалом
Тектоническое положение	Центральные, удаленные от платформ части геосинклинальных областей. Обычно склоны крупных эвгеосинклинальных прогибов на ранних стадиях их развития	Вторичные наложенные геосинклинальные прогибы в начальные стадии их развития	Отдельные резко выраженные прогибы регенерированных геосинклинальных систем в начальные или средние стадии их развития	Наложенные среднепалеозойские впадины в областях ясно выраженной каледонской складчатости (вторичные геосинклинали)
Палеогеографическая обстановка	Разнообразна. Иногда руды отлагались на мелководье, близ островов вулканического или тектонического происхождения или на значительной глубине в зонах развития тонких глинисто-кремнистых осадков	Руды отлагались плоскими линзами в погруженных участках морского дна близ вулканических пород, но связаны непосредственно с осадочными породами	Руды лежат на склонах ясно выраженного подводного вулканического рельефа, переходя вниз по склонам в известняки или известковые сланцы. Быстрая смена фаций и состава руд	Руды отлагались в эпохи морских ингрессий во впадины с преимущественно континентальным накоплением пирокластических пород
Типичные районы распространения	Ордовик Чешского массива, Северного Уэльса, Бретани. Вероятно, докембрий п-ова Унгава в Канаде и свита Претория в Южной Африке	Фамен и турне каледонской части Центрального Казахстана. Триас внутренней зоны Динарид в Югославии	Средний и верхний девон юго-востока Рейнских сланцевых гор, Гарца, Восточной Тюрингии, Моравии	Горный Алтай



Фиг. 50. Схема расположения некоторых железорудных месторождений в докембрийских и палеозойских формациях и их связи с вулканизмом определенного состава

1 — гематит-магнетитовая руда; *2* — пиритовая руда; *3* — оолитовая гематит-хлорит-сидеритовая руда; *4* — известняки; *5* — сильно кремнистые известняки; *6* — сланцы; *7* — матаморфизованные породы; *8* — лептиты; *9* — риолиты

Руды, отложившиеся непосредственно на основных и средних вулканических породах, обычно имеют массивную текстуру в случае залегания на лавах и слоистую — в случае залегания на туфах и шальштейнах.

Руды, отложившиеся непосредственно на кислых туфах, часто имеют текстуру тонкого переслаивания рудного вещества и пеплового материала, сходную с полосчатостью железистых кварцитов. Отсюда произошли неправильные названия «джеспилиты», встречающиеся в работах, посвященных рудам Горного Алтая, Моравии и некоторым месторождениям Северной Швеции.

Полосчатые текстуры настоящих джеспилитов докембрия, по мнению большинства современных авторов, связаны с ритмичным выпадением из растворов рудного геля и вулканогенного кремнезема. Джеспилиты от полосчатых руд более молодого возраста отличаются иным минеральным и химическим составом.

Крупноолитовые руды образовывались маломощными прослоями среди других типов, развитых на вулканогенных породах. Они обычно имеют первичный гематит-хлоритовый состав и, вероятно, формировались при медленной коагуляции коллоидных рудных гелей при поступлении достаточных количеств вулканогенного кремнезема.

Мелкооолитовые руды чаще всего образовывались в удалении от очагов вулканизма после переноса рудных растворов в кислой среде (например, отдаленные руды кремнисто-сланцевой формации в ордовике).

Руды обломочной или пятнистой текстуры формировались в областях активного вулканизма при повторных извержениях и связанных с ними землетрясениях, когда ранее образованные пласты руды раздроблялись, иногда переносились и смешивались с обломками вулканических и осадочных пород.

12. Сравнение железоносных вулканогенно-осадочных формаций палеозоя и мезозоя дано на табл. 25. Докембрийские формации в нее не включены, так как в силу глубокого метаморфизма и интенсивной складчатости их тектоническое положение, палеогеографические условия образования, а в некоторых случаях и первоначальный состав руд остаются неясными.

Более общую сравнительную картину всего изложенного материала дает фиг. 50. Радиусы, расходящиеся от центра, разделяют 10 описанных типов формаций, из которых четыре входят в группу вулканогенно-карбонатных. Для каждой формации указаны характер вулканизма, хронологические пределы распространения, типичные районы или месторождения, а также краткие основные данные о составе железных руд. Расстояние от центрального круга квадратов, на которых помещено название района или месторождения, в грубых чертах отражает близость или удаленность руд от очагов вулканизма. Штриховка полей, на которых расположены районы развития руд или месторождения, показывает преобладающий тип рудовмещающих пород формации.

Фиг. 50 представляет собой всего лишь схему, которая в процессе дальнейших исследований должна уточняться и дополняться. Однако эта схема дает представление об обилии и разнообразии рудоносных формаций и типов железорудных месторождений, связанных с геосинклинальным вулканизмом прошлых геологических эпох.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

В настоящем разделе излагаются результаты исследования марганценосных вулканогенно-осадочных серий, которое преследовало следующие основные цели.

1. Обосновать возможность эндогенного происхождения рудного вещества рассматриваемых месторождений.

2. Выяснить, в каких условиях могли накапливаться вулканогенно-осадочные марганцевые руды и какими факторами определялось место их локализации.

К решению поставленных вопросов мы подходили путем выделения и анализа марганценосных вулканогенно-осадочных парагенезов пород, т. е. пользовались формационным методом исследования.

Применение этого метода обусловлено следующим. Генезис пород, в том числе и руд, далеко не всегда удается определить путем изучения их вещественного состава, структурных и текстурных особенностей. В целом ряде случаев источник породообразующего вещества и факторы, определяющие место локализации тех или иных отложений, могут быть установлены только после того, как изучена вся ассоциация пород в целом и выявлены закономерности их совместного нахождения. Руды — это те же горные породы, отличающиеся от вмещающих их «пустых» отложений только специфическим вещественным составом, придающим им практическую ценность. Рудные слои так же тесно парагенетически связаны с другими породами, слагающими данную формацию, как и эти последние между собой.

Н. С. Шатский (1954, 1960, 1965) и Н. П. Херасков (1951, 1952, 1963), которые являются основоположниками учения о формациях, в своих трудах неоднократно обращали внимание на то, что приуроченность полезных ископаемых к определенным типам парагенезов пород и их место внутри этих парагенезов строго закономерны и задача исследователя — вскрыть эти закономерности. Н. С. Шатский писал: «Если мы будем знать, к каким формациям приурочены полезные ископаемые как парагенетические члены — то мы будем знать, где их искать, и знать это довольно точно...» (Шатский, 1965, стр. 11).

В результате изучения многочисленных марганценосных серий [1] нами было выделено шесть типов парагенезов, характеристика которых даег-

[1] Характеристика марганцеворудных районов СССР дается на основании личных наблюдений, а зарубежных — по литературным данным.

ся в соответствующих главах работы. При выделении парагенезов пород мы всегда стремились проследить их изменение в пространстве и во времени и перейти, таким образом, от частных ассоциаций пород к формациям, но имеющийся в нашем распоряжении материал не всегда позволял это сделать. Некоторые из тех парагенезов пород, о которых пойдет речь в настоящем разделе, несомненно, отвечают формациям, как это было показано в более ранних работах (Соколова, 1958, 1961, 1963а, б, 1967; Соколова, Ботвинкина, 1965), другие представляют собой ассоциации пород, возможно, являющиеся только их частью, но тем не менее очень важные для познания вулканогенно-осадочного процесса.

В составе каждого вулканогенно-осадочного парагенеза пород обязательно выделяются две крупные группы отложений — осадочные и вулканические, различным сочетанием которых и определяется облик конкретных ассоциаций пород. Как видно из табл. 26, выделение типов парагезов основано именно на учете состава обеих его составляющих; тип парагенеза в равной мере определяется и тем, на какой осадочный фон накладывается вулканизм, и характером этого вулканизма.

Анализ выделенных парагенезов пород показал, что формирование первых четырех типов (атасуйского, усинского, калифорнийского и дауташского) происходило в морских бассейнах, тогда как пятый и шестой образовались в континентальных условиях: либо в озерах (колорадский тип), либо в приустьевых частях наземных горячих источников (голкондский тип). Надо отметить, что марганцевые вулканогенно-осадочные руды среди континентальных отложений встречаются значительно реже, чем среди морских, и пока что континентальные марганценосные формации в их полном объеме не могут быть выделены и охарактеризованы. В настоящее время мы можем говорить только о конкретных парагенезах пород, входящих в их состав, но эти парагенезы сами по себе очень интересны с теоретической точки зрения, и их изучение заслуживает самого пристального внимания.

Учитывая то, что значительная часть материала по континентальным марганценосным отложениям публикуется в отечественной литературе впервые, мы стремились изложить его по возможности подробно.

Характеристику морских и континентальных марганценосных отложений мы даем в отдельных главах работы, которые, естественно, построены по-разному: в первой путем сравнительного анализа нескольких парагенезов выводятся общие закономерности размещения марганцевых руд в морских сериях, во второй — исследуются только конкретные парагенезы и делаются выводы об условиях образования и генезисе входящих в их состав марганцевых руд.

Глава I

МОРСКИЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Вулканогенно-осадочные марганцевые руды в морских толщах имеют достаточно широкое распространение. Они формировались в разные геологические эпохи и входят в состав самых разнообразных парагенезов пород, которые мы можем сравнивать друг с другом и типизировать.

В настоящей главе мы ограничимся только краткой характеристикой основных типов рассматриваемых парагенезов и изложением общих вы-

водов, вытекающих из их анализа. Это обусловлено тем, что ассоциации пород, о которых идет речь, входят в состав или даже полностью отвечают тем формациям, которые были выделены и подробно описаны в более ранних работах.

Характеристика типов парагенезов

Парагенез атасуйского типа

Парагенез атасуйского типа (см. табл. 26, тип I) выделен в Атасуйском районе Центрального Казахстана среди отложений, выполняющих Джаильминскую мульду. Его характеристику мы даем преимущественно на основании собственных наблюдений (Соколова, 1958; Соколова, Ботвинкина, 1965; Соколова, Шумихина, 1966; Соколова, 1967), которые дополняем данными других исследователей (Каюпова, 1962; Митряева и др., 1962; Островская, 1960; Рожнов, 1962; Сапожников, 1963 и др.).

Парагенез атасуйского типа в настоящее время охарактеризован достаточно полно: изучен вещественный состав слагающих его пород, установлены взаимоотношения и границы с вмещающими толщами, выявлены особенности его внутреннего строения. Все это позволяет рассматривать данный парагенез как определенное геологическое тело, отвечающее формации (вулканогенно-карбонатная формация атасуйского типа).

К атасуйской формации в Джаильминской мульде относятся отложения фаменского и турнейского ярусов, представленные преимущественно карбонатными породами. Эти отложения залегают на вулканогенных толщах среднего и отчасти верхнего девона, с которыми они иногда бывают связаны постепенным переходом, а иногда имеют трансгрессивный контакт. Вверх по разрезу атасуйская формация сменяется сероцветными отложениями визейского возраста.

Подавляющее большинство железо-марганцевых месторождений и рудопроявлений в Джаильминской мульде [1] приурочено примерно к средней части атасуйской формации (самые верхние горизонты фаменского яруса), которая представлена непрерывной серией морских отложений.

В парагенез атасуйского типа входят известняки, значительно реже доломиты, породы глинисто-кремнисто-карбонатного состава, известковые песчаники и алевролиты, туфы, эффузивы спилитового типа, яшмы, железные и марганцевые руды. Известняки являются главным членом парагенеза, и среди них выделяется несколько разностей:

1. Светлые, массивные, обычно богатые органическими остатками (брахиоподы, кораллы, мшанки), известняки, практически лишенные примеси обломочного материала. Эти породы наиболее распространены в Джаильминской мульде и составляют по существу фон рассматриваемой формации.

2. Темные тонкозернистые плитчатые известняки, иногда кремнистые, иногда послойно обогащенные глинистым веществом. Некоторым их разностям свойственна тонкая горизонтальная слоистость или комковатая текстура, обусловленная диагенетическим перераспределением вещества в осадке. В отдельных случаях известняки окрашены в красный или розовато-серый цвет. Породы распространены локально.

3. Известняки с примесью терригенного материала, переходящие в алевролиты и песчаники с известковым цементом. Эти породы имеют ограниченное распространение. Местами они фациально замещают ор-

[1] Так называемые месторождения Атасуйской группы: Караджал, Ктай, Джайрем, Джумарт и др.

Таблица 26

Марганценосные вулканогенно-осадочные парагенезы пород

Палеогеографические условия накопления отложений	Морские				Континентальные	
Группа парагенезов	Вулканогенно-карбонатная		Вулканогенно-терригенная		Группы парагенезов не выделены	
Осадочная составляющая парагенезов	Карбонатные породы		Терригенные породы			
Вулканогенная составляющая парагенезов	Вулканиты основного состава	Вулканиты кислого состава	Вулканиты основного состава	Вулканиты кислого состава		
Тип парагенеза	I (атасуйский)	II (усинский)	III (калифорнийский)	IV (дауташский)	V (колорадский)	VI (голкондский)
Состав парагенезов	Известняки *, глинисто-кремнисто-карбонатные породы, яшмы, эффузивы спилитового типа, туфы, туффиты, железные и марганцевые руды	Известняки, кремнистые известняки, глинисто-кремнисто-карбонатные породы, слюдисто-кремнисто-хлоритовые сланцы, порфиры, кварцевые альбитофиры и их туфы, марганцевые руды	Терригенные породы, линзы известняков, глинисто-кремнистые сланцы, туффиты, туфы, яшмы, спилиты, базальты, марганцевые руды, железные руды	Терригенные породы, песчанистые известняки, мрамора, фельзиты, кварцевые порфиры и их туфы, марганцевые руды	Терригенные породы, гипсы, известняки, туфопесчаники, базальты, андезиты, туфы, марганцевые руды	Известковые туфы, иногда прослои песчаников и кремнистых пород
	Примеры: месторождения Караджал, Джумарт, Джайрем и др. (Атасуйский р-н, Центральный Казахстан)	Примеры: Усинское месторождение (Хребет Кузнецкий Алатау), месторождение Тахта-Карача (Зеравшанский хребет)	Примеры: месторождения Береговых хребтов (Калифорния), мезозойской зоны Новой Зеландии, Внешней зоны Японии и др.	Примеры: месторождения Дауташ и Кзылсайрак (Зеравшанский хребет)	Примеры: Пик Артиллери, Лейк Мид (Колорадо, США)	Примеры: Голконда (штат Невада, США), Боливия
Основные типы руд	Mn руды: браунитовые гаусманитовые, манганокальцитовые, псиломелановые	Mn руды: карбонатные, псиломелановые	Mn руды: карбонатные браунитовые, гаусманитовые, «опаловые», псиломелановые	Mn руды: карбонатные, псиломелановые	Mn руды: псиломелан-пиролюзитовые	Mn руды: псиломелановые, тунгомелановые
	Fe руды: гематитовые, магнетитовые, сидеритовые	Fe руды: нет	Fe руды: гематитовые, карбонатные, «опаловые»	Fe руды: нет	Fe руды: нет	Fe руды: нет

* Подчеркнуты главные члены парагенезов.

ганогенные известняки, причем чаще всего локализуются в периферических частях мульды. Иногда их прослои и линзы присутствуют в основании или самых верхах фамен-турнейской карбонатной толщи.

Глинисто-кремнисто-карбонатные породы представляют собой тонко- и мелкозернистые образования, окраска которых изменяется от темно-серой, почти черной, до розовато-серой и красной. Состав этих пород очень непостоянен, так как соотношение слагающих компонентов может быстро изменяться даже в пределах одного и того же слоя.

Рассматриваемым породам свойственно большое текстурное многообразие (Соколова, Ботвинкина, 1965). Среди них, наряду с однородными массивными разностями, встречаются образования с тонкой ритмичной слоистостью, с линзовой, желваковистой, петельчатой и стилолитовой текстурами.

Глинисто-кремнисто-карбонатные породы иногда послойно обогащены примесью пирокластического материала, и в этих случаях их правильнее называть туффитами. Следует отметить, что глинистое вещество, входящее в их состав, тоже в значительной мере произошло за счет разложения тонких пепловых частиц.

Среди туфов выделяются витро-, кристалло- и литокластические разности. По составу они близки к лавам спилитового типа, и только некоторые витрокластические туфы, судя по характеру замещающих вулканическое стекло вторичных минералов, имеют более кислый состав. Отдельные маломощные прослои вулканических пород встречаются во всех горизонтах фамен-турнейской толщи, но главная их масса сосредоточена в верхах фамена.

На большинстве месторождений Атасуйской группы присутствуют как марганцевые, так и железные руды. На месторождении Караджал В. В. Калинин (1965) выделил их следующие основные типы: марганцевые руды — браунитовые, гаусманитовые, манганокальцитовые, псиломелановые, железные руды — гематитовые, магнетитовые, сидеритовые [1]. Рудные тела на месторождениях Атасуйской группы в общих чертах бывают построены однотипно: они состоят из серии сильно удлиненных линз, залегающих согласно с вмещающими породами и располагающихся либо кулисообразно, либо цепочкой, вытянутой вдоль определенного горизонта.

Атасуйская формация имеет сложное внутреннее строение. Слагающие ее породы группируются совершенно определенным образом: светлые органогенные известняки составляют ее фон, а ассоциации вулканитов, яшм, глинисто-кремнисто-карбонатных пород и руд локализуются на этом фоне в отдельных, часто изолированных друг от друга телах, обычно имеющих линзовидную форму. Вулканические породы в составе этих ассоциаций присутствуют в подчиненном количестве, причем рудные пласты никогда не залегают непосредственно среди них, а локализуются в зоне их выклинивания.

Парагенез усинского типа

Парагенез усинского типа выделен среди отложений кембрийского возраста в районе Усинского марганцевого месторождения в хребте Кузнецкий Алатау в Сибири (Соколова, 1961). Позднее он был встречен и описан в Зеравшанском хребте (Узбекистан) в районе марганцевого месторождения Тахта-Карача (Соколова, 1963а, 1964, 1967).

Усинское марганцевое месторождение приурочено к отложениям усинской свиты, относящейся к ленскому ярусу нижнего кембрия.

[1] В ряде месторождений Атасуйской группы присутствуют только некоторые из выделенных на Караджале руд.

(Куршс, 1957; Миртов и др., 1964; Мухин, Ладыгин, 1957; Соколова. 1961; Хоментовский, 1959). Усинская свита залегает на вулканических образованиях алданского яруса нижнего кембрия, с которыми она связана постепенным переходом, а вверх по разрезу сменяется эффузивами, условно относимыми к среднему кембрию. Мощность ее изменяется от 1200—1500 до 3500 *м* и более.

В составе усинской свиты выделяются две крупные, сменяющие друг друга в латеральном направлении ассоциации пород, одна из которых представлена преимущественно вулканическими образованиями, а другая имеет карбонатный состав. Эти ассоциации составляют вулканогенную и карбонатную формации нижнего кембрия (Соколова, 1961) [1]. Смена карбонатных пород синхронными им вулканитами осуществляется постепенно, через своеобразную переходную зону, в которой наблюдается дробное переслаивание известняков и сланцев, образовавшихся по вулканическим породам. В некоторых случаях вулканиты глубоко вклиниваются в сменяющие их по простиранию карбонатные отложения, входя в их ассоциацию в качестве аллофильных членов.

Усинское месторождение марганцевых руд приурочено к карбонатной формации, но расположено в непосредственной близости от места сочленения последней с одновозрастными вулканитами. Поэтому в парагенез усинского типа наравне с карбонатными образованиями входят и породы вулканического происхождения, по существу принадлежащие сопредельной формации.

Главным членом парагенеза усинского типа являются известняки, второстепенными — слюдистые и слюдисто-кремнисто-хлоритовые сланцы, туфы, порфироиды и марганцевые руды. Среди известняков выделяется несколько разностей. Наиболее распространены светлые массивные известняки, часто доломитизированные, иногда содержащие остатки археоциат и водорослей. Подчиненное значение имеют темные, почти черные пелитоморфные известняки, которые в районе Усинского месторождения слагают довольно крупное, линзовидной формы тело, обрамленное во всех сторон светлыми известняками. Темные известняки — плитчатые породы, в некоторых случаях обладающие хорошо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью. Иногда они кремнистые и содержат довольно обильную примесь какого-то хлоритоподобного минерала, который либо равномерно рассеян по всей их массе, либо локализуется в самостоятельных прослоях. Природа этого минерала не вполне ясна: вероятнее всего, он образовался за счет разложения тончайших пепловых частиц.

Слюдисто-кремнисто-хлоритовые сланцы представляют собой тонкозернистые метаморфические породы, по всей вероятности, возникшие по пепловым туфам или туффитам. Среди известняков они образуют отдельные прослои и линзы, мощность и количество которых возрастает в направлении к северу, т. е. по мере приближения к вулканогенной формации.

Туфы и эффузивы, превращенные в порфироиды, слагают маломощные прослои и покровы среди слюдисто-кремнисто-хлоритовых сланцев. Они настолько сильно изменены, что о их первоначальном составе можно судить только по таким косвенным признакам, как реликтовые структуры или характер вторичной минерализации. Создается впечатление, что большинство из них возникло по вулканическим породам альбитофирового и порфирового состава.

Марганцевые руды имеют карбонатный состав, и только некоторая часть марганца в силикатной форме входит в состав хлоритоподобного

[1] В вулканогенную формацию нижнего кембрия входят вулканические образования не только усинской свиты, но и подстилающие породы алданского яруса.

минерала, послойно обогащающего карбонатные породы продуктивной пачки. В зоне окисления карбонатных руд присутствует псиломелан.

В некоторых разностях карбонатных руд отмечается довольно высокое содержание железа (ферро-родохрозитовые руды, по И. М. Варенцову с содержанием Fe_2O_3 1,32%, FeO 15,84%), но собственно железорудных концентраций в составе описываемого парагенеза не известно.

Залежи марганцевых руд Усинского месторождения ассоциируют с темными слабокремнистыми и хлорито-кремнистыми известняками. Рудные линзы залегают согласно с вмещающими их породами и никогда не выходят за пределы слагаемого ими тела.

Строение парагенеза усинского типа характеризуется следующими особенностями. Входящие в его состав вулканические породы находятся с осадочными в соотношении «интерфингер» (interfinger), т. е. они вклиниваются в известняки, но не образуют среди них изолированных тел. Вулканические породы не входят также и в состав продуктивной пачки Усинского месторождения (если не считать пепловой примеси в известняках, по которой, по всей вероятности, образовывался хлоритоподобный минерал), которая представлена ассоциацией марганцевых руд и темных, иногда кремнистых или хлоритосодержащих известняков.

Парагенез пород, очень близкий тому, который развит в хребте Кузнецкий Алатау, наблюдается в Зеравшанском хребте в районе марганцевого месторождения Тахта-Карача (Соколова, 1963а, 1967). Эти два парагенеза, которые могут быть отнесены к общему усинскому типу, почти не отличаются друг от друга по характеру слагающих их пород, но построены по-разному.

Месторождение Тахта-Карача приурочено к карбонатным толщам верхнего силура, которые залегают на сероцветных терригенных отложениях нижнего силура. В рудоносный парагенез входят известняки составляющие его фон, глинисто-кремнисто-карбонатные образования, слюдисто-кремнистые и слюдистые сланцы, сильно измененные эффузивы и их туфы, по составу отвечающие порфирам или кварцевым альбитофирам, и марганцевые руды.

Вулканические породы в составе рассматриваемого парагенеза распространены весьма ограниченно и пока что обнаружены среди известняков только в районе месторождения. Однако и там известно всего три их прослоя, два из которых расположены в пределах продуктивной марганценосной пачки.

Продуктивная пачка месторождения Тахта-Карача локализуется среди светлых, массивных известняков и представлена ассоциацией пород, в которую входят темные плитчатые известняки, различные образования глинисто-кремнисто-карбонатного состава, иногда слюдистые сланцы, порфироиды, о которых упоминалось выше, и карбонатные, участками окисленные, марганцевые руды.

Парагенез калифорнийского типа

Парагенез калифорнийского типа распространен довольно широко: он представлен в штате Калифорния в США, в Новой Зеландии, Японии и Новой Каледонии. На всех этих территориях рассматривамый парагенез выделяется среди отложений различного возраста, но повсеместно характеризуется одними и теми же обязательными членами и общими особенностями внутреннего строения. Закономерная повторяемость в пространстве и во времени одних и тех же естественных ссообществ пород указывает на то, что мы имеем дело не с их случайными наборами, а с определенными, хорошо типизирующимися парагенетическими ас-

социациями пород, которые были объединены автором под названием формаций «калифорнийского» типа (Соколова, 1963б).

В настоящей работе для характеристики парагенеза рассматриваемого типа мы ограничимся двумя примерами: собственно Калифорнией и Новой Зеландией.

Геологическое строение провинции Береговых хребтов Калифорнии описано в работах многих авторов (Кинг, 1961; Balley, a. u., 1964; Irwin, 1957; Taliaferro, 1943; Taliaferro, Hudson, 1943). Характеристику марганценосных отложений этого района мы даем в основном по Н. Талиаферро.

Марганцевое оруденение в Калифорнии приурочено к Францисканской серии верхней юры, которая представлена преимущественно терригенными породами, главным образом песчаниками, среди которых изредка встречаются линзы известняков. В средних горизонтах Францисканской серии на терригенном фоне появляются очень своеобразные ассоциации пород, в состав которых в первую очередь входят яшмы и глинисто-кремнистые сланцы, затем эффузивы базальтового и спилитового состава, их туфы, а также марганцевые и железные руды. Изредка среди кремнистых пород наблюдаются маломощные прослои песчаников. Эти рудоносные ассоциации пород слагают тела линзовидной формы, залегающие согласно с вмещающими их терригенными образованиями и обычно вытягивающиеся цепочкой вдоль определенного стратиграфического горизонта, образуя в нем серию раздувов и пережимов. Характерно, что рудные скопления никогда не встречаются за пределами этих ассоциаций пород, но внутри последних они всегда бывают связаны с кремнистыми образованиями, а не с собственно вулканическими породами.

Рудные тела в свою очередь, имеют форму линз, которые могут быть и единичными и сливающимися в единый горизонт. С вмещающими их кремнистыми породами руды всегда залегают согласно и иногда бывают связаны постепенным переходом через бедные кремнистые руды и марганцевистые кремнистые породы.

Марганцевые руды либо имеют карбонатный состав, либо представлены марганецсодержащими опалами (опаловые, или неотоцитовые руды). Некоторые разности марганцевых руд характеризуются повышенным содержанием железа. В отдельных случаях железные руды (либо карбонатные, либо представленные железосодержащими опалами) локализуются среди кремнистых образований в самостоятельных телах.

В Новой Зеландии парагенез калифорнийского типа выделяется в составе граувакковой серии пермско-юрского возраста. Характеристику этих отложений мы даем в основном по данным, Дж. Рида (Reed, 1957, 1958, 1960) и Х. Веллмана (Wellman, 1949, 1952, 1956).

В составе марганценосного парагенеза пород в Новой Зеландии доминируют граувакковые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и иногда включающие линзы внутриформационных конгломератов. Среди терригенных пород спорадически появляются линзы, сложенные кремнистыми и вулканическими образованиями, с которыми связаны залежи марганцевых руд. Эти сообщества пород, выделяемые Дж. Ридом под названием «ассоциаций ред рокс» (red rocks), не группируются в одном интервале разреза, как это наблюдалось в Калифорнии, а встречаются в разных горизонтах терригенной серии, причем бывают разобщены слоями, сложенными обычными обломочными породами.

В состав ассоциации «ред рокс» входят туффиты, вулканические аргиллиты, яшмы, кремнистые сланцы, спилиты с хорошо выраженной подушечной отдельностью, марганцевые и железные руды. Большинству из перечисленных образований свойственна интенсивная красная окра-

ска, обусловленная присутствием в них тонкораспыленных окислов железа. Иногда среди кремнистых и вулканических образований, слагающих ассоциации «ред рокс», присутствуют прослои мелко- и тонкозернистых обломочных пород. Линзы «ред рокс» всегда залегают согласно с вмещающими их терригенными породами, но, как правило, бывают очерчены очень резко.

Марганцевые руды в рассматриваемой серии неизменно входят в состав сообществ «ред рокс», в которых они слагают отдельные линзы. Эта ассоциация настолько обычна, что само появление «ред рокс» в разрезе Дж. Рид рассматривает как поисковый признак на марганец. Марганцевые руды имеют в основном псиломелановый состав, но в небольших количествах присутствуют также карбонаты марганца, пиролюзит и браунит[1].

Одновременно с залежами марганцевых руд в ассоциациях «ред рокс» обычно появляются и небольшие линзы гематитовых руд. За пределами тел «ред рокс» исчезают признаки как марганцевого, так и железного оруденения.

Парагенез дауташского типа

Парагенез дауташского типа выделен в Зеравшанском хребте в районе марганцевого месторождения Дауташ. В западной части Зеравшанского хребта, к которой приурочены месторождения Тахта-Карача и Дауташ, среди отложений палеозойского возраста выделяются две формации: нижняя, вулканогенно-терригенная и верхняя, вулканогенно-карбонатная (Соколова, 1963а, 1967). Обе формации марганценосны: к нижней из них приурочены месторождения Дауташ и Кзылбайрак, к верхней — Тахта-Карача.

В вертикальном разрезе формации связаны постепенным переходом. Вулканогенно-терригенная формация отвечает в основном нижнему силуру, верхняя — лудловскому ярусу и отчасти девону. Обе формации очень слабо охарактеризованы фаунистически, и поэтому нет полной уверенности в том, что граница между ними строго отвечает стратиграфической границе между нижним и верхним силуром. Очень вероятно, что в некоторых местах терригенные отложения слагают нижние горизонты лудловского яруса, а в других районах, напротив, карбонатные толщи частично соответствуют венлокскому ярусу. Если последнее предположение верно, то месторождения Дауташ, приуроченное к верхней части вулканогенно-терригенной формации, и Тахта-Карача, располагающееся в низах вулканогенно-карбонатной формации, являются приблизительно одновозрастными.

В парагенез дауташского типа, выделяемый в составе вулканогенно-терригенной формации, входят следующие породы: песчаники, алевролиты, различные сланцы, образовавшиеся преимущественно по терригенным породам, известняки, известковые песчаники, марганцевые руды и порфироиды, образовавшиеся, очевидно, по фельзитовым и кварцевым порфирам или их туфам. Фон парагенеза составляют терригенные породы, среди которых карбонатные образования и порфироиды слагают отдельные прослои и линзы.

Залежи марганцевых руд приурочены к двум горизонтам песчанистых известняков. Первичные руды имеют карбонатный состав. В зоне

---

[1] В табл. 26 браунитовые и гаусманитовые разности марганцевых руд в составе рассматриваемого парагенеза указаны в числе основных рудных типов. Это связано с тем, что данные руды широко представлены в марганценосных толщах Японии, характеристику которых мы в настоящей работе не даем, но в составе которых также выделен парагенез калифорнийского типа (Соколова, 1963б).

их окисления широко распространен псиломелан. Карбонаты марганца обычно находятся в тесном срастании с кальцитом — главным породообразующим минералом песчанистых известняков. Для рудных тел характерно резкое преобладание карбонатов марганца над углекислым кальцием, за их пределами между этими минералами наблюдаются обратные соотношения. Характерно, что в составе продуктивной пачки месторождения Дауташ отсутствуют какие-либо специфические, свойственные только ей образования, причем нет даже кремнистых сланцев, развитых почти на всех марганцевых месторождениях. Рудоносные слои отличаются от сменяющих их «пустых» пластов только присутствием соединений марганца.

Условия формирования и генезис марганцевых руд в парагенезах атасуйского, усинского, калифорнийского и дауташского типов

Анализ выделенных парагенезов показал, что накопление слагающих их пород во всех случаях происходило в морских условиях. Действительно, в рассматриваемые ассоциации пород часто входят известняки, содержащие остатки морской фауны, радиоляриевые кремнистые сланцы и яшмы, лавы с подушечными отдельностями, а также различные обломочные породы, сложенные кластическим материалом, несомненно, прошедшим водную обработку. Общность условий седиментации дает возможность сравнивать выделенные парагенезы и выявлять закономерности локализации руд внутри них.

В составе каждого вулканогенно-осадочного парагенеза выделяются две крупные группы пород — осадочные и вулканические, которые могут находиться друг с другом в различных количественных и качественных соотношениях. Эти соотношения положены нами в основу выделения определенных типов парагенезов.

Необходимо было выяснить, при каком соотношении вулканической и осадочной составляющих создаются максимально благоприятные условия для накопления марганцевых руд.

Анализ фактического материала показал, что сколько-либо значительные залежи марганцевых руд вулканогенно-осадочного происхождения почти никогда не встречаются в толщах, сложенных преимущественно вулканическими породами. Руды, как правило, входят в состав тех парагенезов пород, в которых вулканическая составляющая подчинена осадочной. Рудовмещающие вулканогенно-осадочные толщи либо формируются во время относительного затухания вулканической деятельности и в этом случае являются переходными (как в пространстве, так и во времени) от собственно вулканических к собственно осадочным формациям (район Усинского месторождения), либо возникают в периоды эпизодических проявлений вулканизма, локально сопутствующих накоплению осадочного материала (рудовмещающие отложения месторождений Тахта-Карача и Дауташ в Зеравшанском хребте, месторождений Калифорнии, Новой Зеландии и др.).

В последнем случае в сфере действия отдельных вулканических очагов формировались своеобразные ассоциации пород, существенно отличающиеся по составу от вмещающих их осадочных образований и обособляющиеся на фоне последних в достаточно резко очерченных телах линзовидной формы. Для этих ассоциаций пород характерны прежде всего различные кремнистые образования, а затем вулканические породы.

Из рассмотренных примеров следует, что рудные концентрации в большинстве случаев появляются в разрезе толщ только в составе вулка-

ногенно-кремнистых ассоциаций пород и никогда не выходят за пределы слагаемых ими тел, что является одним из доказательств эндогенного происхождения рудного вещества.

Состав рассматриваемых ассоциаций пород не всегда постоянен даже в том случае, когда они входят в один парагенез. Так, например, в парагенезе калифорнийского типа ассоциации «ред рокс» могут быть представлены как исключительно кремнистыми породами, так и кремнистыми породами, переслаивающимися с вулканитами, они могут быть рудоносными или безрудными и т. д. Аналогичная картина наблюдается и в парагенезе атасуйского типа, где далеко не все рудоносные ассоциации пород содержат лавы, а состав самой руды от месторождения к месторождению тоже существенно изменяется (месторождения собственно марганцевые, собственно железорудные и железо-марганцевые). Характерно, что если в состав рудоносных ассоциаций пород в значительном количестве входят вулканические породы, то руды почти никогда не залегают непосредственно среди эффузивов или туфов, а локализуются в периферических частях этих ассоциаций, среди глинисто-кремнистых, карбонатно-кремнистых и туфогенных пород.

По-видимому, кремнезем и рудные соединения выносились в бассейны седиментации подводными горячими источниками, которые располагались либо в непосредственной близости от вулканических очагов, поставляющих лавы и пирокластический материал (вулканогенно-кремнистые ассоциации пород), либо на некотором удалении от них (кремнистые или кремнисто-туфогенные ассоциации пород). Наиболее благоприятные условия для локализации руд возникали в случае ограниченного поступления эффузивного материала.

Из рассмотренных примеров видно, что очень близкие по составу рудоносные ассоциации пород могут появляться на разном осадочном фоне: они обособляются и среди терригенных (парагенезы калифорнийского и дауташского типов), и среди карбонатных пород (парагенезы атасуйского и усинского типов), причем не изменяются не только их состав и характер рудоносности, но и особенности внутреннего строения. Действительно, ассоциации «ред рокс» в парагенезах калифорнийского типа по существу являются аналогами тех сообществ пород, которыми представлены продуктивные пачки на месторождениях Атасуйской группы, и отличаются от последних только характером осадочного материала, входящего в их состав.

То же самое явление наблюдается и в марганценосных толщах Зеравшанского хребта. Два марганцевых месторождения этого района — Тахта-Карача и Дауташ — примерно одновозрастны, они появляются в разрезе вмещающих их толщ в ассоциации с однотипными вулканическими породами, но локализуются на совершенно разном осадочном фоне: Дауташское месторождение среди терригенных пород, Тахта-Карача — среди карбонатных.

Следовательно, накопление рассматриваемых марганцевых руд могло осуществляться в бассейнах разного типа: как в тех, которые характеризовались преимущественно терригенной седиментацией, так и в тех, в которых шло интенсивное карбонатонакопление. Более того, при фациальном анализе рудоносных серий в целом выяснилось, что возникновение в них рудных концентраций не связано с какими-либо изменениями палеогеографических условий. Руды локализуются на однотипном фациальном фоне и встречаются в разных горизонтах непрерывных морских серий.

Интересные закономерности локализации рудных залежей выявились при детальном изучении структурных и текстурных особенностей строения пород, входящих в состав собственно рудоносных ассоциаций и вмещающих последние. Для парагенезов пород вулканогенно-карбо-

натной группы (усинский и атасуйский типы) было установлено (Соколова, 1961; Соколова, Ботвинкина, 1965), что преобладающие в них светлые известняки в большинстве случаев являются рифогенными и формировались на небольших глубинах в условиях открытого морского бассейна. Что же касается темных известняков и тонкозернистых пород глинисто-кремнисто-карбонатного состава, которые среди светлых известняков образуют отдельные тела неправильной формы, то их накопление происходило в относительно прогнутых участках морского дна. Последние либо отвечали межрифовым углублениям, либо возникали на месте опущенных по разломам блоков. Подобные углубления, очевидно, играли роль своего рода ловушек и отстойников для тонких взвесей.

Из изложенного выше фактического материала следует, что залежи марганцевых руд, как правило, бывают приурочены к этим, относительно глубоководным фациям карбонатных отложений.

Та же самая фациальная приуроченность рудных концентраций наблюдается и в парагенезах вулканогенно-терригенной группы. Так, Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943; Taliaferro, Hudson, 1943), анализируя марганценосные отложения Калифорнии, приходит к выводу, что рудовмещающие глинисто-кремнистые породы возникли за счет тонких илов, накопление которых могло происходить только на относительно пониженных участках морского дна.

Того же мнения придерживается и Дж. Рид (Reed, 1957), который рассматривает вулканические аргиллиты и туффиты в составе ассоциации «ред рокс» в Новой Зеландии как образования относительно глубоководные.

Таким образом, рудные залежи в составе вмещающих их толщ, с одной стороны, неизменно появляются одновременно с вулканическими породами, что дает основание говорить об эндогенном происхождении рудного вещества, и с другой — бывают связаны с относительно глубоководными отложениями. Нам представляется, что место локализации руд в вулканогенно-осадочных сериях определяется не только положением источника, поставлявшего рудный материал, но и наличием соответствующих ловушек, в которых происходило захоронение выпавших из растворов тонких рудных взвесей. Удачное сочетание этих двух факторов по всей вероятности, и обусловливало возникновение крупных рудных концентраций.

При изучении описанных выше типов парагенезов интересно то обстоятельство, что входящие в них вулканические образования могут иметь как кислый, так и основной состав. Весьма характерно также и то, что при изменении химизма вулканических пород (эффузивов и их туфов) изменяется и общий облик парагенезов. Так, в парагенезах атасуйского и калифорнийского типов, вулканическая составляющая которых представлена преимущественно лавами спилито-базальтоидного габитуса, неизменно присутствуют яшмы, с которыми ассоциируют марганцевые и железные руды.

По-иному выглядят рудовмещающие ассоциации пород, в которые входят кислые эффузивы и их пирокластические производные (парагенезы дауташского и усинского типов). Они характеризуются прежде всего ограниченным развитием кремнистых образований, причем последние никогда не бывают представлены яшмами, а имеют в большинстве случаев смешанный состав: это кремнистые известняки, глинисто-кремнисто-карбонатные сланцы, кремнистые туффиты и т. д. Не менее характерно для рассматриваемых ассоциаций пород также отсутствие в их составе железных руд, которые не обнаружены ни на Усинском месторождении, ни на месторождениях Зеравшанского хребта (месторождения Дауташ и Тахта-Карача).

Таким образом, вулканогенно-осадочные марганцевые руды могут быть генетически связаны как с основным, так и с кислым вулканизмом. С изменением химизма вулканизма изменяются и остальные члены парагенеза за исключением входящих в его состав осадочных пород.

Из анализа марганценосных парагенезов пород вытекает, что марганец в рассмотренных месторождениях имеет эндогенное происхождение и что его поступление в бассейны седиментации связано с подводной вулканической деятельностью.

Общий облик марганценосных парагенезов пород зависит от целого ряда факторов. Он определяется соотношением осадочной и вулканической составляющих в парагенезе, типом вулканизма, общим характером седиментации крупных бассейнов и ее местными особенностями. Различным сочетанием этих факторов обусловлено возникновение четырех выделенных типов парагенезов.

В заключение надо сказать, что среди морских вулканогенно-осадочных марганценосных отложений в будущем, по всей вероятности, наметятся еще новые типы парагенезов. Следовательно, выделение четырех типов парагенезов, данное в настоящей работе, является одним из этапов систематики марганценосных ассоциаций пород, которая со временем будет восполняться и совершенствоваться.

Глава II

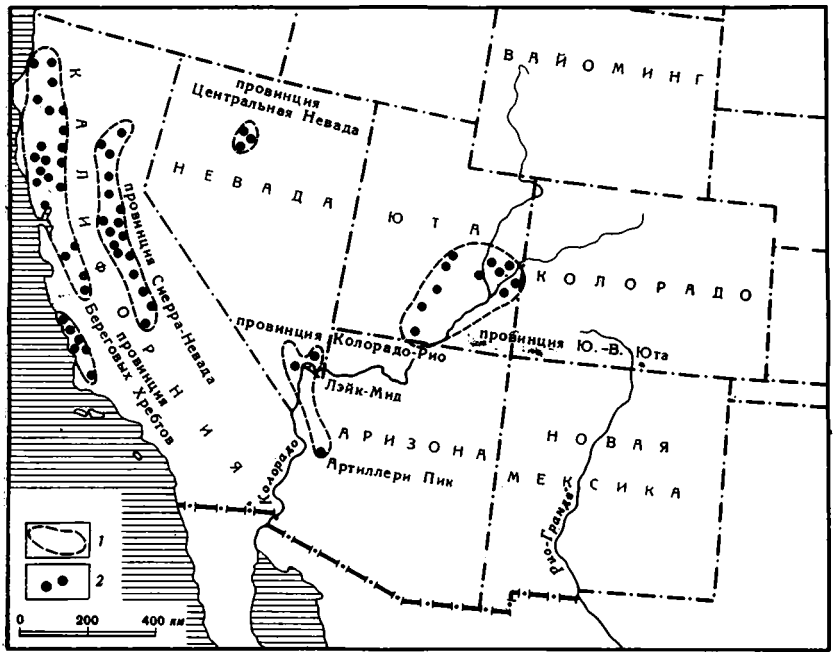
КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Подавляющее большинство известных нам марганценосных вулканогенно-осадочных парагенезов пород формировалось в морских бассейнах. Значительно реже удается наблюдать залежи марганцевых вулканогенно-осадочных руд, накопление которых происходило в наземных условиях. Континентальные марганценосные отложения имеют настолько ограниченное распространение, что пока еще не приходится говорить о каких-либо закономерностях локализации связанных с ними руд. В то же время даже конкретные парагенезы отложений этого типа очень интересны с теоретической точки зрения, и их изучение может много дать для познания процесса вулканогенно-осадочного рудообразования в целом.

В настоящей главе дана характеристика континентальных вулканогенно-осадочных марганценосных отложений, развитых в юго-западной части США (штаты Аризона и Невада). В пределах этой территории Д. Хьюитт (Hewett and oth., 1956), выделяет две металлогенические провинции: южную — Колорадо-Рио и северную — Центральная Невада (фиг. 51).

В провинцию Колорадо-Рио входят марганцеворудные районы Пик Артиллери (Peak Artillery) и Лейк Мид (Lake Mead). Рудоносные толщи этих районов представлены очень схожими по составу и строению ассоциациями пород, которые мы описываем под общим названием «парагенеза колорадского типа».

Из марганцевых месторождений провинции Центральной Невады мы рассматриваем только месторождение Голконда (Golconda), которое является весьма специфическим и не типизируется ни с одним из рудопроявлений штатов Аризона и Невада.



Фиг. 51. Марганцеворудные провинции юго-западной части США (Hewett, Crittenden, Pavlides, De Huff, 1956)

1 — марганцеворудные провинции; *2* — марганцевые рудопроявления

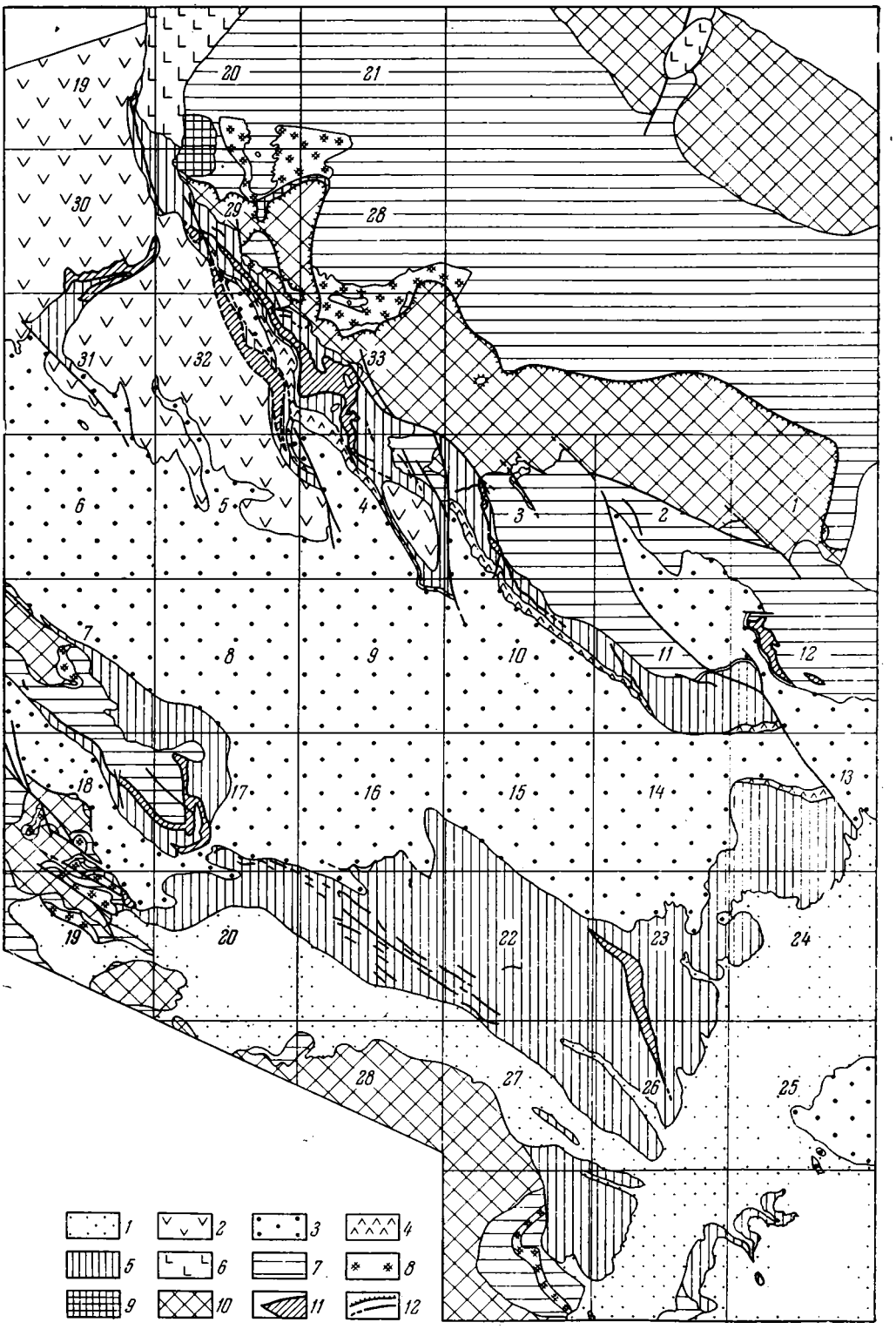
Парагенез колорадского типа

Район Пик Артиллери

Район Пик Артиллери расположен в западной части штата Аризона вблизи гор Артиллери. В районе обнажаются преимущественно отложения кайнозойского возраста от эоцена до плейстоцена включительно (фиг. 52), которые с резким угловым несогласием залегают на докембрийских гранитах, гнейсах и кристаллических сланцах. Только в северной части района известны небольшие выходы пород палеозоя, в свою очередь, несогласно залегающих на докембрийском основании. Стратиграфическая последовательность комплексов отложений (формаций, в понимании американских геологов), по Ласки (Lasky, and oth., 1948), отображена в табл. 27.

Проявление марганцевого оруденения известно в «формациях» артиллери, чэпин уош и сэндтрэп. Руды первых двух «формаций» сингенетичны с вмещающими их отложениями, причем их залежи имеют пластовую форму и хорошо стратифицируются. В «формации» сэндтрэп характер оруденения несколько иной: марганценосным здесь является также совершенно определенный горизонт песчаников, но сконцентрированное в нем рудное вещество произошло за счет размыва и переотложения марганцеворудных залежей «формации» чэпин уош и отчасти артиллери. В гальке конгломератов сэндтрэп также обнаружены марганцевые руды.

Рудное вещество в рассматриваемых сериях пород локализуется не только в определенных стратиграфических горизонтах, но также в трещинах и зонах дробления, связанных с разломами.



Фиг. 52. Геологическая карта марганценосного района пик Артиллери, штат Аризона, США (Lasky, 1949)

1 — современные и верхнеплейстоценовые отложения — аллювий; *2* — нижнеплейстоценовые базальты; *3—5* — плиоцен: *3* — конгломераты Сэндтрэп, *4* — базальты Кобвебб, *5* — отложения формации Чэпин Уош; *6* — миоценовые вулканические породы; *7—8* — нижний эоцен: *7* — отложения формации Артиллери, *8* — прослои базальтов в формации Артиллери; *9* — палеозойские известняки, сланцы, кварциты; *10* — докембрийские граниты, гнейсы, кристаллические сланцы; *11* — марганценосные отложения; *12* — линии тектонических нарушений. Стороны квадратов равны 5 *км*.

Таблица 27

Разрез в районе Пик Артиллери, штат Аризона
(Lasky, Webber, 1948)

Возраст	Формация	Характер отложений	Мощность, м
Современный и поздний плейстоцен		Осыпи, наносы вдоль современных водотоков, предгорные наносы, отложения долин	Не указана
		Угловое несогласие	
Ранний плейстоцен	Базальтовая формация	Базальты массивные, стекловатые и с пузырчатой структурой	0—105
		Угловое несогласие	
Поздний плиоцен	Конгломераты сэндтрэп (sandtrap)	Конгломераты плохо отсортированные, светло- и темно-красной окраски. Галька преимущественно базальтового состава	0—600
		Эрозионное несогласие	
Ранний плиоцен	Базальты кобвебб (cobvebb)	Массивные афанитовые базальты, иногда с пузырчатой текстурой	0—75
	Марганценосная «формация» чэпин уош (chapin wash)	Фангломераты, конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, гипсы, марганцевые руды, прослои известняков и туфов	0—150
		Угловое несогласие	
Миоцен	Формация вулканических пород	Туфы, брекчии, лавы риолитового и андезитового состава	540
		Угловое несогласие	
Ранний эоцен	«Формация» артиллери (artillery)	Конгломераты, аркозовые песчаники, глинистые сланцы, известняки, гипсы, прослои туфов и базальтов	750
		Угловое несогласие	
Палеозой		Известняки, глинистые сланцы, кварциты	?
		Угловое несогласие	
Докембрий		Граниты, гнейсы, кристаллические сланцы	?

В свете настоящего исследования нас интересуют только пластовые руды, сингенетичные с вмещающими отложениями. Их промышленные залежи известны лишь в «формации» чэпин уош (основная марганцеворудная «формация» района Пик Артиллери, строение которой будет более подробно охарактеризовано).

Марганценосные отложения «формации» чэпин уош с угловым несогласием залегают на более древних образованиях, а вверх по разрезу сменяются согласно залегающими базальтами кобвебб, либо перекрываются более молодыми конгломератами сэндтрэп. «Формация» состоит преимущественно из терригенных пород: глин, аргиллитов, алевролитов и песчаников, среди которых, как правило, присутствуют линзы внутриформационных конгломератов. В некоторых разрезах количество конгломератов значительно возрастает, и они слагают достаточно мощные пачки. Характерно, что все породы, начиная от наиболее тонкообломочных и кончая конгломератами, состоят из одного и того же материала, образовавшегося за счет разрушения подстилающих образований. В обломках присутствуют фельзиты, пемзы, кристаллы кварца, полевого шпата и биотита, а также осадочные породы. В составе конгломератов обнаружены валуны гранитов. Обломочные зерна цементируются глинистой массой, пигментированной соединениями желе-

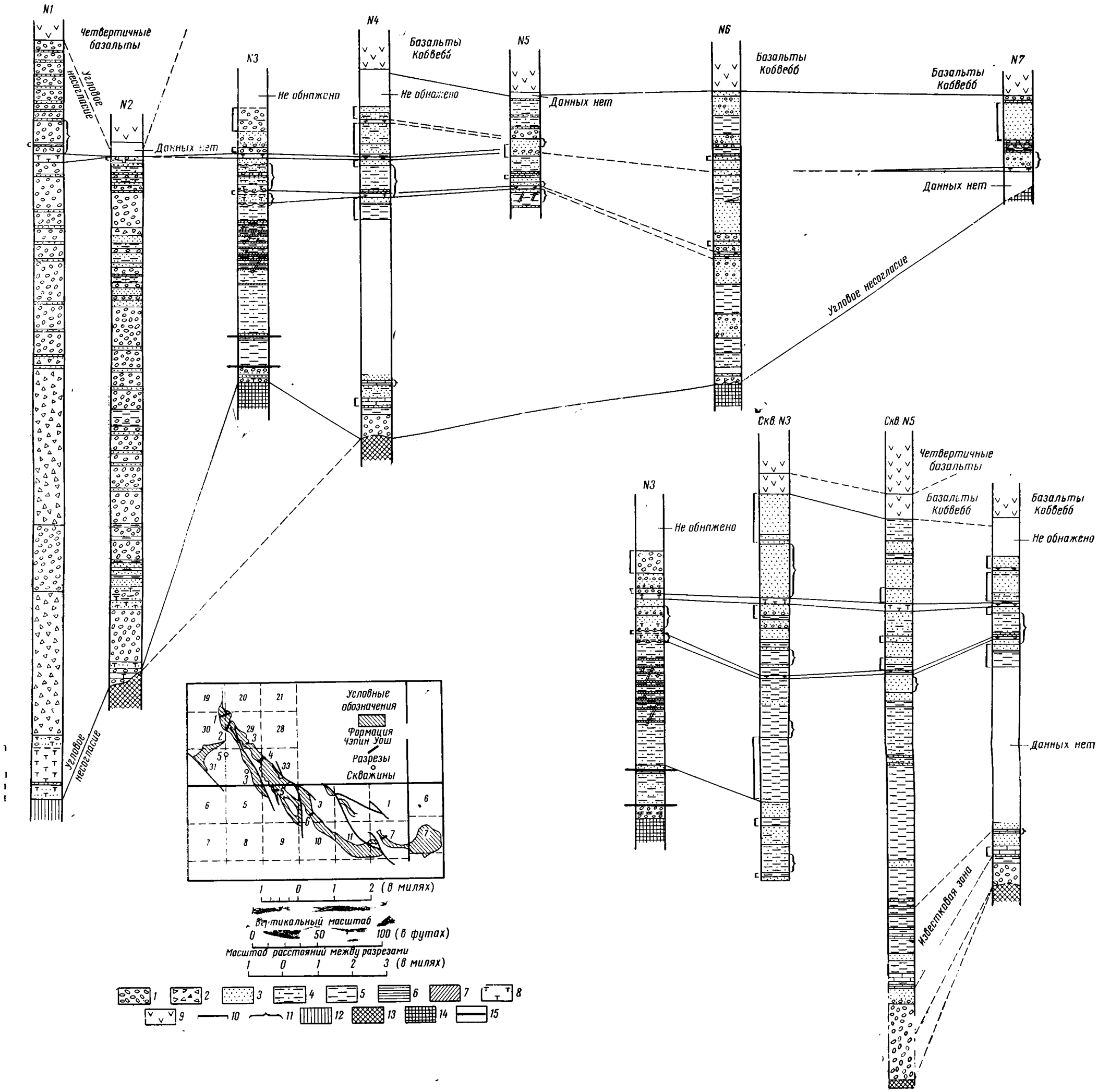
за, а в отдельных случаях — окислами марганца. Породы отличаются друг от друга преимущественно по текстурным и структурным признакам. Помимо образований с четкой горизонтальной слоистостью широко распространены косослоистые разности, а также породы со знаками ряби, трещинами усыхания и со своеобразными рельефными поверхностями напластования (scour-and-fill surfase), очевидно, близкими по своей природе текстурам «выполнения промоин». Степень окатанности и сортировки материала также варьирует в очень широких пределах.

В окраске пород преобладают розовые, красные и коричневые тона, обусловленные присутствием в глинистом матриксе соединений железа. Иногда встречаются прослои, окрашенные окислами марганца в черный цвет.

Кроме терригенных пород, в составе «формации» чэпин уош известны также прослои известняков и кристалло-витрокластических туфов, которые образуют хорошо выдержанные по простиранию маркирующие горизонты, а также линзы гипсов, спорадически встречающиеся среди марганценосных отложений (фиг. 53). Прослои известняков группируются в зоне мощностью 13 *м*, которая располагается в нижней части формации, стратиграфически ниже основной марганцевой зоны. Мощность отдельных прослоев известняков не превышает 1,5 *м*. Прослои кристалло-витрокластических туфов обычно приурочены к основной марганцевой зоне, а их мощность изменяется от нескольких сантиметров до 2,4 *м*.

Отложения «формации» чэпин уош в латеральном направлении претерпевают существенные изменения (см. фиг. 53). В северо-западной части района в составе «формации» преобладают грубообломочные породы, преимущественно фангломераты и конгломераты (см. фиг. 53, разрез 1), которые в юго-восточном направлении сменяются более тонкозернистыми отложениями. Характер напластования пород в разрезе 1 следующей (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Базальты четвертичного возраста	
Угловое несогласие	
«Формация» чэпин уош	
2. Туфогенные конгломераты с подчиненными прослоями туфогенных песчаников. Породы слабо консолидированы. Окраска серая, иногда розовая, красная и коричневая. Слабые проявления марганценосности	25,5
3. Марганценосная зона, имеющая следующее внутреннее строение (сверху):	
Чередование прослоев неконсолидированных песчаников и конгломератов с пятнами окислов марганца.	
Пемзовые конгломераты (pumiceous conglomerate) и песчаники с пятнами и послойными скоплениями окислов марганца.	
Туфогенные гравелиты, сменяющиеся линзами песчаников. Среди них линзы и послойные скопления окислов марганца.	
Марганценосные пемзовые конгломераты. Обломки пемзы изменены до состояния бейделлит-монтмориллонитовой глины.	
Пемзовые фангломераты, окрашенные окислами марганца в серый и черный цвет. Обломки пемзы изменены до бейделлит-монтмориллонита и имеют розовую окраску.	
Серая туфогенная глина с пятнами окислов марганца.	
Песчанистая глина шоколадного цвета.	
Общая мощность марганценосной зоны	5,1
4. Фангломераты, включающие прослои более хорошо отсортированных песчаников и гравелитов. В верхней части интервала слой туфа, превращенного в глину	47,4
5. Валунные и тонкозернистые фангломераты	35,4
6. Валунные конгломераты	10,5



Фиг. 53. Разрезы „формации" чэпии уош в районе гор Артиллери, штат, Аризона, США (Lasky, 1949)

1 — конгломераты; *2* — фангломераты; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* — аргиллиты и глины; *6* — известняки; *7* — гипсы; *8* — туфы; *9* — базальты; *10* — марганценосные слои; *11* — интервалы со слабыми проявлениями марганценосности; *12* — породы палеозойского возраста; *13* — породы докембрийского возраста; *14* — породы „формации" артиллери; *15* — тектонические контакты

7. Фангломерато-конгломератовая пачка. Конгломераты и фангломераты находятся во взаимоотношении «интерфингеринг» (interfingering). Гальки и валуны представлены различными породами докембрийского и миоценового возраста и риолитами, подобными тем, которые присутствуют в гальках конгломератов «формации» артиллери. Максимальная мощность отдельных пластов фангломератов 1,2 м, конгломератов — в среднем 0,6 *м*. Общая мощность пачки 39

8. Розовые рыхлые туфы, более тонкослоистые в нижней части интервала и массивные — в верхней 8,4

9. Твердые коричневые туфогенные песчаники 0,3

10. Рыхлый розовый туф песчаной размерности, содержащий обломки кварца, полевого шпата, биотита. Обломочный материал хорошо отсортирован. Порода слоистая. Мощность отдельных прослоев 2,5—15 *см*. Общая мощность 3

Угловое несогласие

11. Палеозойские мраморизованные известняки.

По направлению к югу и юго-востоку количество фангломератов и конгломератов в разрезах значительно сокращается. Они уступают место более тонкообломочным разностям пород, сначала песчаникам, потом тонкослоистым алевролитам, аргиллитам и глинам, которые в некоторых случаях гипсоносны. Среди песчаников появляются известковистые прослои, которые по мере удаления от периферических частей бассейна сменяются песчанистыми известняками, известковистыми глинами и известняками. Строение отложений данного типа иллюстрирует фиг. 53, разрез 3. Характер напластования пород в этом случае следующий (сверху вниз):

Мощность, м

Современные наносы

«Формация» чэпин уош

1. Туфогенные песчаники, гравийные конгломераты и валунные прослои, сцементированные окислами марганца. Постепенный переход к нижележащим отложениям 5,4

2. Серые пемзовидные тонкослоистые песчаники и гравелиты с прослоями конгломератов. Породы аналогичны подстилающим их образованиям, но не марганценосны 3,9

3. Серые и черные аркозовые марганценосные гравелиты и песчаники 1,2

4. Белые, желтоватые и серые тонкоплитчатые рассланцованные витро- и кристалло-витрокластические туфы, иногда окрашенные в черный цвет окислами марганца. В верхах слоев марганценосность повышается и появляются кристаллы кальцита и барита 0,9

5. Грубозернистые аркозовые песчаники с примесью гравийного материала, в верхах тонкослоистые 1,5

6. Переслаивание туфогенных песчаников и коричневых глин. Песчаники и глины марганценосны. В латеральном направлении марганценосность ослабевает. Прослои туфогенных глин отделены от вышележащих слоев бугристыми (scour-and-fill) поверхностями 1,2

7. Серые туфогенные конгломераты, послойно окрашенные окислами марганца в черный цвет. Окраска строго подчинена слоистости 0,6

8. Коричневые тонкозернистые песчаники, плойчатые, иногда марганценосные 0,3

9. Тонкое переслаивание коричневых нодулярных глин, алевролитов и туфогенных песчаников. Глины и алевролиты окрашены окислами марганца в черный цвет, а некоторые прослои сложены черными сажистыми окислами. В верхней части интервала прослой мощностью 0,3 *м* тонкослоистого марганценосного гравийного песчаника 1,8

10. Коричневые туфогенные песчаники, в нижней части интервала массивнослоистые, в верхней — тонкослоистые. В основании прослой конгломератов мощностью 15 *см*. Среди тонкослоистых пород в верхней части интервала несколько тонких марганценосных прослоев 2,1

11. Переслаивание коричневых глин, туфов и сажистых окислов марганца. В базальных слоях переслаивание сажистых окислов и туфов песчаной размерности, которым свойственны бугристые поверхности напластования . . . . . 1,5—1,8

12. Глины, подобные нижележащим, но без гипсов. Один или два марганценосных прослоя 2—3 *см* мощностью. Общая мощность слоя 4,2

13. Светло-шоколадные глины с примесью алевритовых частичек, включающие многочисленные пластовые и секущие прослои гипсов, мощность которых обычно около 5 *см* и только в отдельных случаях достигает 0,3 *м*. Нижние 3 *м* интервала гипсов не содержат. Присутствуют несколько марганценосных слоев мощностью не более 0,3 *м* 13,8

14. Шоколадно-коричневые сланцеватые глины со случайными тонкими прослоями коричневых алевролитов, иногда окрашенные окислами марганца. В верхней части интервала имеется несколько прослоев, сложенных чистым сажистым пиролюзитом. Самые верхние слои гипсоносны и карбонатизированы 8,7

15. Тонкослоистые глины, глинистые сланцы и алевролиты. Алевролиты частично марганценосны 2,7

16. Коричневые, до белых, туфогенные и аркозовые песчаники с включениями глинистого и алевритистого материала 0,6

Тектоническое нарушение, срезающее часть разреза

17. Тонкослоистые песчаники и аргиллиты, местами конгломераты и рыхлые туфогенные песчаники. В некоторых слоях присутствует гематит. В верхней части интервала два прослоя песчанистых известняков белого и желтоватого цвета мощностью 5—25 *см*. Общая мощность слоя 6,5

Тектоническое нарушение, срезающее часть разреза

18. Серые туфогенные гравелиты, местами переслаивающиеся с туфогенными песчаниками, песчанистыми и туфогенными глинами 3,6

Угловое несогласие

19. Отложение «формации» артиллери (ранний эоцен?).

Марганценосные отложения в составе «формации» чэпин уош. В составе «формации» чэпин уош выделяются две марганценосные зоны — верхняя и нижняя, разобщенные одна от другой в вертикальном разрезе на 225—300 *м*. Верхняя зона является основной. Почти все ее выходы, за исключением рудоносных линз, располагаются в квадратах 23 и 26 (см. фиг. 52) и приурочены к северо-восточной полосе распространения «формации» чэпин уош. Мощность верхней зоны в среднем около 50 *м*, но в отдельных местах она достигает 105 — 120 *м* (см. фиг. 53). Резкое увеличение мощности обычно обусловлено появлением среди рудных горизонтов многочисленных пластов пустых пород. Протяженность отдельных марганценосных пластов весьма значительна и в некоторых случаях достигает 4,8 *км*. Их количество в разрезе очень непостоянно, так же как и мощность, которая изменяется от нескольких сантиметров до 2—3,5 *м*.

Выходы марганценосных пород нижней зоны приурочены к юго-западной части района и прослеживаются по простиранию на 6,4 *км*. Ее максимальная видимая мощность — 105 *м* (в квадрате 21). По направлению к северо-западу мощность зоны сокращается до 30 *м*. Непрерывные марганцеворудные пласты для нижней зоны не характерны. Рудное вещество в ней локализуется в виде линз, разобщенных друг от друга значительными интервалами, сложенными пустыми породами. Мощность отдельных линз обычно измеряется несколькими сантиметрами и только изредка достигает нескольких метров. Протяженность изменяется от нескольких метров до десятков метров. Наиболее значительное рудное тело в квадрате 18 достигает мощности 4,5 *м* при протяженности 300 *м*.

Характер оруденения во всей «формации» чэпин уош выдержанный. Рудоносные слои отличаются от вмещающих пород только составом цемента. Если в терригенных породах обломочный материал цементируется глинистым или глинисто-железистым веществом, то в продуктивных пластах роль цемента играют окислы марганца с примесью

незначительного количества соединений железа и глины. Никаких признаков замещения марганцем породообразующих обломочных зерен не наблюдается. Богатые рудные пласты равномерно марганцовисты, в бедных пластах окислы марганца локализуются пятнами или образуют стяжения, расположенные вдоль определенных плоскостей напластования. Среди наиболее тонко отмученных глинистых разностей пород иногда встречаются прослои, сложенные почти чистыми окислами марганца. Переход от рудоносных слоев к пустым породам осуществляется либо путем переслаивания, либо постепенным уменьшением содержания окислов марганца в цементе.

Марганценосными могут быть любые породы «формации», от глин до конгломератов включительно. Отмечаются также прослои туфов, в которых роль цемента играют окислы марганца. В зависимости от размерности обломочного материала, сцементированного окислами марганца, выделяются два типа первичных руд: песчанистая марганцевая руда и глинистая. Кроме того, выделяется особый, наиболее интересный в промышленном отношении тип «твердой руды», образовавшийся в результате супергенного изменения и обогащения первичной песчанистой руды. Содержание марганца во всех типах руд колеблется от 1 до 30%, но редко превышает 20%.

Таблица 28

Состав марганцевых руд, «формации» чэпин уош (в %)
(Lasky, Webber, 1948)

Компоненты	Песчанистая руда (три образца)	Глинистая руда (три образца)	Твердая руда (шесть образцов)
Mn *		4,1—23,7	
Fe	1,5—2,5	3,0—4,0	1,3—5,1
CuO	0,01—0,03	0,05—0,16	0,01—0,05
PbO	0,0—0,17	0,29—0,51	0,0—0,59
ZnO	0,03—0,10	0,09—0,23	0,02—0,10
W	Сл.	Сл.	Сл.
P_2O_5	0,16—0,19	0,19—0,32	0,08—0,27
BaO	0,65—1,25	0,31—2,13	0,05—4,40
SO_3	0,0—0,28	0,07—3,54	0,0—0,58

* Пределы изменения содержания марганца даны для руд «формации» чэпин уош в целом без подразделения их на типы.

В табл. 28 приведены результаты анализов двенадцати образцов марганцевых руд различных типов.

Марганцевая часть цемента в первичных рудах совершенно аморфна, и точное определение слагающих ее минералов часто бывает невозможным. Выделяются коричневые руды, состоящие преимущественно из вада, и сажисто-черные до сине-черных марганцевые соединения, которые в значительной степени представлены пиролюзитом. Изредка обнаруживаются игольчатые кристаллы манганита или псиломелана.

«Твердая руда» считается супергенным эквивалентом песчанистой руды. В этой руде роль цемента, помимо окислов марганца, играют также опал и кристаллический кальцит. В тех случаях, когда «твердая руда» образуется по марганценосным туфам, в ней присутствуют розетки барита. Окислы марганца в «твердой руде» всегда присутствуют в кристаллической форме.

Анализируя фактический материал, С. Ласки пришел к выводу, что накопление осадков на рассматриваемой территории в третичное время происходило в обширной межгорной долине, окруженной хребтами, сложенными более древними породами. В пределах этой долины, заполнявшейся обломочным материалом, в изобилии поступавшим с близлежащих горных сооружений, обособлялись отдельные наиболее прогнутые участки, в которых образовывались озерные бассейны. Озера возникали, по всей вероятности, на месте грабенов, некоторые из них по мере заполнения осадками мигрировали и принимали новые очертания, другие существовали на одном месте в течение длительного промежутка времени.

С. Ласки полагает, что накопление марганценосных отложений «формации» чэпин уош происходило именно в одном из таких замкнутых озерных бассейнов, возникших на месте опущенного по разломам блока. Он отмечает, что береговые линии бассейна седиментации имеют то же направление, что и разломы доплиоценового возраста, и конфигурация бассейна по существу определяется этими разрывными нарушениями. Заложение разломов и их последующее омоложение сопровождалось проявлениями вулканической деятельности, которая началась в эоцене, достигла максимума в миоценовое время и снова активизировалась в конце раннего плиоцена (базальты кобвебб) и раннем плейстоцене. В период накопления «формации» чэпин уош проявления вулканизма были значительно ослаблены и носили сугубо локальный характер, но тем не менее вулканические породы неизменно входят в парагенез марганценосной формации.

Накопление «формации» чэпин уош происходило в водной среде, на что указывает прежде всего присутствие в ней прослоев известняков и гипсов, а также структурные и текстурные признаки, присущие многим ее терригенным породам. Среди последних широко распространены тонкоотмученные глинистые разности с четкой горизонтальной слоистостью, песчаники, сложенные относительно хорошо отсортированным и окатанным материалом, песчано-глинистые образования, несущие знаки ряби и т. д.

Весьма типичен для замкнутых озерных бассейнов и тот характер латерального изменения терригенных пород, который наблюдается в рассматриваемом районе (см. фиг. 53). Несомненно, что последовательная смена грубообломочных пород (фангломератов и конгломератов) более тонкозернистыми разностями (песчаниками, алевролитами, вплоть до аргиллитов), среди которых к тому же появляются прослои известняков, происходила по мере продвижения от периферических частей бассейна к его центру. Учитывая особенности пород, а также характер их смены, можно выделить все фациальные зоны водоема.

В работах Д. Хьюитта (Hewett, 1933) и С. Ласки (Lasky, Webber, 1949) убедительно показано, что окислы марганца в рудах песчанистого и глинистого типов имеют первично-осадочное происхождение и отлагались одновременно с обломочным материалом, который они цементируют. В пользу представления об осадочном происхождении руд С. Ласки приводит следующие соображения.

1. Существует определенная стратиграфическая приуроченность марганцеворудных зон. Кроме того, как эти зоны, так и отдельные горизонты внутри них, хорошо прослеживаются по простиранию.

2. Наблюдается разного рода переслаивание рудоносных и безрудных пластов, от крупных до мельчайших слойков, а также выклинивание марганцевых пластов среди непродуктивных и наоборот.

3. Марганцевые пласты включают самые разнообразные породы (от конгломератов до глин и тонкозернистого туфа), любой степени уплотнения, сопротивляемости и проницаемости. Во всех отношениях для

любого марганценосного пласта можно найти соответствующий непродуктивный пласт.

4. В марганцеворудных пластах наблюдаются те же особенности, что и во вмещающих их породах. Отмечаются такие показатели условий седиментации, как грязевые потоки, трещины усыхания и внутриформационные конгломераты.

5. Наблюдается примерно одинаковое содержание марганца в различных пластах, так же как и во всей неизмененной части рудной зоны в целом.

Таким образом, рудное вещество является образованием, сингенетичным с породообразующим материалом вмещающих его отложений, и рассматривается как своего рода аналог глинистого цемента в нерудоносных породах.

Источник рудного вещества. С. Ласки полагает, что, имеются три потенциальные возможности происхождения рудных соединений в пластовых залежах «формации» чэпин уош: 1) рудное вещество могло освобождаться в результате выщелачивания древних пород, подстилающих «формации» артиллери и чэпин уош; 2) оно могло возникать за счет размыва рудных тел «формации» артиллери и заново переотлагаться в составе «формации» чэпин уош; 3) оно могло выносится в бассейн горячими источниками, связанными с вулканической деятельностью, сопутствовавшей накоплению «формации» чэпин уош.

Первый вариант происхождения рудного вещества мало вероятен. Прежде всего, если бы рудное вещество генетически было связано с корой выветривания древних пород, оно бы локализовалось только в каких-то определенных горизонтах рудовмещающих серий, скорее всего в их основании. В действительности же рудопроявления в составе «формации» чэпин уош встречаются на самых различных стратиграфических уровнях, и их распространение не ограничивается ее базальными трансгрессивно залегающими горизонтами.

Кроме того, марганец мог выщелачиваться только из тех материнских пород, которые подверглись достаточно глубокому химическому выветриванию. Между тем обломочный материал, слагающий породы «формации» чэпин уош, достаточно свежий.

Не исключено, что какая-то часть окислов марганца в составе «формации» чэпин уош имеет терригенное происхождение, т. е. возникла за счет переотложения ранее сформировавшихся жильных и осадочных руд «формации» артиллери. В этом случае окислы марганца вместе с другим обломочным материалом механическим путем сносились в бассейн аккумуляции. При этом их тонкие землистые частицы по физическим свойствам были ближе к глинистой фракции мигрирующего обломочного материала и при осаждении вели себя так же, как и глинистое вещество. Однако терригенный источник рудного вещества можно рассматривать только как вспомогательный, тем более, что возникновение руд в «формации» артиллери с этих позиций объяснить невозможно.

В качестве основного источника рудного вещества принимаются горячие источники, связанные с вулканической деятельностью неогенового и отчасти палеогенового периодов. В связи с тем, что места выходов источников до настоящего времени не обнаружены, нельзя с полной уверенностью судить о том, изливались ли их воды непосредственно в озера или это были наземные источники, располагавшиеся в пределах водосборных бассейнов — озер.

Вопрос о том, в виде каких соединений выносится марганец горячими источниками и каковы дальнейшие пути миграции и осаждения этих соединений, в работе С. Ласки достаточного освещения не получил. Этот исследователь лишь высказывает мнение, что марганец мог

выноситься в форме как окислов, так и в форме других соединений, которые переходили в окислы уже в последующие фразы процесса рудообразования.

Район Лейк Мид

Район Лейк Мид (Lake Mead) объединяет несколько марганцевых месторождений южной части штата Невада и северо-западной Аризоны, крупнейшим из которых являются месторождения Три Кидс (Three Kids), Фанни Риан (Fanni Ryan), Боулдер Сити (Boulder City) и Вирджин Ривер (Virgin River), отмеченные на схеме (фиг. 54).

Район Лейк Мид сложен преимущественно породами верхнетретичного возраста. Рудоносной является та часть этого разреза, которая отвечает плиоцену. Она выделяется под названием «формации» мадди крик (Muddy Greek) и представлена очень пестрым в литологическом отношении комплексом преимущественно осадочных пород. «Формация» мадди крик с угловым несогласием залегает на мощном комплексе вулканитов миоценового возраста. Характер пород в составе миоценового вулканического комплекса и последовательность их напластования в деталях сильно варьируют. В то же время парагенезы пород в целом имеют много общих черт, позволяющих проводить их региональную корреляцию.

Для иллюстрации строения миоценового вулканического комплекса ниже приведен его послойный разрез по К. Ханту (Hunt a. o., 1942) (сверху вниз):

Мощность, *м*

1. Плиоцен, «формация» мадди крик.

Угловое несогласие

2. Лавы и брекчии, содержащие много обломков стекла шоколадного цвета. Характерно присутствие щелочных плагиоклазов и роговой обманки . . . . . 0—90

3. Фельзиты и витрофировые пузыристые лавы, содержащие включения пемзы и обломки вулканических стекол 60

4. Фельзиты с примесью обломков вулканического стекла и фенокристами плагиоклаза и биотита 60

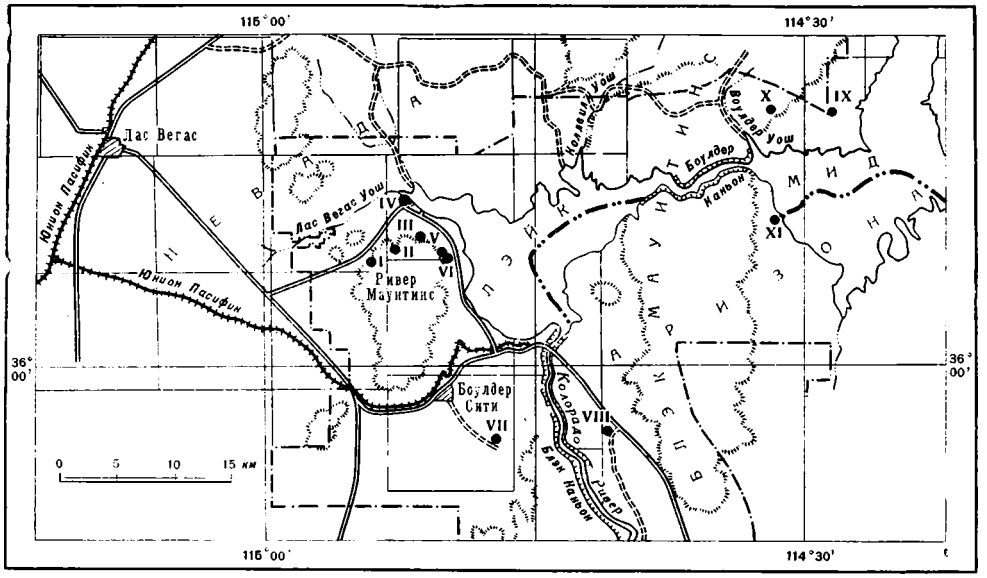
5. Латиты красно-коричневые. Фенокристы представлены плагиоклазами и биотитом. Основная масса стекловатая. Мощность слоя не указана.

Общий разрез отложений верхнетретичного возраста района Лейк Мид по В. Мак Келвею (McKelvey a. o., 1949) приведен в табл. 29.

Таблица 29

Разрез отложений верхнетретичного возраста района Лейк Мид (McKelvey)

Возраст	«Формации» и их подразделения		Характер отложений	Мощность, *м*
Плиоцен	«Формация» мадди крик	III раздел	Конгломераты и песчаники, постепенно сменяющиеся в сторону бассейнов алевролитами, глинами, туфами, известняками и гипсами. В районе Вирджин Ривер встречаются покровы базальтов и брекчии	0—300
			Угловое несогласие	
		II раздел	Конгломераты, песчаники и глинистые сланцы	0—90
			Угловое несогласие	
		I раздел	Гипсы (местами марганценосные), известняки, красные глины, алевролиты и песчаники	0—450
			Марганценосные туфогенные песчаники и алевролиты	0—45
			Хорошо слоистые конгломераты, которые подстилаются потоками андезитов и базальтов, а также агломератами. В Вирджин Ривер наблюдается переслаивание базальтов и гипсов	0—600
			Угловое несогласие	
Миоцен	«Формация» вулканических пород		Латиты, туфы, стекловатые лавы и брекчии. Местами эти образования переслаиваются с андезитами	0—450
			Угловое несогласие	



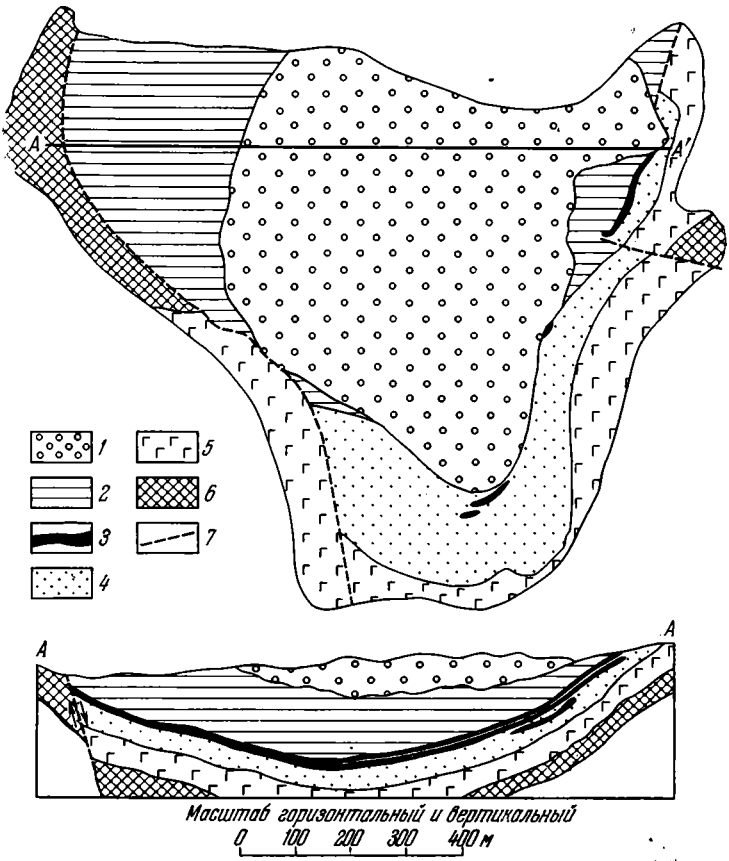
Фиг. 54. Схематическая карта марганцеворудного района Лэйк Мид штатов Аризона и Невада, США (McKelvey and oth., 1949)

Марганцевые рудопроявления и месторождения: *I* — Три Кидс, *II* — Фанни Риан, *III* — Ред Чиф Клайм (Red Chief Claim), *IV—VI* — рудопроявления, расположенные севернее и восточнее месторождения Фанни Риан, *VII* — Боулдер Сити, *VIII* — Виллоу Бич, *IX* — Вирджин Ривер, *X* — Бауэр Доллери (Bauer Dollery), *XI* — Детритал Валлей

Как видно из приведенной таблицы, в составе «формации» мадди крик выделяются три раздела, ограниченные угловыми несогласиями. Каждый из них, как правило, начинается с конгломератов, которые вверх по разрезу сменяются более тонкими терригенными породами. Эти крупные подразделения хорошо выдерживаются на всей рассматриваемой площади, но в деталях характер ее разрезов от района к району несколько изменяется.

Более детальный конкретный разрез «формации» мадди крик в районе месторождения Три Кидс приведен в работе К. Ханта и др. (Hunt a. o., 1942) (сверху вниз):

	Мощность, *м*
1. Песчанистые и глинистые сланцы, песчаники, гипсы	75
2. Конгломераты	22,5—45
Угловое несогласие	
3. Сланцы глинистые и песчано-глинистые. Максимальная мощность	15
4. Конгломераты (распространены неповсеместно)	15—30
Угловое несогласие	
5. Переслаивание гипсов, красных глин, туфов, песчанистых сланцев и песчаников. Максимальная мощность	300
6. Марганценосные слои (подробное описание дано ниже)	
7. Базальные конгломераты, переслаивающиеся с покровами лав андезитового и базальтового состава и вулканическими брекчиями. Галька конгломератов представлена вулканическими породами нижележащего миоценового комплекса. Средний диаметр галек около 5 *см*. Отдельные валуны достигают 30 *см*, в поперечнике. Цемент красновато-коричневый, слоистый, местами настолько обильный, что погруженные в него гальки не соприкасаются друг с другом. Мощность горизонта очень невыдержанна: в одних случаях она увеличивается до 150 *м*, а в других — базальные конгломераты из разреза вообще выпадают.	
Угловое несогласие	
Миоценовый вулканический комплекс	



Фиг. 55. Геологическая карта марганценосного района Фанни Риан, штат Невада, США (McKelvey, Wiese, 1941)

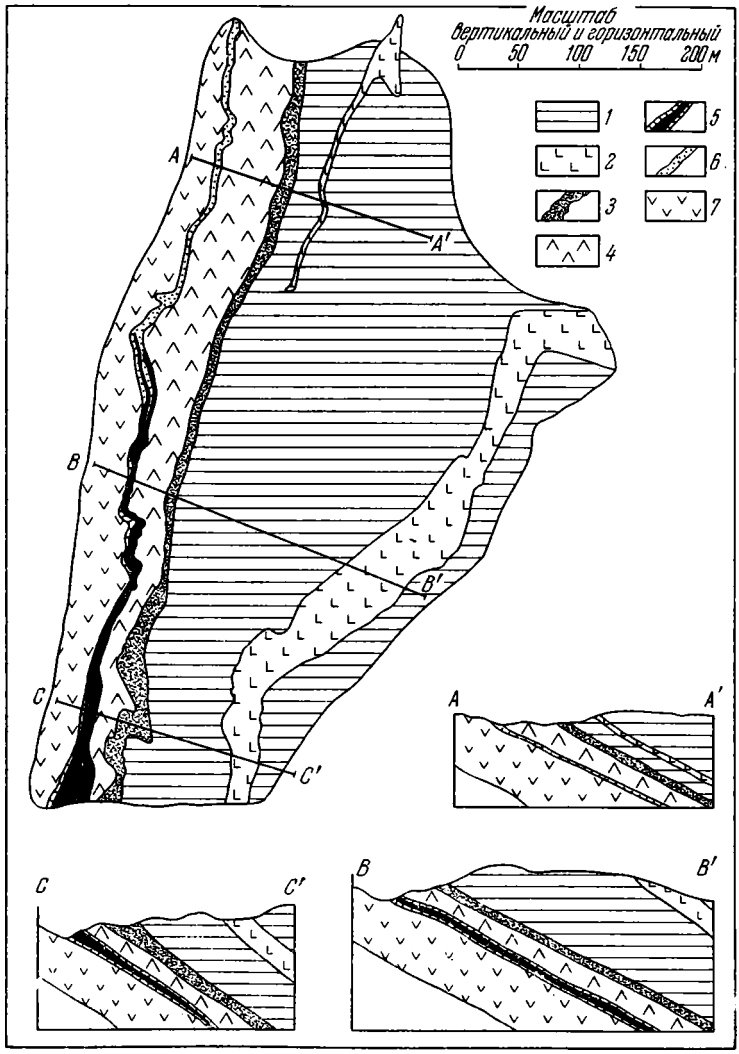
Плиоцен: *1* — второй раздел формации мадди крик — конгломераты; *2—5* — первый раздел формации мадди крик; *2* — красные глины и гипсы; *3* — рудный горизонт — марганценосные песчаники, *4* — песчаники и конгломераты в составе продуктивного горизонта и подстилающие его, *5* — андезиты и вулканические брекчии; *6* — вулканические породы миоцена; *7* — линии разрывных нарушений. Принятое на профиле сечение дано южнее обозначенного на плане — через восточное поле выходов первого раздела формации мадди крик

Основные латеральные изменения «формации» мадди крик в общих чертах сводятся к следующему. Прежде всего от разреза к разрезу существенно изменяется соотношение конгломератов и более тонкозернистых разностей терригенных пород. Общая тенденция такова: количество конгломератов увеличивается в краевых частях бассейна аккумуляции и соответственно уменьшается по направлению к его центру, где в разрезах начинают доминировать песчано-глинистые породы, среди которых присутствуют прослои гипсов и известняков.

Некоторая латеральная невыдержанность состава «формации» мадди крик определяется также неравномерным развитием в ней вулканических пород. Прослои вулканитов почти всегда присутствуют среди осадочных образований, составляющих фон описываемой формации, но количество их от разреза к разрезу существенно варьирует. Характерно, что появление вулканических пород не контролировалось фациальными зонами бассейна аккумуляции: они в равной мере появляются как среди конгломератов, так и среди более тонкозернистых разностей пород.

Роль вулканического материала в парагенезе пород «формации» мадди крик увеличивается в направлении с запада на восток. Это хо-

рошо видно при сравнении разрезов ее нижних разделов, приведенных на фиг. 55—56. На западе в районе месторождений Фанни Риан (см. фиг. 55) и Три Кидс эффузивные породы присутствуют только в самых низах «формации», причем в районе Три Кидс они даже не образуют сколько-либо мощного и выдержанного по простиранию горизонта, а встречаются в виде отдельных покровов среди базальных конгломератов.



Фиг. 56. Геологическая карта южной части рудного района Вирджин Ривер, штат Невада, США (McKelvey and oth., 1949)

Плиоцен, первый раздел формации мадди крик: *1* — гипсы, песчаники и туфы; *2* — верхний горизонт базальтов; *3* — верхний рудный горизонт — марганценосные песчаники; *4* — средний горизонт базальтов; *5* — нижний рудный горизонт — песчаники рудоносные; *6* — нижний рудный горизонт — песчаники, не содержащие рудного вещества; *7* — нижний горизонт базальтов

Существенно иная картина наблюдается на востоке в южной части района Вирджин Ривер (см. фиг. 56). Здесь базальты встречаются на протяжении всего нижнего раздела «формации» и локализуются на ее трех стратиграфических уровнях. Нижний базальтовый горизонт;

мощностью около 45 *м*, залегает в самом основании «формации» мадди крик. Средний разделяет марганценосные слои[1]. Наконец, верхний локализуется в самых верхах нижнего раздела «формации» среди гипсов, песчаников и туфов. В состав базальтовых горизонтов, помимо собственно базальтов с отчетливой подушечной текстурой, часто входят лавы андезитового состава, агломераты и лавобрекчии, а также подчиненные прослои терригенных пород и гипсов. Надо отметить, что переслаивание подушечных лав и гипсов для «формации» мадди крик является очень характерным сочетанием пород.

Та же самая закономерность в распространении вулканических пород наблюдается и в верхнем (третьем) разделе формации. В районе Три Кидс это подразделение представлено преимущественно терригенными породами с прослоями гипсов и известняков. На востоке в рудном районе Вирджин Ривер среди осадочных образований появляются покровы базальтов и вулканических брекчий.

Марганценосные отложения в составе «формации» мадди крик имеют определенную стратиграфическую приуроченность: они всегда связаны с ее первым (нижним) разделом. Слабые проявления марганценосности наблюдаются практически во всем нижнем разделе, а более значительные, представляющие промышленный интерес рудные концентрации локализуются в его определенных горизонтах. Количество этих горизонтов, так же как и их мощность, протяженность и степень рудоносности, варьируют от района к району в довольно широких пределах, но продуктивные пачки в целом хорошо коррелируются и имеют в своем строении и составе много общих черт.

Продуктивные пачки бывают приурочены примерно к средней части нижнего раздела «формации» мадди крик. Они залегают стратиграфически выше базального горизонта этой «формации», представленного на западе конгломератами, а в более восточных районах — лавами андезитового и базальтового состава. Продуктивные пачки характеризуются достаточно пестрыми в литологическом отношении ассоциациями пород, в которые входят туфы, туфогенные песчаники и алевролиты, различные терригенные породы, марганцевые руды, гипсы, базальты и известняки. Количественное соотношение перечисленных пород от разреза к разрезу может существенно изменяться, но полное выпадение какого-либо из членов парагенеза наблюдается только в частных разрезах.

Собственно рудные горизонты в составе продуктивных пачек, в свою очередь, имеют неоднородное строение. Они распадаются на серию прерывистых прослоев или линз, вытянутых по простиранию горизонта и разобщенных друг от друга пустыми породами. Внутреннее строение линз достаточно сложно, так как в них наблюдается ленточное переслаивание рудоносных и безрудных разностей пород.

Рудное вещество представлено смесью различных окислов марганца, которые специально не исследовались. В. Мак Келвей полагает, что главным рудообразующим минералом является вад, скопления которого дают рыхлые землистые массы черного и черно-коричневого цвета. В землистой массе различаются отдельные игольчатые кристаллы пиролюзита или манганита. Прослои, сложенные чистым рудным веществом, встречаются сравнительно редко. В подавляющем большинстве случаев окислы марганца играют роль цемента в обломочных породах, чаще всего в туфах, туфогенных песчаниках и алевролитах. Рудный цемент в одних случаях очень обилен, в других — окислы марганца рассеяны в

[1] На фиг. 56 изображено два марганценосных горизонта, разделенных базальтами. При описании продуктивной пачки района Вирджин Ривер Мак Келвей упоминает, что в ней иногда отмечается три марганценосных пласта, разобщенных покровами подушечных лав.

общей массе породы в незначительных количествах. Иногда наблюдаются небольшие (до 2,5 *см* в диаметре) послойно располагающиеся желваки и стяжения рудного вещества. Характерно, что рудоносным породам свойственны те же самые текстурные и структурные признаки, что и их безрудным аналогам.

Примерами месторождений, в которых рудное вещество ассоциирует с обломочными (преимущественно пирокластическими породами), могут служить месторождение Три Кидс и некоторые рудопроявления района Вирджин Ривер.

Продуктивная пачка месторождения Три Кидс залегает на базальных конгломератах «формации» мадди крик и перекрывается пластом гипсов. Она представлена преимущественно обломочными породами песчаной и алевритовой размерности, послойно обогащенными окислами марганца, а также включающими отдельные пласты, сложенные чистым вадом. В. Мак Келвей обращает внимание на то, что детальное изучение обломочных рудоносных пород показало, что они в значительной мере представлены туфами. Общая мощность продуктивной пачки достигает 22,5 *м*, по простиранию она прослеживается примерно на 10 *км*. В ее составе выделяются три рудных пласта, максимальное содержание марганца в которых 40%. Химический состав марганцевых руд месторождения Три Кидс приведен в табл. 30 (Hunt a. o., 1942).

Таблица 3

Химический состав марганцевых руд месторождения Три Кидс (в %)

MnO_2	MnO	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	PbO	BaO	CaO	MgO	CuO	ZnO	P_2O_5	SO_3	As_2O_3	K_2O+Na_2O	H_2O*
56,04	7,08	1,68	1,85	13,73	2,07	0,02	Сл.	1,41	0,49	Нет	0,07	0,43	0,06	3,82	11,25

* Вода определялась по разности до 100%.

В. Мак Келвей (McKelvey, a. o., 1949) также анализирующий руды месторождения Три Кидс, отмечает, что в них неизменно наблюдается повышенное содержание свинца (0,1—5%), меди (0,005—0,3%) и бария (0,1—5%).

В рудном районе Вирджин Ривер рудоносными также являются пласты, сложенные обломочными породами, но в отличие от продуктивной пачки месторождения Три Кидс, они разделены покровами базальтов. В южной части района известны три рудных пласта, из которых наиболее значительны верхний и средний. Протяженность верхнего пласта 540 *м* при мощности 3—7,5 *м*. Содержание марганца в нем не превышает 7%. Средний пласт прослеживается по простиранию с небольшими перерывами на протяжении 900 *м*. Его мощность изменяется от 1,5 до 6 *м*. Содержание марганца не превышает 10%.

Рудное вещество может локализоваться в составе продуктивных пачек не только среди обломочных (пирокластических и терригенных) пород, но и среди гипсов и известняков. Гипсы являются обязательными членами парагенеза пород как первого раздела «формации» мадди крик в целом, так и входящих в его состав продуктивных пачек, причем многие из них марганценосны. Так, марганценосные гипсы слагают всю продуктивную пачку месторождений Боулдер Сити (Boulder, City) и Детритал Валлей (Detritall Valley) и широко распространены в рудных районах Три Кидс и Вирджин Ривер, в слоях, залегающих непосредственно над основными рудными горизонтами. Марганценосность гипсов бывает двоякого рода: окислы марганца либо тонко и равномерно пигментируют гипсы, в результате чего возникают породы, внешне на-

поминающие черный кальцит, либо локализуются среди гипсов в виде тонких прослоев, линз и карманов. Чистые руды сравнительно редки: обычно окислы марганца бывают смешаны с глинисто-алевритовым материалом терригенного или пирокластического происхождения, который всегда в значительных количествах присутствует в гипсоносных горизонтах.

Марганценосный гипсовый пласт на месторождении Боулдер Сити достигает мощности 18—19,5 *м* (фиг. 57). Содержание марганца в нем не превышает 5%. Пласт подстилается и перекрывается толщами, сложенными песчаниками и алевролитами. Эти же породы слагают отдельные прослои и линзы среди гипсов. Вулканические породы в рассматриваемом разрезе представлены туфами, которые слагают два пласта мощностью от 0,6 до 1,5 *м,* располагающихся в основании и верхах продуктивной пачки.

Марганценосные известняки на месторождении Виллоу Бич (Willow Beach) слагают три пласта мощностью от 0,6 до 2,4 *м,* разобщенные пустыми безрудными известняками и алевритистыми песчаниками. Мощность безрудных интервалов колеблется в пределах 0,6—3 *м*. Рудное вещество, представленное вадом, равномерно рассеяно в массе известняка в виде тонких частичек. Содержание марганца в продуктивных горизонтах известняков не превышает 4%.

Вторичные изменения для пород «формации» мадди крик мало характерны. На некоторых месторождениях рассматриваемой группы марганцевые руды и вмещающие их образования подверглись частичному вторичному изменению (опалитизации), в результате которого возникли твердые стекловатые вадовые руды, туфы и песчаники с повышенной кремнистостью и кремнистые образования, по внешнему виду напоминающие яшмы. Некоторые разности пород импрегнированы вторичным кальцитом.

Изучая состав и строение отложений, слагающих марганценосную «формацию» мадди крик, В. Мак Келвей и К. Хант приходят к выводу, что их накопление происходило в мелководных озерных бассейнах. Об этом говорят следующие признаки: в парагенез пород «формации» мадди крик входят известняки, материал, слагающий обломочные породы, часто несет отдельные признаки водной обработки, а базальтовым лавам свойственны подушечные отдельности.

Осадконакопление происходило в условиях аридного климата, о чем свидетельствует постоянное присутствие гипсов в составе марганценосных парагенезов пород.

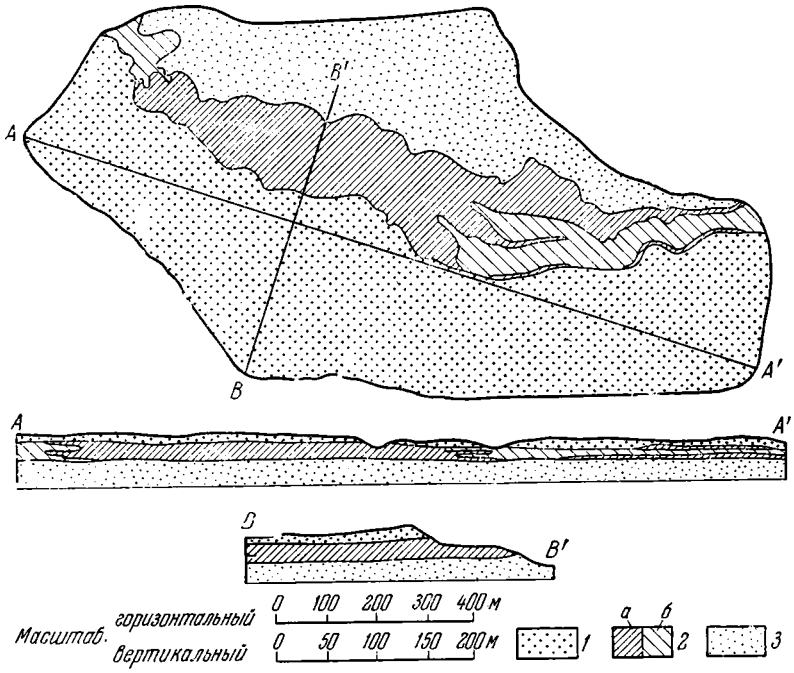
Озера были приурочены к грабенам, возникшим в доплиоценовое время, и их конфигурация в значительной мере определялась направлением линий основных тектонических нарушений. Озерные бассейны были окружены горными грядами, с которых в них в большом количестве поступал терригенный материал, в значительной мере слагающий «формацию» мадди крик.

Накоплению этой «формации» предшествовала эпоха, характеризующаяся чрезвычайно интенсивной вулканической деятельностью, в результате которой сформировался мощный комплекс вулканических пород миоценового возраста. В плиоцене в период накопления марганценосных толщ вулканизм в значительной мере ослабел, начал носить локальный характер, но тем не менее все еще накладывал существенный отпечаток на общий ход седиментации. С вулканической деятельностью этого времени связано появление покровов базальтов и прослоев туфов в составе «формации» мадди крик.

Таким образом, характер седиментации в период накопления «формации» мадди крик определялся следующими основными факторами: наличием озерных бассейнов, в которые сносился обломочный материал,

вулканической деятельностью, сопутствовавшей терригенному осадконакоплению, и аридными климатическими условиями.

Марганцевые руды являются образованиями, сингенетичными с вмещающими их отложениями. Они образуют согласно залегающие тела, приуроченные примерно к одному стратиграфическому интервалу, и часто несут те же текстурные и структурные признаки, что и переслаивающиеся с ними нерудоносные породы.



Фиг. 57. Геологическая карта марганценосного района Боулдер Сити, штат Невада, США (McKelvey and oth., 1941)

Плиоцен, первый раздел формации мадди крик: *1* — песчаники и алевролиты, по направлению к востоку сменяющиеся конгломератами; *2* — рудный горизонт: *а* — гипсы и алевриты марганценосные, *б* — гипсы и алевриты, не содержащие рудного вещества; *3* — песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями туфов

К. Хант (Hunt a. o., 1942) и В. Мак Келвей (McKelvey a. o., 1949) полагали, что исходное рудное вещество имело эндогенную природу, т. е. что соединения выносились в озерные бассейны горячими источниками, генетически связанными с вулканической деятельностью. По мнению В. Мак Келвея, тесная парагенетическая связь марганцевых руд с подушечными базальтовыми лавами говорит о том, что марганец либо образовывался из растворов, сопровождавших излияния базальтовых лав, либо выщелачивался из последних в подводных условиях. Что касается места локализации рудного вещества, то этот исследователь не допускает возможности его дальнего переноса и считает, что руды локализовались вблизи выходов источников. Рассматривая вопрос о локализации рудного вещества в озерных бассейнах, В. Мак Келвей отмечает, что такие физико-географические факторы, как глубина бассейна и положение его береговой линии, тоже определяли место накопления руды.

Следует отметить, что, по мнению Д. Хьюитта, повышенное содержание в марганцевых рудах района Лейк Мид таких элементов, как свинец и медь, является одним из доказательств эндогенного происхождения слагающего их рудного вещества.

Условия формирования и генезис марганцевых руд в составе парагенеза колорадского типа

Сравнение данных, изложенных при характеристике марганцеворудных районов Пик Артиллери и Лейк Мид (провинция Колорадо), показывает, что в геологическом строении этих районов, в составе развитых в них парагенезов пород и металлогенических особенностях имеется очень много общих черт.

Все рассматриваемые марганцевые месторождения провинции Колорадо связаны с отложениями нижнего плиоцена, поля развития которых, как правило, разобщены. Последнее обстоятельство обусловлено не только эрозионным срезом, но и первичными условиями седиментации, общими для всей провинции Колорадо в целом. Вся ее территория принадлежит к единой и очень специфической структурной провинции — так называемой провинции «Бассейнов и хребтов» (Ирдли, 1954; Кинг 1961), которая, как это следует из ее названия, характеризуется наличием системы сильно поднятых хребтов, разделенных бессточными впадинами — бассейнами. Эти бассейны в кайнозойское время заполнялись кластическими отложениями, среди которых периодически появлялись прослои вулканических пород.

В краевых частях подобных межгорных депрессий, как правило, формировались грубообломочные породы — фангломераты и конгломераты, которые по направлению к их центру сменялись более тонкозернистыми разностями терригенных пород, иногда переслаивающихся с гипсами, известняками и марганцевыми рудами. Отложения последнего типа накапливались в мелководных озерах, периодически возникающих в наиболее прогнутых участках крупных депрессий.

В геологическом строении и характере оруденения районов Пик Артиллери и Лейк Мид, в свою очередь, обнаруживается большое сходство. Сравним стратиграфические разрезы марганценосных толщ рассматриваемых районов (табл. 31).

Таблица 31

Сравнение разрезов марганценосных отложений районов Пик Артиллери и Лейк Мид

Район Пик Артиллери		Район Лейк Мид	
Возраст	Состав отложений	Состав отложений	Возраст
Поздний плиоцен	Конгломераты «формации» сэндтрэп	Терригенные породы с прослоями гипсов и вулканитов	Плиоцен, «формация» мадди крик
	Несогласие	Несогласие	
Ранний плиоцен	Базальты «формации» кобвебб	Терригенные породы	
		Несогласие	
	Марганценосная «формация» чэпин уош	Марганценосные горизонты «формации» мадди крик	То же
	Несогласие	Несогласие	
Миоцен	Вулканические породы	Вулканические породы	Миоцен

Как видно из табл. 31, интересующие нас части разрезов Пик Артиллери и Лейк Мид построены однотипно. В обоих случаях в их основании залегают мощные комплексы вулканических пород миоценового возраста, которые вверх по разрезу сменяются плиоценовыми отложениями, представленными сложно построенными ассоциациями терригенных, вулканических и в меньшей степени хемогенных пород. Марганцевые руды в сравниваемых районах локализуются в одних и тех же стратиграфических горизонтах, отвечающих низам плиоцена.

Анализ фактического материала показывает, что районы Пик Артиллери и Лейк Мид в неогеновый период проходили одни и те же

этапы геологического развития и что характер седиментации в них определялся общими факторами. В обоих случаях формированию марганцеворудных толщ предшествовали эпохи, характеризующиеся чрезвычайно интенсивными проявлениями вулканизма (миоценовый комплекс вулканических пород), а само рудонакопление происходило в период его затухания, когда активно действовали только отдельные вулканические очаги и связанные с ними горячие источники, которые спорадически поставляли в бассейн аккумуляции различные продукты вулканической деятельности: пирокластический материал, лавы и гидротермальные растворы.

Накопление отложений плиоценового возраста в обоих рассматриваемых районах происходило в обширных межгорных долинах, в которых имелись только отдельные озерные бассейны. Именно в этих бассейнах в раннем плиоцене и накапливались марганценосные отложения «формаций» чэпин уош и мадди крик.

Марганценосные толщи сравниваемых районов представлены очень схожими парагенезами пород, обязательными членами которых являются всевозможные терригенные образования от конгломератов до глин включительно, вулканические породы — пирокластические или эффузивные, гипсы, известняки и марганцевые руды.

Таким образом, марганцевые руды районов Пик Артиллери и Лейк Мид имеют озерное вулканогенно-осадочное происхождение. Необходимые для их образования рудные соединения выносились в бассейны горячими источниками, действующими в периоды относительного затухания вулканизма. После выпадения из растворов рудное вещество представляло собой обыкновенную механическую взвесь, место осаждения которой в значительной мере определялось уже физико-географическими условиями и законами обычной терригенной седиментации.

По составу и текстурным особенностям марганцевые руды сравниваемых районов также во многом близки. Они представлены окислами марганца, которые обычно играют роль цемента в обломочных породах и реже пигментируют известняки или гипсы. Руды слагают пластовые тела и линзы, вытянутые вдоль определенных стратиграфических горизонтов, и несут те же текстурные признаки, что и вмещающие их породы. Следует отметить, что ни железные руды, ни первичные кремнистые образования марганценосным парагенезам пород не свойственны.

Руды районов Пик Артиллери и Лейк Мид характеризуются не только одинаковыми марганцевыми минералами, но и одинаковыми сопутствующими элементами. Как видно из табл. 32, в них неизменно наблюдается повышенное содержание таких элементов, как свинец, медь, барий, иногда также в сравнительно значительных количествах присутствует цинк.

Таблица 32

Состав марганцевых руд районов Пик Артиллери и Лейк Мид (в %)

Компоненты	Район Пик Артиллери	Район Лейк Мид
CuO	0,01—0,16	0,006—0,49
Pbo	0,0—0,59	0,11—5,38
ZnO	0,02—0,23	—
BaO	0,05—4,40	0,02—5,58

Эндогенное происхождение марганца в рассматриваемых месторождениях в настоящее время, очевидно, признается большинством исследователей, но к их обоснованию этой концепции, с нашей точки зрения, следует добавить еще один аргумент. Нам представляется, что главным доводом в пользу представления об эндогенном происхождении рудного вещества является то, что накопление марганцевых руд происходило в осолоняющихся бассейнах, в условиях аридного климата. Посмотрим прежде всего, какие черты, характерные для аридного типа литогенеза в целом, присущи изученным отложениям.

Начнем с рассмотрения терригенных пород. Среди них весьма широко распространены образования типа фангломератов, которые состоят из неокатанных, хаотически залегающих глыб и обломков пород различной величины, скрепленных песчано-глинистым цементом. Эти породы являются преимущественно отложениями огромных конусов выноса, которые возникали у подножья горных цепей и сливались друг с другом, образуя единые пролювиальные шлейфы[1]. Подобные шлейфы могли формироваться как в наземных условиях, так и заходить языками в озерные бассейны, развивающиеся в наиболее прогнутых участках межгорных котловин. По направлению к центру озер степень окатанности, сортировки и размельчения породообразующего обломочного материала постепенно увеличивалась, и фангломераты последовательно сменялись конгломератами, гравелитами и песчано-глинистыми породами.

Широкое распространение отложений пролювиального генезиса является одной из черт, характерных для аридного типа литогенеза. Действительно, как это было отмечено Н. М. Страховым, засушливый климат приводит к редкому и эпизодическому выпадению осадков. «Зато, когда дождь начинается, вода изливается уже не отдельными каплями, а целым потоком — ливнем. В результате таких эпизодических пустынных ливней у подножья даже невысоких возвышенностей образуются веерообразные конусы выноса, иногда сливающиеся на большом расстоянии в сплошную ленту» (Страхов, 1963, стр. 194). Естественно, что если процесс накопления пролювия в засушливых зонах так активен даже у подножья незначительных возвышенностей, то для районов, подобных описываемым, т. е. обладающих резко выраженным горным рельефом, он тем более характерен. Таким образом, широкое развитие фангломератов в составе изучаемых парагенезов пород мы рассматриваем как указание на то, что их формирование происходило в условиях аридного климата.

Характер хемогенных образований в составе марганценосных ассоциаций пород еще с большей очевидностью указывает на то, что их накопление шло в озерных бассейнах, расположенных в аридной зоне. Действительно, в состав изучаемых парагенезов пород неизменно входят гипсы — образования, накопление которых могло происходить только в условиях осолоняющихся бассейнов.

Н. М. Страхов в истории усыхания и осолонения бассейнов, расположенных в засушливых климатических зонах, выделяет четыре стадии. «Первая стадия отвечает пресному, потом солоноватому и соленому озеру, в котором отлагаются обычные терригенно-карбонатные осадки, без примеси твердых фаз растворимых солей. Озеро в это время обладает небольшими размерами и глубиной, но постепенно все больше сокращается» (Страхов, 1963, стр. 215).

«Во вторую стадию озеро сильно соленое, осаждает сульфаты и хлориды, но еще характеризуется наличием поверхностной рапы (т. е.

[1] Какая-то часть обломочного материала в фангломератах, несомненно, имела делювиальное происхождение, но отличить ее от пролювиальной фракции практически невозможно.

рассола) в течение всего года. Эту стадию принято называть рапным озером» (Страхов, 1963, стр. 215).

«В третью стадию озеро характеризуется наличием поверхностного слоя рапы только в течение влажного (осенне-зимне-весеннего) периода года. В летние месяцы поверхность донных (солевых) отложений бывает только смочена рапой, а нередко и совершенно сухой» (Страхов, 1963, стр. 215). Озера, находящиеся в такой стадии развития, Н. М. Страхов называет сухими.

«В последнюю четвертую стадию озеро характеризуется полным отсутствием поверхностной рапы в течение всего года» (Страхов, 1963, стр. 217).

Плиоценовые озера рассматриваемых районов являлись родоначальниками многих современных соленых озер США. Судя по тому, что в состав марганценосных озерных отложений неизменно входят гипсы, эти бассейны в плиоценовое время достигли сульфатной фазы развития, т. е. они находились в той стадии эволюции, которая может иметь место только в условиях аридного климата.

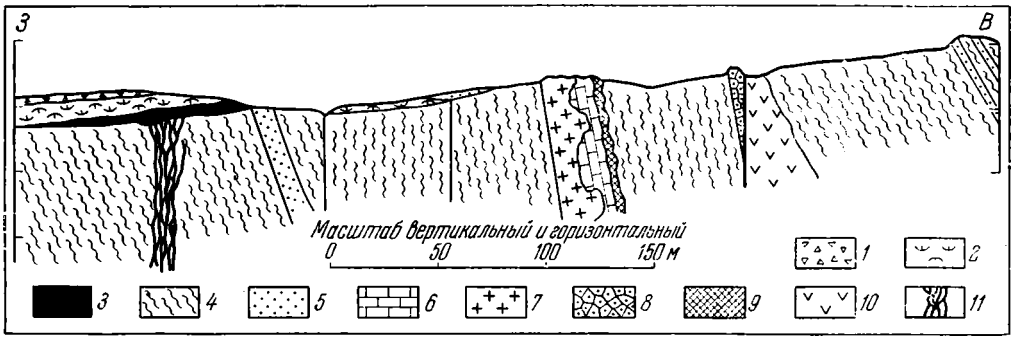
Таким образом, накопление марганцевых руд происходило в осолоняющихся озерных бассейнах, расположенных в засушливой климатической зоне.

Рассматривая особенности седиментации аридных областей, Н. М. Страхов отмечает, что их сухость сказывается прежде всего на процессах выветривания: убывает интенсивность химических процессов и уменьшаются возможности для миграции в виде растворов различных веществ. Следствием всех этих процессов является исчезновение из парагенезов пород аридной зоны таких образований, как осадочные железные, бокситовые и марганцевые руды. Засушливый климат аридных зон исключает возможность возникновения в них осадочных марганцевых руд. Следовательно, в рассматриваемых случаях соединения марганца выносились в бассейны седиментации не из коры выветривания, а имели эндогенное происхождение, и марганцевые руды районов Пик Артиллери и Лейк Мид являются по своей природе вулканогенно-осадочными.

Большое сходство в составе и строении марганценосных отложений в районах Пик Артиллери и Лейк Мид дает основание для объединения их в парагенез одного типа, который мы называем колорадским (по названию провинции Колорадо, в которую входят рассматриваемые районы). Специфика парагенеза колорадского типа заключается в том, что его формирование происходило в озерных бассейнах, расположенных в аридной зоне, т. е. в таких климатических условиях, в которых накопление осадочных марганцевых руд исключено.

Парагенез голкондского типа

Район Голконда (Golconda) расположен в северной части штата Невада, США. По данным Р. Пенроза (Penrose, 1893) и П. Керра (Kerr, 1940) марганцевые руды Голконды связаны в основном с породами плейстоценового возраста, которые с резким угловым несогласием залегают на эродированных отложениях триаса (фиг. 58 — 59). Триас представлен толщей переслаивающихся глинистых сланцев, песчаников, известняков и кварцитов, которые иногда секутся дайками метадиабазов. Известняки в некоторых зонах интенсивно окремнены до состояния кремнистых сланцев и кварцитовидных образований и несут дополнительную минерализацию, о которой будет сказано ниже. Породы разбиты серией сбросов и круто падают на восток.



Фиг. 58. Разрез марганценосных отложений и подстилающих их пород, Голконда, США (Kerr, 1940)

1 — современные отложения — гравий; *2—3* — плейстоцен: *2* — карбонатные туфы, *3* — марганцевые руды с повышенным содержанием WO_3; *4—6* — триас: *4* — глинистые сланцы, *5* — кварцитовидные песчаники, *6* — известняки; *7—8* — вторичные (?) породы: *7* — кремнистые сланцы, *8* — кварциты; *9* — ярозитовые жилы; *10* — метадиабазы; *11* — марганцевые жилы, содержащие WO_3

Рудовмещающими породами являются карбонатные туфы, которые залегают на мезозойском основании практически горизонтально. Карбонатные туфы — образования, состоящие из рыхлой известковой массы белого или желтоватого цвета, в которую бывают часто включены обломки нижележащих пород. Обломочные зерна угловатые, обычно имеют гравийную размерность, причем их содержание в туфах вверх по разрезу постепенно уменьшается.

Марганцевые руды в карбонатных туфах образуют пластовые тела, залегающие согласно с вмещающими породами. Мощность этих тел изменяется от нескольких сантиметров до нескольких метров. Руды приурочены к нижним горизонтам толщи туфов, но иногда залегают даже в самом ее основании.

Рудные залежи имеют неоднородное строение. Внутри них встречаются линзы и прослои, сложенные безрудными породами — карбонатными туфами или песчаниками. Иногда среди марганцевых руд обособляются линзы, сложенные рыхлым желтовато-коричневым лимонитом. В рудах, так же как и во вмещающих их карбонатных туфах, часто содержится примесь обломочного материала, величина которой варьирует в очень широких пределах.

Рудное вещество представлено окислами марганца, которые специально, по-видимому, не изучались. П. Керр упоминает только о широком развитии на месторождении псиломелана и его своеобразных вольфрамсодержащих разностях (tungomelane). Среди руд известны массивные и землистые разности. В пустотах часто возникают натечные рудные образования. Известны разности руд с хорошо выраженной слоистой текстурой и неслоистые однородные. Химический состав руд приведен в табл. 33 (Kerr, 1940).

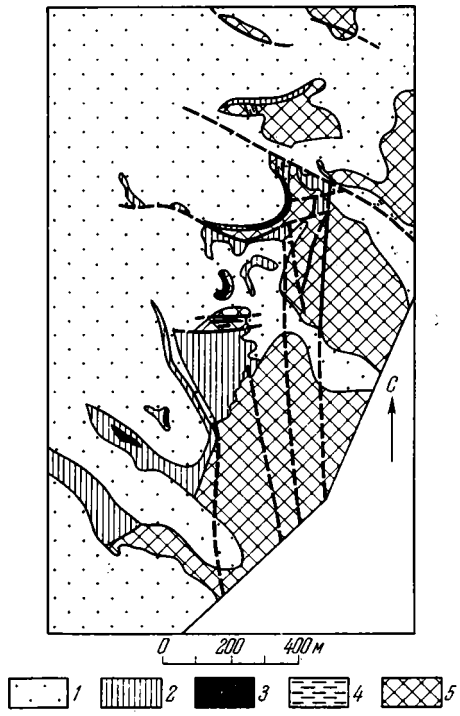
Таблица 33

Химический состав марганцевых руд района Голконды (в %)

№ проб	O	MnO	BaO	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	CoO	WO_3	H_2O	Сумма
1	14,23	68,33	4,16	0,21	1,32	0,47	0,22	0,45	0,53	3,42	0,32	2,24	4,04	99,94
2	10,31	65,66	5,65	1,70	0,34	3,32	3,44	1,26	Нет	0,35	Нет	2,78	4,16	98,97
3	6,95	48,96	4,73	—	—	12,00	1,99	—	—	—	—	1,54	—	76,17

Отличительной особенностью состава марганцевых руд Голконды является высокое содержание в них вольфрама. В образцах руды, анализы которых приведены в табл. 33, содержание WO_3 изменяется от 1,54 до 2,78%, но в некоторых случаях является еще более высоким. Так, П. Керр описывает два пласта марганцевой руды, в одном из которых содержание WO_3 составляет 3,75%, а в другом увеличивается до 4,05%. В этом разрезе в линзе охристых, слабо марганценосных пород содержание WO_3 достигает 6,19%.

Марганцевые руды в рассматриваемом районе слагают не только пластовые тела, но и встречаются в жильном залегании среди пород триасового возраста. Взаимоотношение жильных и пластовых марганцеворудных тел отражено на фиг. 58. Жилы обычно развиваются в зонах тектонических нарушений, где они выполняют вертикально расположенные трещины. Они располагаются как непосредственно под пластовыми залежами марганцевых руд, так и за пределами куполов, сложенных карбонатными туфами. Для жильных марганцеворудных тел характерен следующий парагенез минералов: псиломелан, кварц, барит, кальцит, лимонит, в некоторых случаях — ярозит. Содержание вольфрама в жилах, так же как и в пластовых марганцеворудных телах, неизменно бывает повышенным.



Фиг. 59. Схематическая геологическая карта марганцеворудного района Голконда, США (Керг, 1940)

1 — современные отложения — гравий; *2—4* — плейстоцен: *2* — карбонатные туфы, *3* — пластовые марганцевые руды, *4* — марганценосные жилы; *5* — триас — сланцы, песчаники, известняки, метадиабазы

Помимо резко очерченных жильных тел среди пород триасового возраста встречаются также зоны интенсивного окремнения. Так, П. Керр в составе триасового комплекса описывает известняки, измененные до состояния кремнистых сланцев, причем отмечает, что черная окраска некоторых разностей кремнистых пород обусловлена присутствием в них окислов марганца.

О природе карбонатных туфов и ассоциирующих с ними марганцевых руд. В вопросе о происхождении карбонатных туфов района Голконды мнения исследователей несколько расходятся. Р. Пенроз полагает, что рассматриваемая территория в плейстоценовое время представляла собой сушу, частично покрытую замкнутыми бассейнами озерного типа. Эти озера в большинстве случаев были бессточными и располагались в зоне с резко выраженным аридным климатом, вследствие чего они быстро засолонялись и пересыхали. В процессе испарения водоемов концентрация минеральных солей в них постепенно возрастала, и начиналось их выпадение в осадок. Осадки имели преимущественно карбонатный состав и отлагались в виде каймы по береговой кромке озер, а в процессе их литификации из них возникали карбонатные туфы, с которыми переслаиваются марганцевые руды. С течением времени положение береговой линии изменялось, и с ее

миграцией связано появление в разрезе карбонатных туфов различных генераций.

П. Керр в вопросе о генезисе карбонатных туфов придерживается несколько иной точки зрения. По его мнению, туфы представляют собой наземные образования, возникшие в результате выпадения карбонатов из вод горячих источников, действовавших в плейстоценовое время. Он считает, что карбонатные туфы являются типичными приустьевыми образованиями этих источников и что они слагают отдельные разобщенные купола, которые далеко не всегда стратифицируются. П. Керр указывает, что подобные источники на рассматриваемой территории действуют и в настоящее время, но их количество и дебит по сравнению с плейстоценовым временем значительно сократились.

В вопросе об источнике рудного вещества Р. Пенроз и П. Керр придерживаются общей точки зрения: они оба полагают, что соединения марганца выносились на дневную поверхность водами горячих источников. Таким образом, разногласия между этими исследователями сводятся к следующему. По Р. Пенрозу, карбонатные туфы и ассоциирующие с ними марганцевые руды накапливались в озерных условиях, причем имели совершенно различный генезис: накопление карбонатных осадков было обусловлено усыханием бассейнов, а возникновение рудных концентраций — поступлением в эти бассейны рудоносных растворов, выносимых горячими источниками.

Согласно П. Керру, карбонатные туфы и марганцевые руды являются образованиями, генетически схожими: как те, так и другие возникли в результате выпадения соответствующих соединений из гидротермальных растворов и накапливались на суше в приустьевых частях источников, поставляющих эти растворы.

Очень вероятно, что П. Керр в своих предположениях прав, так как руды Голконды по целому ряду признаков, несомненно, отличаются от близких к ним в генетическом отношении рудных отложений районов Пик Артиллери и Лейк Мид. Прежде всего в сравниваемых районах обращает на себя внимание резкое отличие рудовмещающих парагенезов пород в целом. В районах Пик Артиллери и Лейк Мид руды парагенетически связаны с очень разнообразным набором пород (терригенные образования, туфы, эффузивы, хемогенные породы), многие из которых несут несомненные признаки отложения в водных условиях.

Руды Голконды ассоциируют только с одними карбонатными туфами, которые могли образовываться как в озерных, так и в наземных условиях. Трудно представить, однако, чтобы в озерах шла исключительно карбонатная седиментация, не сопровождавшаяся накоплением хотя бы отдельных прослоев терригенных пород. Весьма ограниченная площадь выходов карбонатных туфов и связанных с ними марганцевых руд также говорит о том, что все эти породы скорее являются приустьевыми образованиями действовавших на суше горячих источников, чем озерными отложениями.

Исходные растворы, из которых возникали марганцевые руды Голконды, и руды, входящие в парагенез колорадского типа, по составу, очевидно, существенно различались. В первом случае растворы имели резко выраженный углекислый состав, и из них в поверхностных условиях шло обильное выпадение карбонатов, во втором случае деятельность горячих источников вообще не сопровождалась карбонатонакоплением. То обстоятельство, что марганцевые руды сравниваемых районов характеризуются разными наборами сопутствующих элементов, также свидетельствует, что они произошли из растворов различного состава. Так, например, марганцевые руды Голконды характеризуются сильно повышенным содержанием вольфрама (до 6,19% WO_3), а в рудах района Пик Артиллери обнаружены только его следы. В то же время

руды районов Пик Артиллери и Лейк Мид содержат значительное количество свинца (до 5%) и меди (до 0,3%), а для руд Голконды эти элементы не характерны.

Следует отметить, что жильную минерализацию в породах триасового возраста П. Керр связывает с деятельностью тех же горячих источников, которые поставляли материал, слагающий пластовые рудные тела. По мнению этого исследователя, термальные растворы в плейстоценовое время поднимались с глубин по разломам в мезозойском основании. Какая-то часть их достигала поверхности земли, какая-то разгружалась по пути к ней. В первом случае выпадающие из растворов соединения локализовались в виде пластовых тел в приустьевых частях источников, во втором случае они выполняли трещины среди пород триасового возраста или сравнительно равномерно пропитывали и замещали их. Так, например, в результате замещения известняков кремнеземом в составе триасовых толщ возникли кремнистые сланцы.

Состав поставляемых источниками гидротермальных вод во времени, очевидно, не оставался постоянным, чем и была обусловлена определенная последовательность минералообразования. П. Керр полагает, что в первую фазу гидротермального процесса шло кремнеобразование: окремнение вмещающих пород и образование кварцевых жил. Характерно, что выпадение кремнезема из растворов происходило прежде, чем они изливались на дневную поверхность: кремнистых образований в составе приустьевых куполов в рассматриваемом районе неизвестно.

Во вторую фазу процесса шло накопление железа и марганца. Соединения этих элементов локализовались и в жилах, и в приустьевых пластовых телах, залегающих на размытой поверхности триасовых отложений. Таким образом, в рассматриваемом случае жильные и пластовые (поверхностные) марганцевые руды образовывались практически одновременно из одних и тех же термальных растворов, которые в одном случае разгружались в поверхностных условиях, а в других — на некоторой глубине.

В одну фазу с железом и марганцем происходило и поступление вольфрама. Соединения вольфрама, по мнению П. Керра, адсорбировались гелями железа и марганца, чем и обусловливается широкое развитие в рудах Голконды минералов типа тунгомелана.

В последнюю стадию действия источников накапливались карбонатные туфы. Надо оговориться, однако, что карбонатонакопление, связанное с действием горячих источников, иногда предшествовало рудной фазе гидротермального процесса, о чем свидетельствует появление отдельных линз и прослоев карбонатных туфов в основании продуктивных слоев.

Марганцевые руды голкондского типа, т. е. руды, генетически связанные с горячими источниками и ассоциирующие с карбонатными туфами наземного происхождения, довольно широко распространены. Наиболее близки к рудам Голконды марганцевые руды Боливии, описанные В. Линдгреном (Lindgren, 1922). Эти руды являются отложениями действующих в настоящее время термальных источников. Воды этих источников кальциево-хлоридного типа. Большая часть отложений источников представлена довольно плотными серыми известковистыми туфами, залегающими грубыми горизонтальными пластами. С туфами ассоциируют линзы и пласты кремнистых пород и марганцевых руд, а также прослои барита. Кремнистый материал представлен опалом.

Марганцевые руды слагают линзы, мощность которых обычно не превышает 1 *м*. Рудный материал представлен псиломеланом. Рудам часто свойственна слоистая текстура, обусловленная чередованием прослоев, сложенных баритом, кальцитом и псиломеланом. Кроме относительно крупных линз, среди карбонатных туфов часто встречаются

незначительные скопления соединений марганца, окрашивающие породу в бурый цвет.

Отличительной особенностью состава описываемых марганцевых руд является высокое содержание в них вольфрама. По данным В. Линдгрена, вольфрам не представлен каким-либо определенным минералом, а входит в состав псиломелана. Среднее содержание WO_3 в марганцевых рудах составляет 0,5%, но в отдельных случаях оно достигает нескольких процентов.

Из приведенного описания видно, что характер руд и вмещающих их пород в Голконде и в изученных В. Линдгреном районах Боливии во многом схож и что предположительно можно говорить об определенном типе рудонакопления и об определенном типе марганценосного парагенеза пород, который мы называем голкондским.

Таким образом, из изложенного материала следует, что накопление вулканогенно-осадочных марганцевых руд могло осуществляться как в морских, так и в континентальных условиях. Примеров вулканогенно-осадочного рудообразования в континентальных областях известно пока что мало, но тем не менее уже сейчас мы можем говорить о двух типах континентальных марганценосных парагенезов — озерном (колорадском) и собственно наземном (голкондском). Несомненно, что при дальнейшем изучении континентальных рудоносных толщ выделятся новые типы марганценосных парагенезов пород, причем при их выделении, в первую очередь, должно быть обращено внимание на вулканическую составляющую рудовмещающих ассоциаций пород, на тип вулканизма, с которым в наземных условиях связано поступление рудных соединений. После этого типизация континентальных марганценосных парагенезов пород может быть проведена по тому же принципу, который был использован при классификации морских марганценосных отложений.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЕ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЯХ

В ряду осадочных полезных ископаемых, генетически связанных с вулканическими процессами, фосфориты занимают особое место. Большое разнообразие палеогеографических обстановок фосфоритообразования, тесная связь фосфоритов с терригенными, биогенными и хемогенными осадочными породами, различные морфологические типы залежей и структурно-текстурные особенности фосфоритов, наконец, полиформационность и биклиматичность этого полезного ископаемого очень затрудняют интерпретацию их генезиса.

Широкая миграция фосфора и его солей, а главное, большая роль в живом веществе побуждают большинство исследователей искать источник фосфора в зоне гипергенеза.

В результате расширения поисковых и разведочных работ на фосфориты появились факты, которые нельзя объяснить с точки зрения существующих гипотез об исключительно экзогенном источнике фосфора в фосфоритах. Фосфоритовые месторождения, приуроченные к внутренним частям геосинклиналей, поставили под сомнение возможность для этих зон приноса фосфора с суши и роль коры выветривания как его источника. Множество находок современных фосфоритов на склонах подводных поднятий позволили американским геологам выдвинуть теорию коллоидной садки фосфора и образования сингенетичных фосфатных конкреций.

Фосфатонакопление обнаружено в непосредственной близости от вулканических очагов в толщах вулканогенно-осадочных пород, в зоне древних рифовых построек, которые с позиций распространенной хемогенной гипотезы А. В. Казакова (1939) являются «запрещенными» для осаждения фосфора, а также в пепловых туфах, туффитах и т. п. После разработки эксгаляционно-осадочной гипотезы образования фосфоритов (Mansfield, 1940; Bidaut, 1953; Шатский, 1955 и др.) появился ряд региональных работ, в которых авторы пытались выяснить влияние вулканической деятельности на фосфатонакопление (Дзоценидзе, 1965; Бродская, 1959; Бродская, Ильинская, 1963; Ильинская, 1964; Еганов, 1964; Левина, 1964; Школьник и др., 1966; Шехоркина, Погорелова, 1963; Хворова, 1961; Jasinowicz и др., 1959; Адамов, 1964 и др.).

Связь концентраций фосфора с магматизмом хорошо изучена на примере ряда месторождений апатитов, приуроченных к интрузивным формациям. Не вызывает сомнения роль эндогенного источника фосфора для концентрации больших масс апатитов в условиях «закрытой

системы» кристаллизации магмы. Рядом исследователей подчеркивается значение процесса магматической дифференциации для накопления фосфора в остаточных расплавах (Ферсман, 1959; Ченцов, 1963; Герасимовский, 1966).

Перенос фосфора рудообразующими растворами, образование апатитовых жил и концентрация фосфора в результате метасоматических процессов — эти вопросы хорошо освещены в геологической литературе. Однако роль вулканических процессов в выносе и концентрации фосфатов остается очень слабоизученной.

Из материалов по исследованию современной вулканической деятельности известны некоторые факты, свидетельствующие о поступлении эндогенного фосфора в зону гипергенеза. Изучение современных вулканов Японии (Okada, 1936), работы по Тирренскому морю (Buljan, 1955), исследование подводного вулкана Бана-Вуху (Зеленов, 1965) убеждают, что в поствулканическую стадию в ряде случаев фосфор поступает в морскую среду. По данным К. К. Зеленова, во взвеси, собранной в море в зоне выхода газовых струй, содержание P_2O_5 достигает 7%.

Повышенное содержание фосфора и марганца в морских донных осадках, пройденных скважиной в районе Гваделупы, по заключению К. Мурата и Р. Эрда (Murata, Erd, 1964), связано с базальтами, подстилающими эти осадки. На несомненный вынос фосфора в газовой фазе при извержении современных вулканов Камчатки указывает И. И. Гущенко (1965).

Однако среди многочисленных анализов продуктов деятельности наземных фумарол, сольфатарных источников и маффет (Набоко, 1959) мы почти не находим данных о содержании фосфорного ангидрита. Причины этого, с одной стороны, видимо, заключаются в редких определениях фосфора по сравнению с другими элементами. С другой стороны, они определяются геохимическими особенностями поведения фосфора в магматическом цикле. Как показал А. Е. Ферсман, «фосфор идет в основные породы и избегает кислотных фаций, с другой стороны, он идет в сторону летучих компонентов, которые между тем идут по преимуществу с кислыми остаточными магмами гранитного типа» (Ферсман, 1959, стр. 106). Подобные условия могут осуществляться в процессе магматической дифференциации, направленной в сторону образования лав щелочного и субщелочного состава.

Основные накопления постмагматического апатита связаны, как справедливо указывает И. Г. Ченцов (1963), с магмами, богатыми щелочами и летучими компонентами.

Поведение фосфора в процессе дифференциации известково-щелочных магм хорошо видно на примере мафических лав поднятия Монтана в Южной Неваде. Согласно данным С. Луфт (Luft, 1964), эффузивные породы поднятия Монтана являются частью разреза, включающего, кроме того, массивы туфов, слои спекшихся туфов, риолитов и уплотненные туфогенные песчаники. Возраст этих отложений 8 млн. лет; залегают они в депрессии кальдеры Тимдор. В разрезе выделяются нижние, средние и верхние лавы, различающиеся по химическому составу (табл. 34).

Следуя классификации А. Риттмана (Rittman, 1952), состав нижних лав отвечает промежуточному типу между трахибазальтами и базальтами, средние лавы являются оливиновыми трахиандезитами, а верхние — трахиандезитами и латитами. Для всех лав характерно повышенное по сравнению с кларком содержание фосфора.

На графике (фиг. 60), заимствованном из указанной работы, можно проследить зависимость в содержании породообразующих окислов от значений SiO_2.

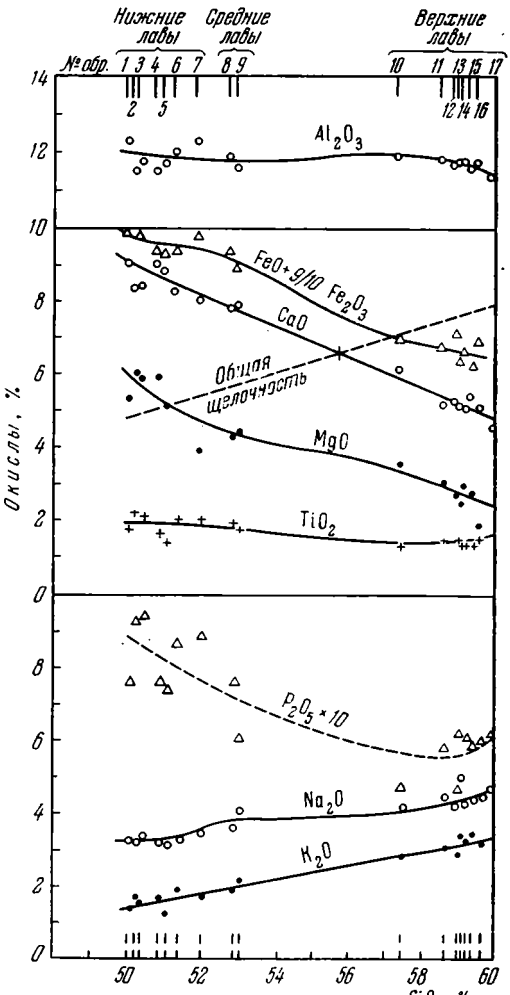
Таблица 34

Химический состав лав поднятия Монтана (в %)
(Luft, 1964)

Компоненты	Нижние лавы	Средние лавы	Верхние лавы	Компоненты	Нижние лавы	Средние лавы	Верхние лавы
SiO_2	50,8	52,9	59,0	Na_2O	3,3	3,8	4,4
Al_2O_3	16,9	16,8	16,1	K_2O	1,6	2,0	3,1
Fe_2O_3	6,8	4,8	3,2	TiO_2	1,9	1,8	1,4
FeO	3,6	4,9	3,8	P_2O_5	0,93	0,69	0,56
MgO	5,5	4,4	2,7	MnO	0,15	0,12	0,1
CaO	8,6	7,8	5,1				

Содержание фосфора закономерно падает с увеличением SiO_2. Однако при большом значении суммарной щелочности содержание P_2O_5 удерживается на уровне 0,6%. При значениях суммарной щелочности 7% содержание P_2O_5 вновь намного увеличивается [1]. Содержание окислов железа, кальция и магния с увеличением SiO_2 и ростом щелочности закономерно снижается, но содержание Al_2O_3 и TiO_2 не изменяется. Таким образом, фосфаты накапливаются в дифференциатах совместно с темноцветными компонентами и в то же время тяготеют к сильно щелочным разностям.

Интересные данные о выносе фосфора совместно с железом в процессе вулканической деятельности приведены Л. А. Игнатьевой (1967а) в статье, посвященной редкоземельным апатитам одного железорудного месторождения в Армении. Месторождение приурочено к постплиоценовым андезито-базальтам, химический состав которых отличается повышенной щелочностью. Линзовидные тела магнетитовых руд пространственно тяготеют к различным зонам и значительно обогащены апатитом. На месторождении наблюдается три генерации апатита: ак-

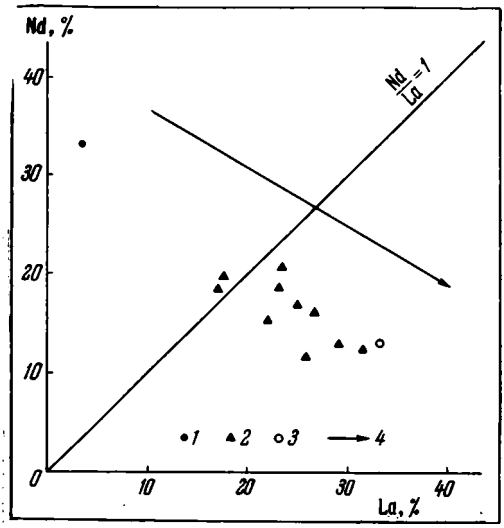


Фиг. 60. Вариационная диаграмма химических анализов основных эффузивных пород возвышенности Монтана (Luft, 1964)

[1] В приведенном графике линия фосфора, судя по разбросу точек, при содержании 60% SiO_2 должна подняться еще выше.

цессорный, рассеянный в безрудных андезитах; жильный, залегающий в виде жилок совместно с магнетитовыми рудами; прожилково-вкрапленный наиболее поздней генерации, приуроченный к краевым зонам магнетитовых руд, а также к гидротермально измененным зонам андезитов.

Используя в качестве индикатора среды отношение неодимия к лантану[1], автор убедительно доказывает, что вынос фосфора происходил при увеличении общей щелочности среды рудоотложения (фиг. 61). Редкие земли связаны с апатитами третьей генерации и приурочены к последней стадии рудообразования.



Фиг. 61. Характеристика щелочности среды рудообразования и выноса фосфора по отношению неодимия к лантану (Игнатьева, 1967)

1 — дорудный андезит; *2* — руды и оруденелые породы; *3* — послерудный липарит; *4* — увеличение щелочности среды рудообразования

Эффузивные породы в периферических частях геосинклинальных бассейнов крайне разнообразны, и на сравнительно коротком временно́м интервале наблюдается частое чередование основных, средних, кислых или субщелочных лав. Г. Н. Щерба (1964) полагает, что в качестве избыточного продукта магматической дифференциации при выделении из базальтоидной магмы кислых лав уходят в раствор и выносятся в водоем соединения кремния, железа, марганца, кальция и ряда других элементов.

Для отделения фосфатов необходимо, чтобы одновременно с основностью повышалась общая щелочность лав. Другими словами, накопление фосфора в остаточных расплавах и вынос его в зону гипергенеза обусловливается вулканическими процессами определенного типа, не так часто обнаруживаемыми на современном этапе жизни нашей планеты. Гораздо больший материал дает изучение вулканических продуктов прошлого, позволяющее вскрыть некоторые закономерности в процессах выноса эндогенного фосфора. В связи с этим мы в главе I данного раздела уделили большое внимание рассмотрению таких геологических объектов, на примере которых можно понять особенности поствулканической деятельности в зоне развития вулканических пород, содержащих концентрации фосфора. Хотя этот тип фосфатизации и не отвечает понятию вулканогенно-осадочного, а скорее является собственно вулканическим, но он помогает понять некоторые стороны сложной истории эндогенного фосфора на его пути в зону гипергенеза.

В других главах рассмотрены примеры образования фосфоритов и фосфатизированных пород в бассейнах седиментации, как правило, синхронных вулканической активности. Фосфорная минерализация изучалась в различных парагенетических комплексах пород, расположенных как вблизи вулканических очагов, так и на значительном расстоянии от них. Основное внимание при этом было уделено выяснению

[1] Уменьшение отношения Nd/La показывает увеличение щелочности среды минералообразования.

синхронной вулканической деятельности, литологическим особенностям осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов, вмещающих фосфориты, а также палеогеографическим условиям формирования фосфоритовых залежей.

Глава I

ФОСФАТИЗАЦИЯ ЭФФУЗИВНЫХ И ВУЛКАНОКЛАСТИЧЕСКИХ ПОРОД

Хорошо известно, что вулканическая деятельность не ограничивается выбросом твердых или расплавленных материалов. В ходе самого извержения и в период остывания силикатного расплава в недрах вулканического аппарата происходит отделение большего или меньшего количества разнообразных летучих компонентов. Последние оказывают значительное воздействие на горные породы, слагающие вулкан, что приводит к ряду характерных поствулканических изменений. Именно к этим измененным зонам часто приурочены различные рудные залежи. Поэтому весьма интересно на определенных геологических объектах детально изучить особенности вторичных изменений вулканических пород и связанную с ними фосфорную минерализацию, с тем чтобы яснее представить себе роль вулканических процессов в выносе и концентрации фосфора. Важно также знать, с какими вулканическими породами ассоциируют рудные накопления фосфатов.

Поставленная задача решалась на материале верхнемеловых отложений Западной Грузии (свита мтавари), пермских вулканических пород Таласского Ала-Тау (даубабинская свита), ордовикских отложений Северного Казахстана и среднепротерозойских отложений Западного Прибайкалья (чайская свита).

Свита мтавари (Западная Грузия) и ее фосфорная минерализация

Характеристика свиты

Одним из интересных объектов для решения поставленной задачи является комплекс вулканических и вулканогенно-осадочных пород верхнемелового возраста, развитых в центральной части Грузинской глыбы. Комплекс этот, известный под названием свиты мтавари, изучался многими геологами. Особый интерес представляет фосфорная минерализация, приуроченная к породам свиты. Существуют представления как об осадочном происхождении этих фосфатов (Гиммельфарб, Нарчемашвили, 1955; Нарчемашвили, 1957, 1958), так и о концентрации фосфора в результате выноса из вулканических пород и переотложения в процессе выветривания (Дзоценидзе, 1954).

Нашими работами показана роль поствулканических процессов при накоплении фосфора в породах свиты мтавари (Ильинская, 1962, 1964; Бродская, Ильинская, 1963).

Свита мтавари охватывает стратиграфический интервал от нижнего турона до сантона включительно. Она сложена разнообразными вулканокластическими породами, щелочными базальтоидами, известковистыми туффитами и известняками. Здесь же встречаются секущие дайки и субвулканические тела. Вулканическая деятельность происходила в морском бассейне, где шло накопление карбонатных осадков. Вулкани-

ческие породы латерально замещаются известняками. По данным В. И. Гугушвили (1964), суммарная мощность известняков во всех разрезах почти не меняется и равна в среднем 120 *м*. Колебание же мощности свиты в целом (от 300 до 830 *м*) обусловлено неравномерным распределением вулканического материала.

В свите выделяются три основных комплекса пород, особенности которых определяются характером вулканической деятельности и расстоянием от центров извержения; в двух из них преобладают вулканические (эффузивный и вулканокластический комплексы), а в третьем — осадочные и осадочно-вулканокластические (известняково-туфовый комплекс) породы.

Собственно эффузивный комплекс приурочен к северо-западной части района развития пород свиты мтавари и состоит из двух толщ: нижней, туфовой, и верхней, эффузивной. Характерный разрез нижней толщи был изучен в окрестности города Цхакая. Его можно представить в следующем виде (снизу вверх):

	Мощность, *м*
1. Известняки белые, мелкозернистые, массивные, переполненные органическим детритом (кораллы, иноцерами, водоросли и др.). Встречаются редкие пепловые частицы	(видимая) 3
2. Шлаковые туфы ржаво-желтые, мелкозернистые, слоистые вследствие грубой сортировки обломочного материала и полосчатые от неравномерного окрашивания гидроокислами железа. Цемент кальцитовый. Внутри встречаются маломощные (2—5 *см*) прослои известняков, аналогичных описанным в слое 1	1,5
3. Перерыв в обнажении (осыпь), соответствующий по мощности примерно	2
4. Агломератовые туфы ржаво-желтые, зеленовато-бурые и красно-бурые, толстослоистые (0,5—0,7 *м*). Цемент кальцитовый. Отдельные слои обогащены крупными обломками миндалекаменных оливиновых базальтов, реже обломками плотных неизмененных черных оливиновых базальтов. Размер их 3—4 *см*, изредка 5—7 *см*	(видимая) 5
5. Перерыв в обнажении, соответствующий по мощности примерно	3—4
6. Агломератовые туфы зеленовато-бурые, грубозернистые, толстослоистые (0,4—0,5 *м*). Прослои туфов, содержащие обломки миндалекаменных базальтов размером до 10—20 *см*, чередуются с прослоями, обогащенными обломками размером 3—5 *см*. Верхние слои пачки отличаются большей степенью выветрелости. Здесь наблюдаются тонкие кальцитовые прожилки. Встречен прослой красного крепкого органогенного известняка (0,7 *м*) с редкими пепловыми частицами	50
7. Зеленые бентонитовые глины	0,2
8. Шлаковые туфы буро-коричневые, слоистые. Чередуются слойки мелко- и тонкозернистого туфа толщиной 1—0,5 *см*. Породы сильно выветрелые, рыхлые	0,8
9. Шлаковые туфы буровато-зеленые, грубослоистые. Некоторые мелкозернистые прослои содержат редкие акцессорные обломки миндалекаменных базальтов размером 10—12 *см*	3
10. Перерыв в обнажении, соответствующий по мощности	3
11. Черные оливиновые базальты, участками миндалекаменные, внизу серовато-черные, рыхлые, выветрелые . . . . . (видимая)	3—4
12. Миндалекаменные базальты красно-бурые, неравномерно брекчированные, с многочисленными кальцитовыми прожилками. Миндалины густо насыщают породу, разнообразны по форме и размерам, выполнены кальцитом	20
13. Шлаковые туфы зеленые, слоистые, со скудным кальцитовым цементом. Чередование темно-зеленых тонкозернистых, аргиллитовых и светло-зеленых мелкозернистых песчаниковидных слойков. Толщина отдельных слойков 1—2 *см*	1—2
14. Шлаковые туфы желто-бурые, мелкозернистые, с кальцитовым цементом. В массе туфа редко рассеяны включения крупных обломков миндалекаменных базальтов размером 1—3 *см*, реже 5—10 *см*	0,5
15. Миндалекаменные оливиновые базальты розово-красные, с миндалинами, выполненными кальцитом	0,4

	Мощность, *м*
16. Шлаковые туфы зеленые, слоистые, как в слое 13	1
17. Шлаковые туфы желто-бурые, как в слое 14, но материал несколько грубее. Обломки миндалекаменных оливиновых базальтов достигают 20—30 *см*	1
18. Шлаковые туфы зеленые, как в слое 13, но с обильным кальцитовым цементом	0,4
19. Шлаковые туфы желто-бурые, как в слое 14, но с более обильным кальцитовым цементом	0,5

Приведенный разрез относится к нижней части комплекса. Как видно, отложения представляют собой неравномерно, но горизонтально наслоенную толщу с отчетливыми, часто резкими контактами между слоями различного гранулометрического состава. Преобладают грубые туфы, слагающие наиболее мощные слои и пачки. Мелко- и тонкозернистые туфы находятся в подчиненном количестве, и для них характерна более тонкая слоистость. В верхней части нижней толщи развиты пласты базальтов, появление которых отражает постепенность перехода между нижней и верхней толщами.

Верхняя толща образована красными и красно-бурыми миндалекаменными оливиновыми базальтами, участками превращенными в массивную брекчиевидную породу вследствие обилия кальцитовых прожилков, гнезд и линз. Кальцит нередко образует друзы кристаллов в пустотах. Многочисленные миндалины в базальте тоже выполнены кальцитом и имеют самую разнообразную форму и величину. Эти миндалекаменные эффузивы слагают четко выраженный в рельефе массив площадью около 2 — 3 кв. *км*, возвышающийся над описанной выше слоистой толщей на 250—300 *м*. Массив этот хорошо обнажен и рассечен густой сетью извилистых овражков различной глубины. Общая мощность свиты в данном разрезе достигает 300—350 *м*, из которых на долю туфов приходится 75 — 80 *м*.

Сходные эффузивы можно наблюдать на горе Кинис-Цвери, находящейся в 1,5 — 2 *км* к восток-северо-востоку от сел. Матходжи. Эффузивные породы представлены неравномерно измененными, участками осветленными и кальцитизированными базальтами. Преобладают миндалекаменные разности. Даже среди плотных оливиновых базальтов имеются раздувы до 5 *м* длиной и 2 *м* толщиной с многочисленными прожилками и миндалинами, выполненными кальцитом. В осветленных зонах здесь были впервые встречены многочисленные причудливой формы гнезда и прожилки белых крепких фосфоритов (фиг. 62).

Вулканокластический комплекс лучше всего обнажается на участке Кутаиси — Годогани — Нагареви. Он состоит из тонкого переслаивания агломератовых туфов; ржаво-бурых, рыхлых, грубозернистых неслоистых шлаковых туфов; зеленых, желтовато-бурых, мелко- и тонкозернистых витрокластических туфов с серыми известковистыми туффитами. Иногда наблюдается более грубое переслаивание шлаковых туфов с агломератовыми туфами и оливиновыми базальтами. В толще грубых туфов имеются маломощные прожилки и обломки розовых и белых фосфоритов. Из общей мощности толщи, равной 360 *м*, на долю вулканокластических пород приходится не менее 250 *м*, а суммарная мощность оливиновых и оливин-анальцимовых базальтов составляет 30 *м*.

Обломочный материал почти не окатан и очень слабо сортирован, видимо, во время эксплозии поступало большое количество материала, которое не успевало обрабатываться морем.

Среди туфов иногда встречаются прослои и линзы серых органогенных известняков мощностью 2—3 *м*. Цемент туфов обычно карбо-

натный. Но местами наблюдаются туфы с анальцимовым и фосфоритовым цементом, которые пространственно совпадают с толщами миндалекаменных эффузивов.

Фиг. 62. Участок трахибазальта, метасоматически замещенный фарфоровидным фосфоритом. $P_2O_5 = 30{,}01\%$. Образец, гора Кинис-Цвери

Известняково-туфовый комплекс формировался на расстоянии 2—3 *км* от очагов извержения и составляет краевую фацию как эффузивного, так и вулканокластического комплексов; он является как бы связующим звеном между преимущественно вулканическими и известковистыми толщами. Шлаковые туфы и известковистые туффиты переслаиваются с известняками серыми и желтовато-белыми, органогенными, плитчатыми или массивными. Примесь пеплового материала в известняках непостоянна, но есть разности, значительно им обогащенные.

Отложения вулканогенно-осадочной свиты мтавари состоят из четырех групп пород: эффузивных, вулканокластических, осадочно-вулканокластических и осадочных.

Эффузивные породы представлены щелочными базальтоидами типа пикрит-базальтов (оливиновые и оливин-анальцимовые базальты), трахибазальтами и трахитами. Наблюдаются плотные и миндалекаменные разности.

Одной из основных особенностей распределения эффузивных пород по разрезу является увеличение кислотности и щелочности от низов к верхам свиты, что, по-видимому, объясняется дифференциацией расплава внутри магматического очага. В низах свиты находятся наиболее основные разности щелочных базальтоидов, а верхи свиты сложены трахитами. Это можно наблюдать в районе селений Ахали-Бедисеули, Удзлоури, Дедалаури, где свита представлена чередованием эффузивных и вулканокластических пород. Здесь отчетливо видно, что снизу вверх по разрезу состав эффузивов меняется от оливин-анальцимовых базальтов до трахитов. К самым молодым образованиям в этом районе относятся наиболее щелочные породы — фонолиты, которые были впервые обнаружены Г. С. Дзоценидзе (1948).

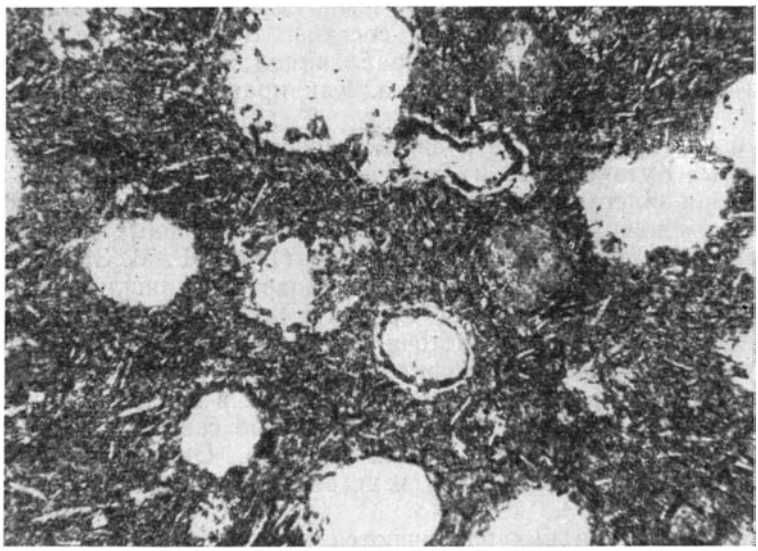
Наиболее распространенными породами являются пикрит-базальты (оливиновые и оливин-анальцимовые базальты). Они залегают в виде пластов различной мощности (до 10—20 *м*) внутри вулканокластических толщ. Это черные, очень твердые, мелкокристаллические породы.

Пикрит-базальты имеют порфировую структуру, причем ясно выделяются фенокристаллы различной величины (крупные оливины, сред-

них размеров моноклинные пироксены, мелкие плагиоклазы) и мелкокристаллическая основная масса.

Участками широко развиты миндалекаменные разности пикрит-базальтов, а в эффузивном комплексе они являются преобладающей породой.

Миндалекаменные базальты состоят из полупрозрачной зеленой или бурой основной массы и многочисленных разнообразных миндалин. Состав основной массы тот же, что и в плотных пикрит-базальтах. Очень редко встречаются крупные псевдоморфозы (1—1,5 *мм*) по оливину и фенокристаллы моноклинного пироксена. Структура основной массы чаще всего апогиалопилитовая. Миндалины имеют овальную или овально-вытянутую форму. Размеры их меняются в очень широких пределах — от долей миллиметра до 10—15 *мм*. Они выполнены либо мономинеральным агрегатом хлорита, цеолита, анальцима, гематита, либо этими же минералами в виде концентрически расположенных каемок. В распределении минералов наблюдается определенная последовательность: по периферии образуется хлорит, дальше по направлению к центральной части — цеолит, анальцим, гематит, кальцит (фиг. 63).



Фиг. 63. Миндалекаменный пикрит-базальт. Свита мтавари, Западная Грузия. Шлиф, увел. 45, николь один

Среди черных твердых пикрит-базальтов почти всегда присутствуют рыхлые осветленные участки. Наиболее широко изменены миндалекаменные разности. Иногда цвет породы почти не меняется, а становится лишь немного светлее, но твердость породы резко снижается; исчевают также характерный маслянистый блеск и раковистый излом. Граница измененного и свежего базальта, как правило, неровная, но довольно резкая.

Щелочные базальты, или трахибазальты, значительно менее распространены, чем пикрит-базальты. Они наблюдаются в виде маломощных выходов (1,5—3 *м*), но чаще встречаются как обломки в грубозернистых агломератовых туфах.

По внешнему виду трахибазальты очень сходны с пикрит-базальтами и различить их можно лишь при изучении в шлифах. Они обладают порфировой структурой, причем отчетливо видны вкрапленники (крупные моноклинные пироксены, средней величины оливины, рого-

вые обманки, плагиоклазы, калиевые полевые шпаты) и мелкокристаллическая основная масса того же состава.

Наблюдаются плотные и миндалекаменные разности трахибазальтов. Последние состоят из основной массы и многочисленных округлых и овальных миндалин, заполненных кальцитом, хлоритом, анальцимом. По сравнению с плотными трахибазальтами их миндалекаменные разности имеют более лейкократовый состав. Основная масса имеет изменчивую, чаще апогиалотрахитовую и апогиаломикролитовую, иногда апогиалопилотакситовую структуру.

Наряду с твердыми черными трахибазальтами различаются участки сильно измененных, осветленных пород. Обломки трахибазальтового состава из агломератовых туфов также имеют различную степень сохранности, некоторые из них изменены до красно-бурых рыхлых разностей. Свежих неизмененных разностей миндалекаменных трахибазальтов наблюдать не удается.

Трахиты имеют наименьшее распространение по сравнению с другими эффузивными породами. Они встречаются главным образом в виде обломков в грубозернистых агломератовых туфах; очень редко можно наблюдать их маломощные (0,6—1,5 *м*) пластовые выходы, приуроченные к верхам свиты. Трахиты темно-серые или зеленовато-черные, мелкозернистые, лейкократового состава. В плотной основной массе очень редко рассеяны мелкие вкрапленники плагиоклаза, роговой обманки и калиевого полевого шпата. Как правило, трахиты сильно изменены.

К субвулканическим интрузиям относятся тешениты, мончикиты и камптониты Кутаисского и Ткибульского районов Западной Грузии. Эти интрузии залегают в батских и байосских отложениях средней юры. Петрографический и химический состав перечисленных пород изучали Д. С. Белянкин (1912), Н. С. Схиртладзе (1943), Г. М. Заридзе (1947), Г. С. Дзоценидзе (1948) и др. Все исследователи пришли к выводу, что упомянутые породы являются продуктами того же магматического очага, который послужил источником для образования эффузивных и вулканокластических пород свиты мтавари.

К жильным образованиям, внедрившимся в верхнемеловые породы свиты мтавари, относятся приповерхностные секущие дайки и корни (подводящие каналы) эффузивных потоков. Они обычно имеют небольшую мощность (0,6—3,0 *м*) и встречаются повсеместно в отложениях свиты.

По составу среди них различаются пикрит-базальты, трахибазальты, трахиты, фонолиты. От эффузивных аналогов, описанных выше, они отличаются полнокристаллической структурой и появлением среди акцессорных минералов заметно большего количества кристаллов апатита длиной до 0,1—0,3 *мм*. Перечисленные жильные образования неизвестны в породах моложе сантонского яруса верхнего мела.

По химическому составу все описанные породы относятся к группе щелочных базальтоидных пород. По содержанию SiO_2 они соответствуют габбро и базальтам нормального ряда (табл. 35). Существенной составной частью рассмотренных пород являются фемические минералы, так же как и в нормальных базальтах, но в то же время для описываемой группы пород характерно повышенное содержание щелочей, что проявляется наличием в породах щелочных полевых шпатов, анальцима, нефелина, биотита, цеолитов. Повышенное содержание щелочей отражается и на наборе темноцветных минералов — постоянно присутствует фиолетовый титан-авгит, реже щелочная роговая обманка.

В химическом отношении щелочные базальтоидные породы характеризуются высоким содержанием фемических оснований и низким —

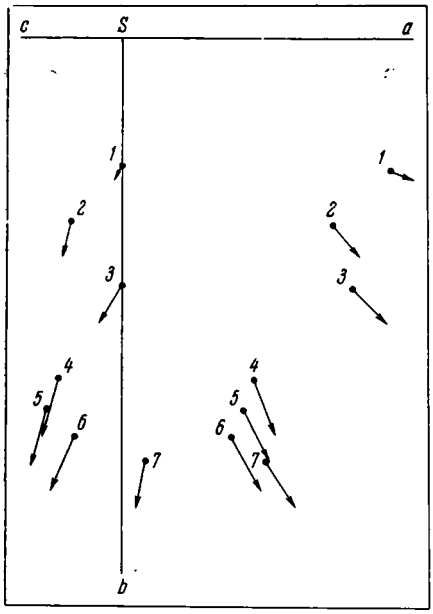
Таблица 35

Химический состав эффузивных и субвулканических пород свиты мтавари (в %)

№ анализа	Порода, место-положение	Данные химического анализа													Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											
		SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	*a*	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	φ	*t*	*Q*	*a/c*
1	Оливиновый базальт, сел. Дедалаури	44,12	—	14,01	7,25	6,24	0,15	10,16	8,06	2,94	1,89	—	2,28	2,40	9,04	4,0	34,3	51,4	36,7	40,7	22,6	70,3	18,5	—	$\overline{20}$,8	2,3
2	Оливин-гальцимовый базальт, сел. Годогани	41,16	2,31	9,08	11,27	7,71	0,17	6,72	7,39	5,73	1,65	сл.	2,29	4,31	12,3	2,0	36,3	49,4	42,1	35,0	22,9	83,0	21,3	4,0	$\overline{27}$,8	6,1
3	Трахибазальт, сел. Нагареви	47,88	1,31	15,18	9,68	1,44	0,17	5,12	3,45	4,96	5,40	0,06	2,94	2,36	19,4	0,7	21,7	58,2	46,6	27,6	25,8	58,2	37,5	3,5	$\overline{23}$,1	27,7
4	Фонолит, сел. Дедалаури	57,86	—	17,01	5,64	2,36	0,19	1,68	0,43	6,85	5,29	—	0,40	1,13	22,6	0,06	11,9	65,5	77,1	6,3	16,6	66,7	40,5	—	$\overline{14}$,3	—
5	Камптонит, сел. Курсеби	43,15	2,04	15,34	2,51	8,00	0,20	8,27	7,51	3,72	1,63	0,35	2,13	4,39	11,2	5,3	29,5	54,0	36,0	45,8	18,2	77,4	7,9	3,4	$\overline{19}$,7	2,1
6	Тешенит, сел. Курсеби	49,73	0,86	17,68	3,09	5,59	0,21	5,70	2,33	6,01	2,75	0,40	1,09	4,55	17,7	4,1	16,5	61,7	53,0	25,2	21,8	80,5	16,9	1,3	$\overline{16}$,1	4,3
7	Камптонит, сел. Курсеби	42,20	0,32	15,71	$\overline{13,23}$		0,25	9,29	7,39	3,22	1,86	—	1,89	2,84	10,4	6,0	32,0	51,6	38,7	42,0	19,3	72,7	38,0	0,5	$\overline{23}$,6	1,7

Примечание. Анализы 1—5 даны по Г. С. Дзоценидзе (1948); 6—7 — по Д. С. Белянкину (1912).

кремнекислоты: величины параметров «*b*» и «*s*» числовой характеристики у них приблизительно такие же, как у базальтов, но величина параметра «*a*» выше, она соответствует гранитам и сиенитам (фиг. 64).



Фиг. 64. Петрохимическая диаграмма эффузивных и субвулканических пород свиты мтавари. Номера векторов соответствуют номерам химических анализов в табл. 35

Данные числовых характеристик (см. табл. 35) показывают, что все породы недосыщены SiO_2 ($Q<-15$) и насыщены щелочами ($a:c>2$). Натрий преобладает над калием ($n>65$); темноцветная составляющая—над лейкократовой (b: $(a+c)>2$).

Второй большой группой являются вулканокластические породы. Среди обломков, составляющих описываемые породы, различаются, во-первых, ювенильные или пирокластические, поступившие на поверхность Земли из вулканического очага, во-вторых, резургентные или акцессорные (Wentworth, Williams, 1932), возникшие во время эксплозивной деятельности вулканов вследствие разрушения пород конуса вулканической постройки, и, в-третьих, случайные, или аксидентальные, которые образовались от разрушения пород фундамента. Пирокластические обломки представлены в основном шлаковыми фрагментами. Они имеют, как правило, очень причудливую форму (фиг. 65), указывающую на пластичность в момент отложения. Резургентные обломки представлены различными эффузивными породами (пикрит-базальтами, трахибазальтами) и спекшимися туфами; случайные (аксидентальные) обломки — известняками. Последние обычно приурочены к отдельным небольшим участкам и встречаются сравнительно редко. Форма обломков всегда угловатая, иногда остроугольная, изредка обломки оплавлены.

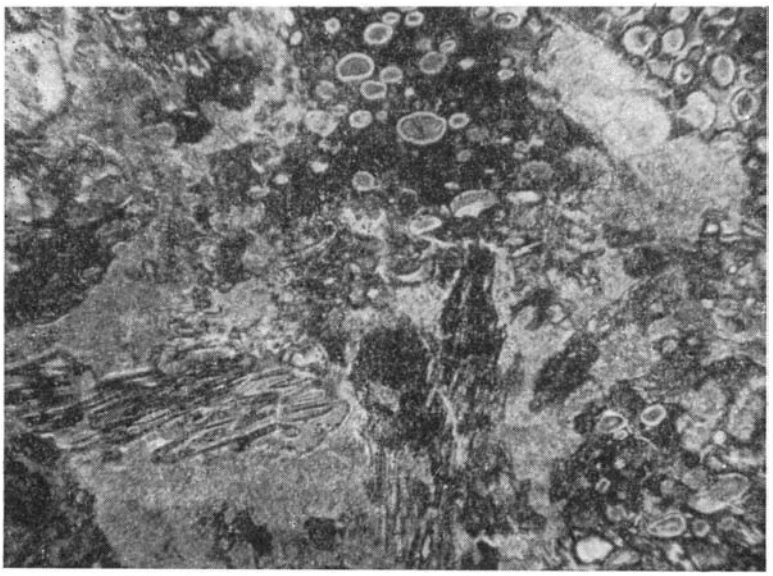
Ювенильные, резургентные и случайные компоненты, слагающие толщи вулканокластических пород, присутствуют в самых различных пропорциях, что зависит от положения их по отношению к центрам извержения.

В последнее время все исследователи пришли к единому мнению о том, что вулканогенно-осадочная свита мтавари образовалась в результате интенсивной вулканической деятельности в условиях сравнительно неглубокого моря. Возможно, что отдельные вулканические постройки поднимались выше уровня моря, о чем свидетельствуют находки обломков спекшихся туфов (фиг. 66), обнаруженные среди массивных агломератовых туфовых накоплений.

Среди вулканокластических пород в соответствии с преобладанием определенной гранулометрической фракции выделяются характерные типы туфов: грубые агломератовые, агломератовые, грубозернистые, крупно-, средне-, мелко- и тонкозернистые.

Грубые агломератовые туфы представляют собой зеленоватые или буро-малиновые несортированные массивные обломочные породы (фиг. 67). Они состоят из угловатых обломков размером от долей миллиметра до 40—70 *см*. Состав обломков довольно разнообразный. Среди них встречаются плотные и миндалекаменные разности щелочных

базальтоидов, спекшиеся шлаковые туфы, известняки. Преобладают обломки миндалекаменных эффузивных пород. В небольшом количестве, но постоянно присутствуют мелкие (от долей миллиметра до 3—5 *мм*) пирокластические обломки зеленого пористого вулканического стекла (шлака). Цементом служит чаще всего кальцит, реже хлорит, фосфат, анальцим, гидроокислы железа. Количество цемента, как правило, невелико.



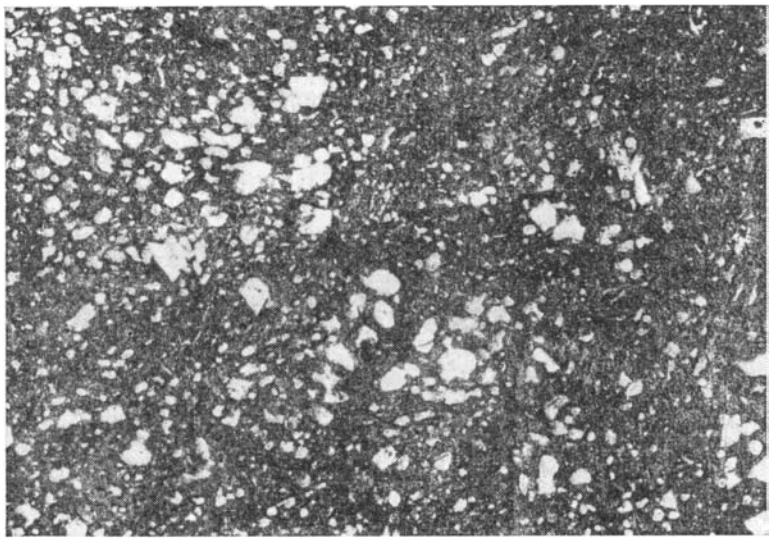
Фиг. 65. Шлаковый туф. Отчетливо видна причудливая форма ювениальных обломков, их пористое строение. Цемент кальцитовый. Свита мтавари, Западная Грузия. Шлиф, увел. 45, николь один

Агломератовые туфы — зеленые или буро-малиновые, плохо сортированные обломочные породы. Они состоят в основном из угловатых неокатанных обломков размером 10—13 *см*. Состав обломков такой же, как в грубых агломератовых туфах, но здесь в большем количестве присутствуют зеленые шлаковые обломки размером до 3—5 *мм*. Цемент представлен кальцитом, хлоритом, анальцимом, гидроокислами железа. Структура цементации относится к типу выполнения пор.

Грубозернистые туфы — наиболее распространенная разновидность вулканокластических пород свиты. Среди них встречаются литокластические и кристалло-литокластические разности. Состав литокластов тот же, что и в агломератовых туфах; форма обломков обычно угловатая, иногда обломки оплавлены и имеют округлую форму. Размер обломков изменяется от долей миллиметра до 10 *мм*, но преобладают обломки размером 3—5 *мм*.

Обломки кристаллов представлены в основном моноклинным пироксеном, реже плагиоклазом. Они имеют оскольчатую форму и достигают 1—3 *мм* в поперечнике.

Встречаются прослои, обогащенные шлаковыми фрагментами, но обычно шлаковые частицы отмечаются лишь как примесь к обломкам эффузивных пород и кристаллов. Цемент представлен теми же минералами, что и в агломератовых туфах, но здесь содержание его значительно обильнее. Преобладает базальная структура цементации, местами отмечается структура типа выполнения пор.



Фиг 66. Спекшийся туф (обломок). Свита мтавари, Западная Грузия. Шлиф, увел. 45, николь один

Крупнозернистые туфы состоят преимущественно из шлаковых обломков размером от долей миллиметра до 0,5—1,0 *мм*. Здесь же присутствуют редко рассеянные обломки эффузивных пород, причем они всегда несколько крупнее крупнозернистой фракции шлаковых фрагментов и достигают 2—4 *мм*. Обломочный материал довольно хорошо сортирован.

Обычно преобладает кальцитовый цемент, иногда очень обильный. Участками цемент образован анальцимом, фосфатом, хлоритом, цеолитом и гидроокислами железа (фиг. 68).

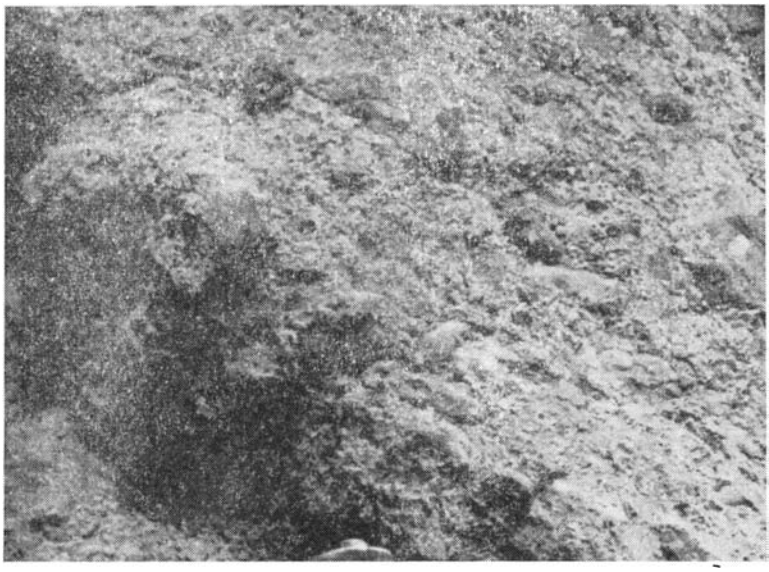
Средне- и мелкозернистые туфы являются в основном кристалло-витрокластическими или шлаковыми. Они зеленые или зеленовато-серые и состоят главным образом из обломков пористого вулканического стекла. Форма обломков угловатая, округлая (когда они оплавлены) или причудливо изогнутая, что свидетельствует об их пластичности в момент отложения. В небольшом количестве присутствуют остроугольные обломки интрателлурических кристаллов моноклинного пироксена и призматически удлиненные обломки плагиоклазов размером 0,2—0,4 *мм*.

Цементом служат кальцит, цеолиты, анальцим, гидроокислы железа, апатит. Как правило, цемент очень обилен.

Тонкозернистые туфы состоят из остроугольных обломков зеленого мелкопористого вулканического стекла.

Цемент в основном кальцитовый, реже он представлен анальцимом и гидроокислами железа. Количество цемента довольно скудное, причем он образует структуру цементации типа выполнения пор. Состав и структурные особенности резургентных, или акцессорных, обломков соответствуют описанным выше эффузивным и субвулканическим породам. Более подробного описания требуют ювенильные, или пирокластические, обломки.

По внешнему виду это зеленые или зеленовато-серые, зеленовато-желтые сильно пористые обломки (шлаки) размером от долей миллиметра до 3—5 *мм*, очень редко крупнее (до 10 *мм*). Обломки обычно имеют причудливую сложную форму. Мелкие фрагменты (<1 *мм*), как правило, остроугольны, тогда как среди более крупных наблюдаются



Фиг. 67. Грубый агломератовый туф. Обнажение в районе сел. Годогани. Фото М. Н. Ильинской

изогнутые обломки со сферическими или раковинными углублениями и шиповидными выступами. Форма обломков свидетельствует о выбросе их в пластичном, раскаленном состоянии.

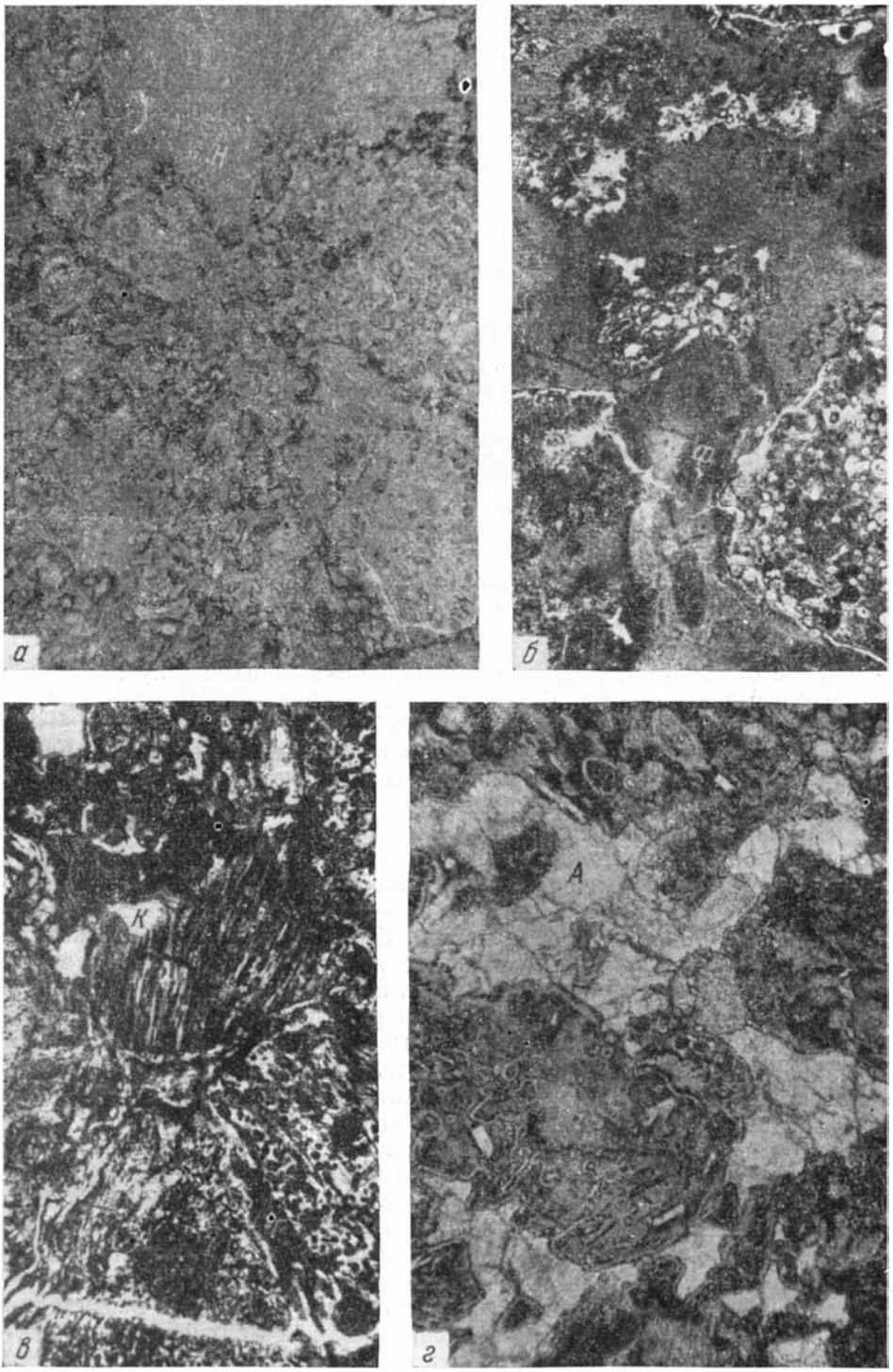
Шлаковые обломки густо насыщены порами и миндалинками размером от 0,02 до 0,2—0,4 *мм*. Последние часто имеют округлые или овально-округлые очертания в сечении, но можно наблюдать сплющенные, вытянутые или изогнутые миндалины. Такая их форма, так же как и форма самих обломков, получилась в результате деформации шлаковых фрагментов при извержении и при отложении их еще в пластичном состоянии.

Шлаковые обломки первоначально были представлены вулканическим стеклом, по-видимому, сидеромеланом. В некоторых обломках, кроме многочисленных пор и миндалин, присутствуют редко рассеянные темноцветные минералы, лейсты и микролиты плагиоклазов, но, как правило, шлаковые фрагменты лишены кристаллических выделений (фиг. 69). Те немногочисленные интрателлурические кристаллы моноклинных пироксенов и плагиоклазов, которые существовали в силикатном расплаве к моменту извержения, попадали в туфовые толщи в виде остроугольных обломков, иногда с реликтами стекловатой оболочки.

Шлаковые обломки в процессе автометаморфизма и последующего преобразования полностью изменены. Мезостазис девитрифицирован, причем процессы окристаллизации прошли очень неравномерно. Центральные участки обломков часто сохраняют вид аморфных, почти изотропных образований палагонитового облика. В краевых частях обломков, а также в околопоровых и околотрещинных участках развивается серия вторичных глинистых минералов, таких, как монтмориллонит, галлуазит, гидрослюды, а также хлориты.

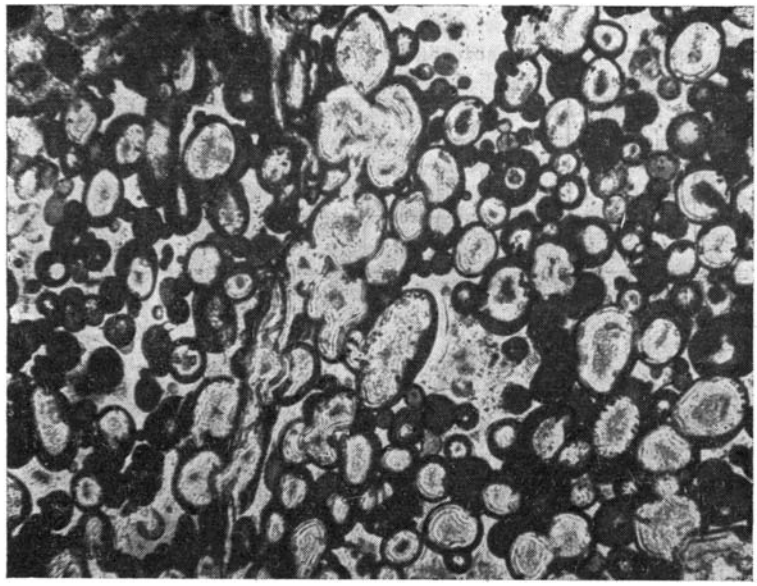
Для определения химического состава шлаковых обломков с помощью электромагнитного изодинамического сепаратора были отобраны наиболее свежие, крепкие обломки (табл. 36).

Полученные данные довольно сильно отличаются от данных химического анализа эффузивных и субвулканических пород (см. табл. 35).



Фиг. 68. Различные составы цемента шлаковых туфов:

а — цеолитовый (*H*); *б* — фосфатный (*Ф*), *в* — гематитовый кальцитовый (*K*), *г* — анальцимовый (*A*). Свита мтавари, Западная Грузия. Шлифы, увел. 45, николь один



Фиг. 69. Шлаковый туф (обломок), состоящий из хлоритизированного вулканического стекла с миндалинами, выполненными гематитом, хлоритом, цеолитом. Свита мтавари, Западная Грузия. Шлиф, увел. 70, николь один

Для шлаковых обломков характерны значительно более низкие содержания SiO_2, Na_2O и K_2O. Содержания Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO и CaO очень близки. TiO_2, MgO, P_2O_5 присутствуют здесь в несколько большем количестве, а содержание MnO и H_2O значительно выше, чем в эффузивных и субвулканических породах. Состав шлака ближе всего соответствует палагониту. Для сравнения в табл. 36 приведены анализы палагонита из различных районов.

Таблица 36

Сравнительный химический состав шлаковых обломков и палагонитов (в %)

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	C
1	35,36	3,73	12,62	8,18	5,16	6,60	11,01	2,03	0,30	1,93	0,68	7,46	3,13	0,55	0,52
2	38,72	0,30	6,04	23,74	4,74	3,31	4,00	0,56	—	—	—	13,08	6,19	—	—
3	33,20	2,80	9,60	13,30	1,60	8,00	2,30	0,30	—	0,30	0,40	7,60	20,60	—	—

1 — шлаковые обломки из мелкозернистого кристалло-витрокластического туфа, сел. Гвиштиби (анализ выполнен в Химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР); 2 — палагонит из миндалекаменного диабаза, р. Алымжах (Ляхович, 1957); 3 — палагонит из Исландии (Ляхович, 1957).

По данным рентгенометрического анализа, в шлаковых обломках отмечается присутствие пакетов смешанно-слойной структуры, образованных беспорядочным переслаиванием хлоритовых и монтмориллонитовых слоев триоктаэдрического типа (табл. 37, обр. 211).

По оптическим данным, среди хлоритов различаются железисто-магнезиальные разности типа делессита ($Ng—Np=0{,}010\pm0{,}005$) и почти изотропные или с аномальными цветами интерференции магнезиальные хлориты — пеннины. Преобладают железистые хлориты или лептохлориты,

Таблица 37

Данные рентгеноструктурного анализа шлаковых обломков мелкозернистого кристалло-витрокластического туфа

Ориентированный насыщенный глицерином				Ориентированный прокаленный				Ориентированный насыщенный глицерином				Ориентированный прокаленный			
1		2		1		2		1		2		1		2	
I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$	I	$\frac{d\alpha}{n}$
10	15,9	10	17,6	—	—	—	—	2	3,33	5	1,22	6	3,24	—	—
—	—	2р	8,9	10	12,8	6	9,7	5	3,24	—	—	5	2,99	—	—
1	7,3	8	4,46	—	—	10	4,48	5	3,00	—	—	2	2,90	—	—
1	5,6	1	4,16	1	4,9	—	—	2	2,90	—	—	2	2,77	—	—
1	4,9	9	3,47	—	—	8	3,47	1	2,78	—	—	10	2,58	—	—
6	4,58	1	3,33	6	4,58	—	—	10	2,58	—	—	4	2,42	—	—
2	4,22	1	3,04	5	3,76	6р	2,57	5	2,44	—	—	—	—	—	—
5	3,76	7	2,53	—	—	—	—	2	2,40	—	—	4	2,27	—	—
4	3,58	3	2,35	1	3,48	3	1,880	5	2,27	—	—	—	—	—	—
2	3,47	3	1,877	2	3,33	6	1,519	3	2,169	—	—	—	—	—	—

1 — обр. 211, сел. Гвиштиби, Западная Грузия; 2 — обр. 125, сел. Годогани, Западная Грузия.

Анализ выполнен в Лаборатории минералогии осадочных пород Геологического института АН СССР.

для которых химический анализ форм железа показал, что почти все оно (окисное и закисное) находится в легкорастворимой форме. Из 8,10% валового содержания железа 7,63% легко переходит в раствор слабой солянокислой вытяжки.

Электронномикроскопическое изучение коллоидной фракции, полученной из шлаковых обломков, показало присутствие удлиненных тонких, иногда шестоватых на концах чешуек галлуазита, изометрических широких пластин монтмориллонита и мелких листочков гидрослюды, исчезающе малой толщины, почти прозрачных.

Поры и миндалины выполнены хлоритами, цеолитами, анальцимом, гематитом, кальцитом. Иногда это мономинеральные образования, но чаще миндалины имеют зональное строение, причем периферия всегда сложена зеленым хлоритом, а ядро — гематитом, кальцитом или анальцимом.

Представителями осадочно-вулканокластических пород свиты мтавари являются зеленовато-серые мелко- и тонкозернистые известковистые туффиты. Они, как правило, тонкоплитчатые и имеют мергелеподобный внешний облик. Туффиты состоят из смеси вулканокластического и карбонатного материала. Пепловые фрагменты представлены мелкими (0,05—0,1 *мм*) остроугольно-оскольчатыми обломками зеленого или зеленовато-бурого девитрифицированного вулканического стекла, часто обладающего шлаковой структурой. Осадочный материал состоит в основном из известкового органогенного водорослевого детрита, лишь участками можно наблюдать пелитоморфный кальцит. Таким образом, карбонат кальция (химического и органического происхождения) является единственным осадочным компонентом, примешанным к вулканокластическому материалу, и поэтому туффиты были названы известковистыми.

Обычно прослои известковистых туффитов обладают небольшой мощностью (0,2—0,5 *м*), часто имеют линзовидную форму и прослеживаются примерно на 10—15 *м* по простиранию, залегая среди туфовых

и известняковых толщ. Наиболее характерной особенностью этих туффитов является их приуроченность к отдаленным от вулканических центров участкам, где на довольно коротких расстояниях прослеживается фациальная смена вулканических пород известняками.

Осадочные породы мы выделяем в меньшем объеме. Предыдущими исследователями к осадочным образованиям относились все обломочные горные породы свиты мтавари (Дзоценидзе, 1948). Сюда входили кластолиты (по терминологии Г. С. Дзоценидзе) — от крупнозернистых песчаников до мелкообломочных конгломератов. Вся эта группа кластолитов была уже описана выше под названием вулканокластических и осадочно-вулканокластических пород, а к собственно осадочным породам отнесены лишь известняки.

Известняки светлые тонко- и толстослоистые, изредка с примесью единичных кристаллов доломита. Обычно известняки переполнены водорослево-раковинным детритом; различаются раковины иноцерамов, кораллы, мшанки, криноидеи, литотамнии и др. Иногда в известняках наблюдается значительная примесь пеплового материала в виде рассеянных зеленых шлаковых частичек (0,05—0,1 *мм*) или отдельных сильно измененных буро-коричневых обломков миндалекаменных эффузивов.

Накопление известняков происходило как вдали от активных очагов, так и вблизи них, но в последнем случае только в моменты относительного затишья вулканической деятельности. О последнем свидетельствует присутствие известняковых прослоев, а также отдельных экзотических глыб непосредственно у предполагаемых очагов. Возможно, что эти глыбы являются остатками разрушенных эксплозиями рифов. На участках, отдаленных от вулканических центров, органогенные известняки на коротких расстояниях полностью замещают вулканические породы.

Поствулканические изменения пород

Процессы вторичного поствулканического минералообразования щелочных базальтоидов и их туфов разнообразны и распространены в свите мтавари довольно широко. Они протекали в большом интервале температур, от высоких до низких. О характере минерализации на различных этапах изменения можно судить по составу псевдоморфоз; по минералам, выполняющим миндалины и присутствующим в интерстициях мезостазиса эффузивных пород; по заполнению прожилков, участков и пор между фрагментами в вулканокластических породах, а также по характеру изменения стекла пирокластических обломков.

В вулканических породах свиты широко развиты вторичные поствулканические преобразования: хлоритизация, цеолитизация, анальцимизация, палагонитизация, гематитизация, карбонатизация и некоторые другие. Кроме того, локально наблюдается серпентинизация, флогопитизация и фосфатизация.

Палагонитизация относится к наиболее ранним преобразованиям. Палагонит образуется по вулканическому стеклу (очевидно, по сидеромелану) шлаковых ювенильных обломков сразу же после поступления их в морскую воду, вероятно, в результате гидратации сидеромелана. Палагонит является чрезвычайно малостойким образованием, поскольку по нему развивается целая серия более поздних вторичных минералов, таких, как хлориты, цеолиты, анальцим, гематит и др.

Палагонит представляет собой аморфную или участками слабо двупреломляющую прозрачную массу зеленого или зеленовато-желтого цвета с непостоянным показателем преломления, изменяющимся в широких пределах — от 1,537 до 1,600. Он довольно хорошо сохраняется в цент-

ральных частях отдельных шлаковых обломков, «запакованных» в кальцитовый или анальцимовый цемент.

Хлоритизация — наиболее характерный и широко развитый вторичный процесс. Хлориты развиваются по мезостазису эффузивных пород, в миндалинах, в псевдоморфозах по оливину, по лабрадору, при окристаллизации вулканического стекла шлаковых обломков. Они представляют собой тонкоагрегатные, пластинчато-волокнистые или микросферолитовые скопления светло-зеленого пеннина и оливково-зеленого делессита.

Минералы цеолитовой группы, так же как и хлориты, представляют собой очень характерные продукты поствулканической деятельности. В основном развиваются натрийсодержащие разности — натролит и томсонит. Обычно они наблюдаются в тесном срастании с зелеными хлоритами и очень часто имеют слегка буроватый цвет, обусловленный примесью гидроокислов железа. Судя по структурным соотношениям хлоритов и цеолитов, они выделялись примерно одновременно, а иногда цеолиты являются, возможно, несколько более поздними образованиями.

Гематитизация наиболее интенсивно развивается после хлоритизации и цеолитизации. Гематит образует каемки в миндалинах наряду с другими вторичными минералами, часто он как бы пропитывает основную массу породы, так что она становится почти непрозрачной в проходящем свете.

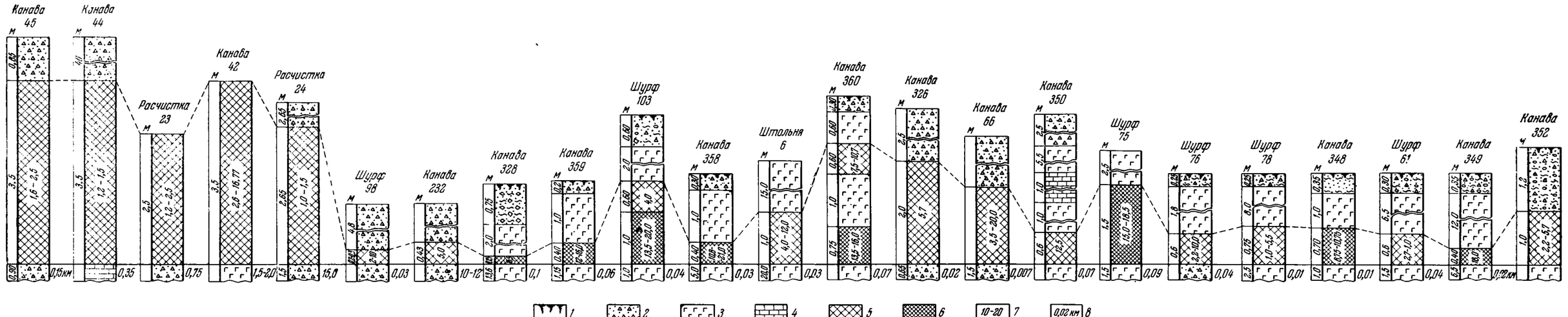
Анальцимизация проявилась в широком температурном интервале в вулканических породах свиты. Анальцим встречается в жильных, эффузивных и туфовых породах. В тешенитах и других субвулканических породах и жилах он представляет собой высокотемпературную разность. Здесь анальцим кристаллизуется из магматического расплава в самую последнюю очередь, заполняя мелкие интерстиции между главными породообразующими минералами. В оливин-анальцимовом базальте анальцим также, по-видимому, кристаллизуется из силикатного расплава, но возможно, что его образование происходило по вулканическому стеклу в интерстициях под влиянием газово-гидротермальных компонентов непосредственно вслед за кристаллизацией расплава. Кроме того, в миндалекаменных разностях эффузивных пород анальцим нередко полностью или частично заполняет миндалины. В вулканокластических породах анальцим слагает цемент в шлаковых туфах и заполняет многочисленные поры и миндалины шлаковых обломков.

Карбонатизация идет наряду с такими типичными поствулканическими процессами, как хлоритизация, цеолитизация, анальцимизация, так что отделить процесс карбонатизации от общего хода вторичных изменений невозможно.

По времени образования среди вторичных минералов кальцит занимает одно из последних мест — он выделяется позже хлоритов, цеолитов, гематита и примерно одновременно с низкотемпературным анальцимом, так как иногда внутри агрегатов кальцитовых кристаллов встречаются отдельные небольшие включения (0,5—0,1 *мм*) радиально-лучистого изотропного анальцима.

Фосфорная минерализация описывается наиболее подробно в связи с особенностями генезиса фосфоритов. Фосфориты свиты мтавари впервые были обнаружены Г. С. Дзоценидзе (1941, 1954). При их описании Г. С. Дзоценидзе отметил, что они представляют собой плотную белую массу коллофанита, тонкие прожилки и неправильные скопления которого образуют быстро выклинивающиеся линзочки толщиной 5—7 *см*.

С 1951 г. поиски и разведка фосфоритовых месторождений в Грузии были начаты сотрудниками Государственного научно-исследовательского института горно-химического сырья (ГИГХС) под руководством О. В. Нарчемашвили. При проведении поисковоразведочных работ на



Фиг. 70. Схема сопоставления разрезов годоганского фосфоритоносного горизонта свиты мтавари (по О. В. Нарчемашвили)

1 — почвенный слой; *2* — вулканокластические породы; *3* — щелочные базальтоиды; *4* — известняки; *5* — низкосортные фосфориты ($P_2O_5 < 10\%$); *6* — высокосортные фосфориты ($P_2O_5 > 10\%$); *7* — процентное содержание P_2O_5; *8* — расстояния между горными выработками

фосфориты этой группой исследователей были составлены детальные разрезы с послойным опробованием пород на содержание P_2O_5. В результате были выявлены два фосфоритоносных горизонта — годоганский и цхункурский. На фиг. 70 приведены колонки, составленные О. В. Нарчемашвили по горным выработкам для годоганского фосфоритоносного горизонта и любезно предоставленные нам автором. Сравнивая эти колонки, можно видеть, что содержание P_2O_5 и мощности фосфоритоносных прослоев подвержены резким колебаниям. Фосфорная минерализация приурочена только к туфам и эффузивам, при этом наиболее высокие содержания P_2O_5 наблюдаются в прослоях, приуроченных к оливин-анальцимовому базальту. В отдельных случаях содержание P_2O_5 достигает 21% (см. фиг. 70, канава 358), но в среднем оно изменяется от 7,8 до 13,0%. В туфах содержание P_2O_5 редко достигает 20% (см. фиг. 70, канава 66) при среднем содержании от 2,5 до 6%.

В эффузивных породах фосфорная минерализация приурочена исключительно к сильно измененным осветленным и оглиненным зонам оливин-анальцимовых базальтов и трахибазальтов. Фосфориты представляют собой плотные, крепкие, белые или светло-желтые фарфоровидные образования (фиг. 71). При исследовании в шлифах видно, что основным породообразующим минералом является апатит, который метасоматически замещает эффузивную породу. Самым ранним проявлением фосфатизации нужно считать мелкие единичные иголочки апатита в хлорит-серпентиновых псевдоморфозах по оливину в пикрит-базальтах (фиг. 72). Далее можно наблюдать участки неполного замещения эффузивной породы, где фосфат кальция образует отдельные тонкие прожилки или сферолитовые и беспорядочные скопления по основной массе эффузивной породы, которая оказывается как бы пропитанной скоплениями мелкоигольчатого апатита (фиг. 73). И, наконец, при полном глубоком метасоматозе от первичной породы ничего не сохраняется, кроме отдельных незначительных реликтов. В апатитовой массе при большом увеличении удается наблюдать включения очень мелких ромбических кристаллов санидина ($Ng' = 1{,}525$; $Np' = 1{,}519$) и биотита (?) или биотитоподобного минерала. Содержание K_2O в такой породе достигает 3,29%. Кроме того, апатиты содержат то или иное количество гидроокислов железа.

В вулканокластических породах, в шлаковых и агломератовых туфах, фосфорная минерализация сосредотсчена в цементе. Участки пород с фосфатным цементом представляют собой отдельные небольшие линзы и прожилки длиной от 20—30 *см* до 2—5 *м*. Никогда фосфорит в туфах не образует четко выраженного горизонта, который может быть прослежен на значительной площади. Это всегда отдельные, разобщенные участки, встречающиеся на разных стратиграфических уровнях.

По внешнему виду цементирующий фосфорит землистый или мелоподобный, желтовато- или красновато-бурого цвета. В шлифах под микроскопом видно, что его породообразующим минералом является апатит, имеющий скрытокристаллическое, а иногда и колломорфное строение (фиг. 74). В проходящем свете он кажется почти изотропным. В мелких трещинках и по стенкам пустот развиваются тонкие игольчатые кристаллики апатита (фиг. 75). Цвет фосфорита обусловлен присутствием тонкорассеянной примеси гидроокислов железа. Фосфорная минерализация в туфах и агломератах имеет отчетливый локальный метасоматичный характер. В зависимости от интенсивности и полноты процесса прослеживаются участки вулканокластических пород с очень незначительной минерализацией и участки полного замещения. Фосфорит выделяется в цементе позднее других вторичных минералов, таких, как хлорит, цеолиты, анальцим. Особенно отчетливо процесс замещения обломков наблюдается в мелкозернистых шлаковых туфах (фиг. 76).

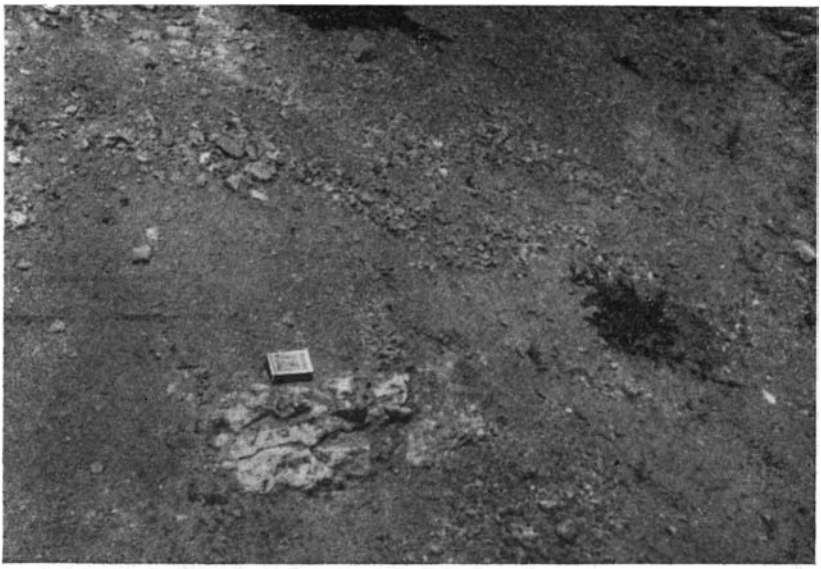
Таблица 38

Химический состав фосфоритов свиты мтавари (в %)

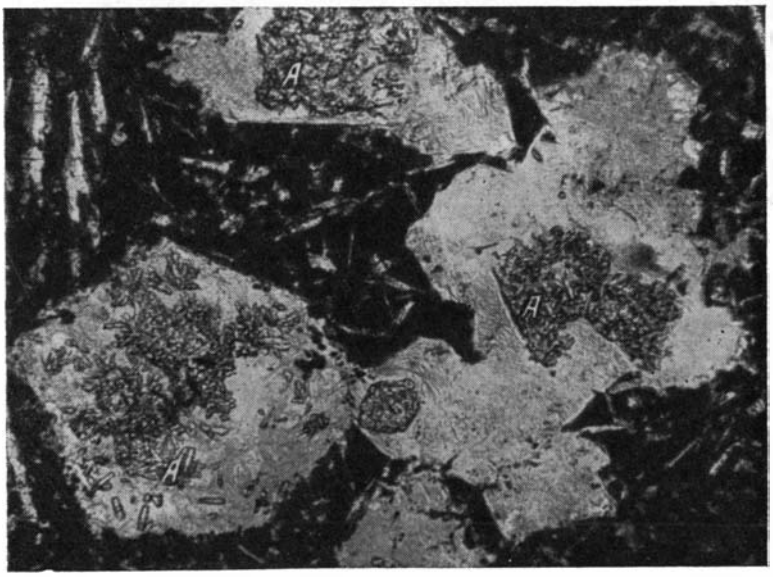
№ образца	P_2O_5	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	C	F	$F:P_2O_5$	Первоисточник
1	31,46	8,86	Нет	1,48	1,48	Нет	47,33	Нет	0,23	0,26	0,36	Нет	1,30	4,48	0,11	2,93	0,093	Ильинская, 1964
2	33,60	8,66	»	2,00	2,09	0,07	47,37	»	Нет	0,24	0,55	»	1,38	2,46	0,08	3,28	0,097	То же
3	25,17	15,20	»	6,65	11,44	Нет	32,36	0,01	0,95	0,20	1,81	2,36	2,36	1,60	0,08	0,87	0,034	»
4	18,15	32,36	»	9,12	6,95	0,21	24,50	Нет	0,21	0,24	4,26	Нет	2,81	0,64	0,03	1,68	0,095	»
5*	34,51	2,08	0,08	1,19	0,84	0,06	52,04	»	Нет	0,41	0,16	1,48	0,84	4,26	0,10	3,44	0,099	Публикуется впервые
6**	30,01	12,98	Нет	3,65	0,62	0,15	41,31	0,38	»	0,31	3,29	1,28	0,55	3,44	0,08	2,80	0,081	» »
7	36,16	—	—	1,21	1,28	—	56,33	—	—	—	—	1,06		3,2	—	Не опр.	—	Дзоценидзе, 1954
8	16,86	26,90	—	10,23	6,46	0,38	21,98	1,45	—	0,38	3,69	—	—	0,36	—	1,51	0,089	Нарчемашвили, 1958
9	29,12	11,70	—	4,52	4,85	1,19	40,60	0,73	—	0,15	2,16	—	—	1,29	—	2,47	0,084	То же
10	32,2	7,88	—	4,09	3,60	—	42,37	0,57	—	—	—	—	—	0,56	—	2,60	0,080	»

* Землистый фосфорит. Район сел. Годогани.
** Фарфоровидный фосфорит. Гора Кинис-Цвери.

Анализы выполнены в Химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР.



Фиг. 71. Гнездо фарфоровидного фосфорита в сильно измененном оливин-анальцимовом базальте. Обнаружение в районе сел. Годогани. Фото М. Н. Ильинской



Фиг. 72. Кристаллы апатита (*A*), образовавшиеся в результате автометасоматоза в хлорит-серпентиновых псевдоморфозах по оливину в пикрит-базальте. Свита мтавари, Западная Грузия. Шлиф, увел. 140, николь один

Фосфатное вещество из скоплений, приуроченных к эффузивным и туфовым породам, было исследовано химически, рентгенографически и с помощью электронного микроскопа.

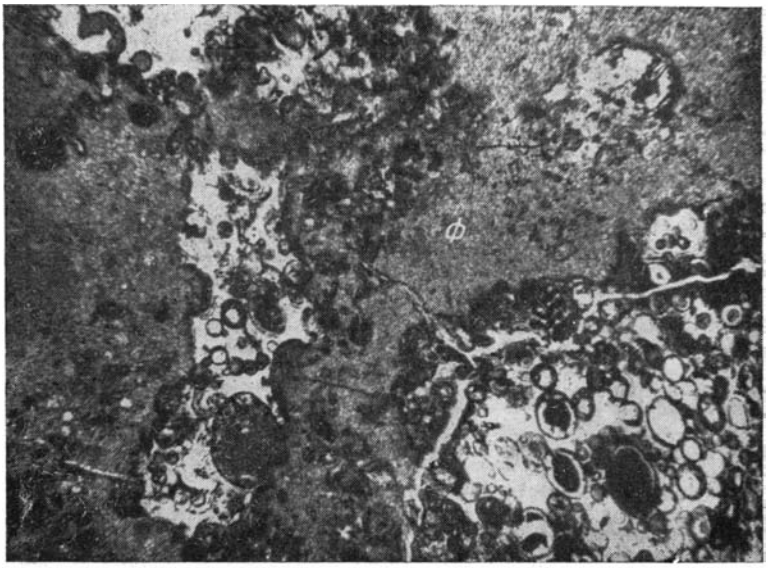
О химическом составе фосфоритов и сильно фосфатизованных пород дает представление табл. 38. По отношению $F : P_2O_5$ можно заключить, что основным породообразующим минералом фосфоритов является фторапатит. В образцах высококачественных фосфоритов, где содержание P_2O_5 составляет 30—35%, как правило, очень мало посторонних примесей. Исключением является несколько повышенное содержание Fe_2O_3 и K_2O для некоторых образцов. Примесь окисленного железа, как уже отмечалось, обусловливает окраску фосфоритов. Особенно часто окрашенные фосфориты встречаются в толщах туфовых пород. Повышенное содержание калия, как было отмечено, связано с присутствием в апатитовой массе кристаллов санидина и чешуек биотитовидного минерала.

Фиг. 73. Мелкоигольчатый апатит (*А*), образующий скопления в виде прожилков и сферолитовых образований при автометасоматозе по эффузивной породе. Свита мтавари, Западная Грузия. Шлиф, увел. 160, николь один

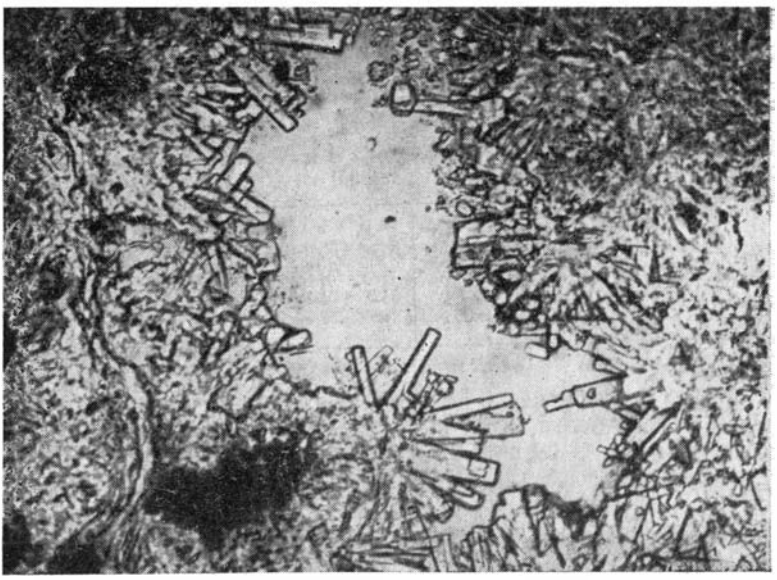
Рентгеноструктурный анализ некоторых образцов фосфоритов выявил довольно характерную зависимость размеров элементарной ячейки апатитов «*а*» от содержания в нем CO_2 (табл. 39). Сравнивая полученные данные с размерами элементарной ячейки минералов группы апатита различных месторождений (табл. 40), можно уверенно сделать вывод о том, что CO_2 — это не механическая, а изоморфная примесь в кристаллической решетке апатита. Как видно из табл. 38, содержание CO_2 поднимается до 4,48%.

Исследования фарфоровидного и землистого фосфорита под электронным микроскопом показали, что кристаллы фторапатита имеют удлиненную форму с шестовато-зазубренными окончаниями.

Рассмотренные выше минеральные преобразования и новообразования можно свести к двум основным процессам — к автометаморфизму и автометасоматозу. При этом необходимо подчеркнуть, что оба процесса

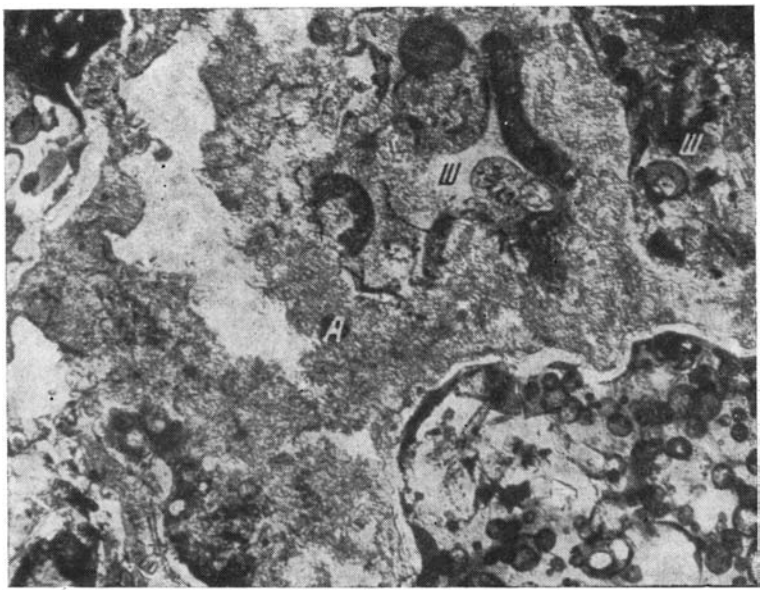


Фиг. 74. Скрытокристаллический фосфорит *(Ф)*, цементирующий шлаковый туф. Свита мтавари, Западная Грузия. Шлиф, увел. 45, николь один



Фиг. 75. Кристаллы апатита, заполняющие мелкие трещины и пустоты. Свита мтавари, Западная Грузия. Шлиф, увел. 300, николь один

идут приблизительно параллельно, взаимообусловливают друг друга и обычно приурочены к зонам повышенной проницаемости, т. е. к брекчированным участкам эффузивных пород и к туфовым толщам.



Фиг. 76. Мелкозернистый шлаковый туф. Мелкоигольчатый апатит *(А)* метасоматически замещает шлаковые обломки *(Ш)*. Свита мтавари, Западная Грузия. Шлиф, увел. 160, николь один

Таблица 39

Результаты рентгеноструктурного, химического и иммерсионного анализов фосфоритов свиты мтавари

Месторождения фосфоритов и апатитов	Параметры кристаллической ячейки фосфатного вещества, Å			Средний показатель преломления	Химический состав, %			
	a	*c*	*c/a*		CO_2	P_2O_5	CaO	F
Годоганское (обр. 517)	9,31	6,88	0,739	1,630	2,46	33,6	47,37	3,28
Годоганское (обр. 46)	9,31	6,88	0,739	1,616—1,619	4,48	31,46	47,33	2,93
Гора Кинис-Цвери (обр. 606)	9,32	6,88	0,738	1,615—1,621	3,44	30,01	41,31	2,80

Рентгеноструктурные анализы выполнены в Лаборатории минералогии осадочных пород, химические — в Химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР.

Фосфатизация приурочена к наиболее поздней стадии поствулканических изменений. Судить об этом можно, например, по тому, что псевдоморфозы серпентина по оливину, иногда с небольшим количеством хлорита, образуются в эффузивных породах, совершенно незатронутых вторичными изменениями. Фосфатизация же развивается только в сильно измененных зонах вулканических пород, где уже до ее проявления образовалась серия вторичных поствулканических минералов, таких, как

хлориты, цеолиты, палагонит, анальцим, гематит, серпентин, флогопит. Апатит развивается путем частичного или полного метасоматического замещения всех перечисленных минералов. Особо следует отметить, что нигде не удалось наблюдать структурных соотношений апатита и кальцита. Возможно, что для построения апатитовой молекулы частично используется тот кальций, который освобождался в результате цеолитизации и анальцимизации лабрадора, а также в процессе других вторичных изменений, связанных с выносом его из моноклинного пироксена, тогда как фосфор, фтор и углекислый газ поступали в составе газово-гидротермальных компонентов из вулканического очага.

Таблица 40

Результаты рентгеноструктурного, химического и иммерсионного анализов фосфоритов (Масленников, 1956)

Месторождения фосфоритов и апатитов	Параметры кристаллической ячейки фосфатного вещества, Å				Средний показатель преломления	Химический состав, %			
	a	*c*	*c/a*	*V*		CO_2	P_2O_5	CaO	F
Хибинское (фторапатит)	9,36	6,88	0,735	523	1,631	0,00	42,0	55,5	3,60
Ангаро-Илимское	9,36	6,88	0,735	523	1,617—1,620	1,70	36,71	51,77	3,00
Маарду	9,35	6,88	0,736	521	1,600—1,622	1,80	36,07	50,95	2,79
Закавказское	9,35	6,88	0,736	521	1,619	1,10	34,69	46,75	2,55
Катангское	9,34	6,87	0,736	519	1,619	1,63	36,59	51,32	3,04
Ак-Сай	9,33	6,87	0,736	518	1,616	1,76	38,28	53,45	3,20
Ленинградское . . .	9,32	6,88	0,738	517	1,615	3,45	36,13	51,66	2,23
Щигровское (фосфатизированная древесина)	9,31	6,88	0,739	516	1,610	4,10	33,54	53,13	4,32
Сожское (фосфатизированная древесина)	9,31	6,88	0,739	516	1,609	4,09	32,96	54,07	4,18
Щигровское	9,31	6,88	0,739	516	1,603	6,62	30,30	48,34	2,70
Полпинское	9,30	6,88	0,740	515	1,599	6,86	31,77	50,00	3,12

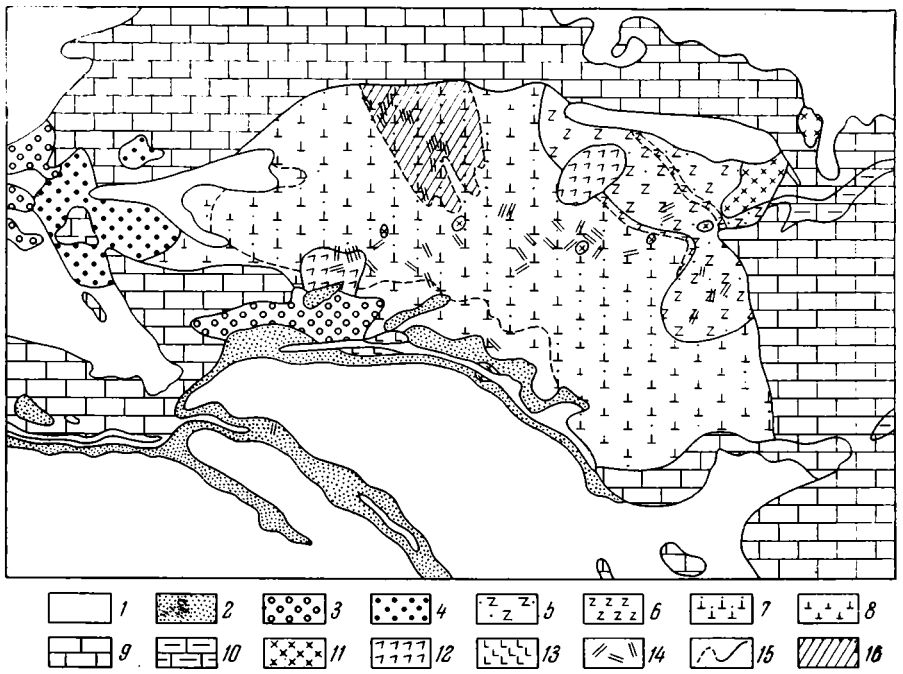
Даубабинская свита (Таласский Алатау) и ее фосфорная минерализация

Характеристика свиты

Даубабинская свита, относящаяся к нижней перми, сложена эффузивными, вулканокластическими и субвулканическими породами. Она обнажена в северо-западных отрогах Таласского Алатау. Свита приурочена к северной половине Арысь-Угамского синклинория, к так называемой Машатской впадине, наложенной на Даубабинскую брахисинклиналь. В схеме тектонического строения Тянь-Шаня область распространения свиты принадлежит к северо-западной части Срединного Тянь-Шаня или к краевой части Чаткало-Нарынской зоны согласно схеме структурно-фациальных зон Тянь-Шаня, по В. А. Николаеву (1930).

Прогнутая часть Машатской впадины в основном сложена мощной толщей (4000 *м*) карбонатных пород нижнего карбона, подстилающих вулканическую даубабинскую свиту.

Однородный характер карбонатной толщи и отсутствие спилито-кремнистых формаций дает возможность считать, что Срединный Тянь-Шань в это время представлял собой миогеосинклиналь в отличие от эвгеосинклинального Южного Тянь-Шаня (Молчанова, 1966).



Фиг. 77. Схематическая геологическая карта района Машатской впадины, по М. И. Арсовскому, Н. С. Видякину и Т. В. Молчановой (Молчанова, 1966)

1 — четвертичные отложения; *2* — четвертичные аллювиальные отложения; *3* — меловые отложения; *4* — юрские отложения; *5—8* — эффузивная толща даубабинской свиты: *5* — лавовые брекчии эпилейцитовых тефритовых порфиров, *6* — прослои эпилейцититов, *7* — мелкообломочные лавовые брекчии тефрито-базальтовых порфиритов, *8* — тефрито-базальтовые порфириты; *9* — карбоновые отложения; *10* — девонские отложения; *11* — андезито-трахиты (латиты); *12* — лейцитовые тефритовые порфириты; *13* — шонкинит-порфириты; *14* — дайки андезито-трахитов, лейцитовых нефелинитов, эссекситов и мончикитов; *15* — горизонты внутри толщи порфиритов; *16* — зона пропилитизации эффузивов

На основании геологических данных устанавливается, что эффузивные и пирокластические породы Машатской впадины могли отлагаться в период от среднего карбона до триаса включительно. По определениям абсолютного возраста, сделанным калий-аргоновым методом по биотиту, взятому из эффузивов, были получены цифры абсолютного возраста в пределах от 283 до 252 млн. лет (Абдрахманов и др., 1961; Сатпаев и др., 1963). На этом основании перечисленные исследователи относят вулканические толщи к нижней перми.

Вулканические породы, слагающие даубабинскую свиту, имеют очень ограниченное распространение. В широтном направлении их обнажения прослеживаются примерно на 10—12 *км*, от пос. Кильты-Машат до дер. Сеславино, а в меридиональном — приблизительно на 6 *км* от правого берега р. Даубабы до подножья гор Каракус (фиг. 77).

Эффузивно-гипабиссальный комплекс р. Даубабы изучался многими геологами. Все исследовательские работы были направлены главным образом на выяснение петрографического состава и строения слагающих пород, их генезиса и тектонического положения (Орлова, 1959; Молчанова, 1966; Фремд, 1963).

Согласно работам Г. М. Фремда, в бассейне р. Даубабы имеет место останец пермского щелочного стратовулкана (даубабинская свита). Вмещающая известково-сланцевая толща среднего — верхнего карбона образует крупную брахисинклинальную складку. Она представляет собой громадную чашу, в центральной части которой возвышается эроди-

рованный конус стратовулкана, а по периферии амфитеатром расположены высокие белые утесы каменноугольных известняков. Эффузивно-пирокластическая толща залегает несогласно на подстилающих известняках и сланцах.

Щелочные породы, слагающие стратовулкан, представлены эффузивными, экструзивными и вулканокластическими разностями. Кроме того, здесь же присутствуют многочисленные секущие дайки.

Упомянутые породы представляют собой продукт одного магматического очага. Процесс становления пермского вулкана был, по-видимому, длительным, и его можно представить следующим образом: в самом начале ранней перми на участке, где впоследствии образовался вулкан, существовали континентальные условия и довольно жесткий платформенный субстрат. Судя по мощности подстилающих карбонатных пород, которая, как уже упоминалось, достигает 4000 *м*, силикатный расплав образовался на большой глубине и имел очень высокую температуру, достаточную для того, чтобы расплавить и ассимилировать на глубине карбонатные породы. Он сохранил при этом теплоемкость, необходимую для поддержания жидко-подвижного состояния силикатного расплава. Лишь обладая подобными особенностями, расплав в конечном итоге достиг поверхности и образовал дифференцированную серию щелочных эффузивных пород; частично он застывал на относительно небольшой глубине в виде гипабиссальных интрузий и даек.

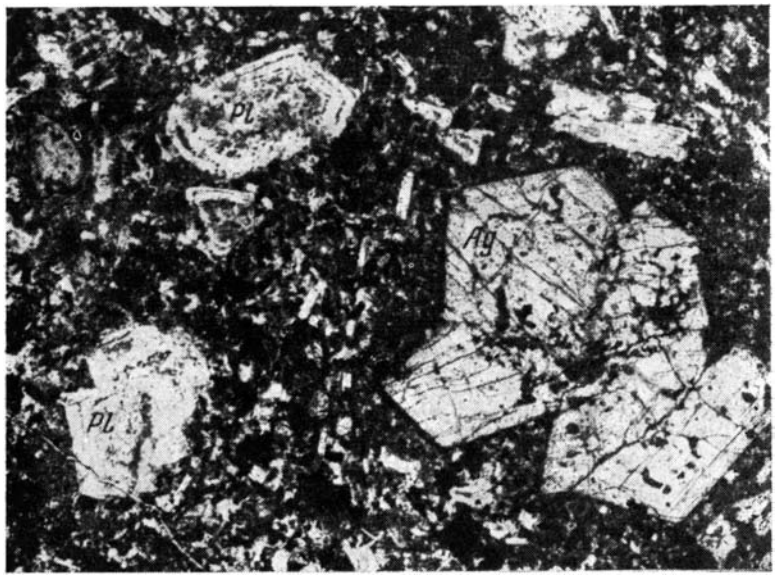
Все эффузивные породы даубабинской свиты, развитые в пределах пермского стратовулкана, относятся к щелочным базальтоидам. Среди них различаются тефритовые и эпилейцитовые базальтовые порфириты и эпилейцититы. Все они довольно тесно связаны между собой взаимопереходами и иногда различать их можно только при исследовании под микроскопом.

Тефритовые базальтовые порфириты представляют собой наиболее распространенную группу эффузивных пород. Они слагают нижние, т. е. самые древние участки стратовулкана. Мощность отдельных пластов этих порфиритов достигает 20—40 *м*. Потоки тефритовых базальтовых порфиритов чередуются с мощными толщами вулканокластических пород того же состава.

Тефритовые базальтовые порфириты имеют темно-серую или лилово-серую окраску и мелкокристаллическое строение. При изучении тефритовых базальтовых порфиритов в шлифах видно, что они имеют порфировую структуру, причем отчетливо различаются вкрапленники и мелкокристаллическая основная масса (фиг. 78). Среди вкрапленников были определены моноклинные пироксены, основные плагиоклазы, редко рассеянные мелкие и довольно сильно измененные оливины, чешуйки биотита, единичные опацитизированные роговые обманки.

Потоки эпилейцитовых базальтовых порфиритов, чередующиеся с вулканокластическими породами, залегают на склонах древнего стратовулкана стратиграфически и гипсометрически выше тефритовых базальтовых порфиритов и имеют значительно меньшие мощности (от 5—7 до 10—12 *м*), чем последние.

По внешнему виду они не отличаются от описанных тефритовых базальтовых порфиритов. Это лилово-серые мелкозернистые массивные породы. При исследовании в шлифах отчетливо различается порфировая структура. Главными минералами-вкрапленниками являются моноклинные пироксены, основные плагиоклазы, лейциты или эпилейциты (в сильно измененных разностях) и биотит. Основная мелкокристаллическая масса, кроме минералов, характерных для тефритовых базальтовых порфиритов, содержит гораздо большее количество лейцита и эпилейцита, а это, в свою очередь, создает отчетливую оцелляровую структуру основной массы эпилейцитовых базальтовых порфиритов.



Фиг. 78. Тефритовый базальтовый порфирит.

Pl — зональный плагиоклаз; *Ag* — титан-авгит. Даубабинская свита, Таласский Алатау. Шлиф, увел. 20, николь один

Потоки эпилейцититов слагают маломощные прослои среди лавобрекчий эпилейцититов и вулканокластических пород. Они плохо обнажены и с трудом прослеживаются на местности. В основном они приурочны к верхим частям денудированного конуса стратовулкана.

По внешнему виду это довольно темные, лиловато-серые, мелкозернистые породы. Порода имеет отчетливо порфировую структуру. Вкрапленники представлены моноклинным пироксеном и измененным лейцитом (эпилейцититом) (фиг. 79). Изредка среди вкрапленников отмечается биотит. Акцессорный рудный минерал достигает размера вкрапленников (0,5—1 *мм*) и присутствует в значительном количестве. Очень характерно, что в эпилейцитите совершенно отсутствуют вкрапленники плагиоклаза. Основная масса обильно и полно раскристаллизована. Она сложена микролитами основного плагиоклаза, мелкими зернами моноклинного пироксена, эпилейцитом, анальцимом, нефелином, рудным минералом.

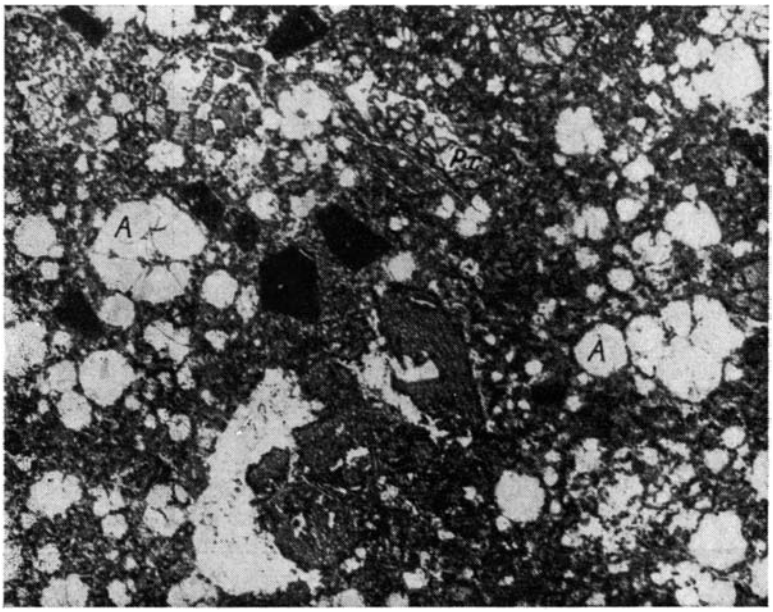
Субвулканические и дайковые породы довольно отчетливо подразделяются на три группы.

1. Шонкинит-порфириты, эссексит-порфириты и мончикиты. Эти породы развиты в нижних частях вулкана и соответствуют по положению тефритовым базальтовым порфиритам.

2. Эпилейцитовые тефриты и эпилейцитовые нефелиниты. Они прорывают нижние горизонты вулкана и соответствуют эпилейцитовым базальтовым порфиритам и эпилейцититам.

3. Трахиандезиты или латиты. Эти породы прорывают все нижележащие образования и не имеют эффузивных аналогов.

Эффузивные и субвулканические породы Даубабинского стратовулкана по химическому составу соответствуют группе щелочных габброидов и базальтоидов, для которых характерны довольно низкие значения SiO_2 при повышенных, а иногда очень высоких содержаниях щелочей.



Фиг. 79. Эпилейцитит.

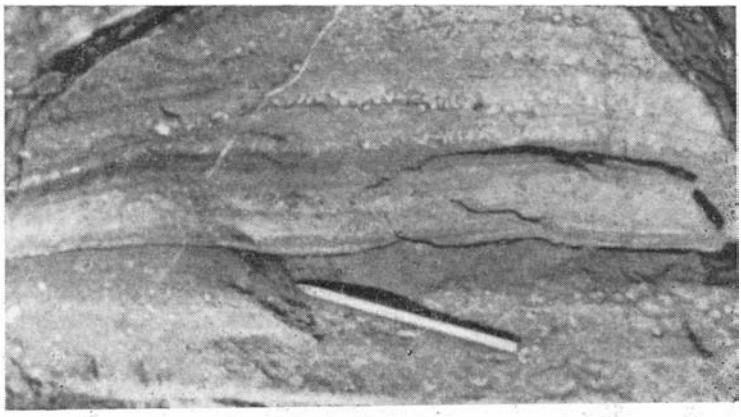
A — анальцимовые псевдоморфозы по лейциту; *Px* — эгирин-авгит. Даубабинская свита, Таласский Алатау. Шлиф, увел. 20, николь один

При пересчете данных химического анализа по методу А. Н. Заварицкого выявляются все наиболее характерные особенности химизма щелочных габброидов и базальтоидов. Почти все породы характеризуются несколько большими значениями «*m'*» относительно «*c'*», что свидетельствует об обогащении темноцветных минералов магнием. Высокие значения «*n*» говорят о преобладании натрия над калием, хотя породы относятся к лейцитсодержащим разностям. Последнее обстоятельство объясняется наложением поствулканических гидротермальных процессов анальцимизации. Все химические анализы свидетельствуют о резком недосыщении исследованных пород кремнекислотой — значения «*Q*» для всех пород отрицательные.

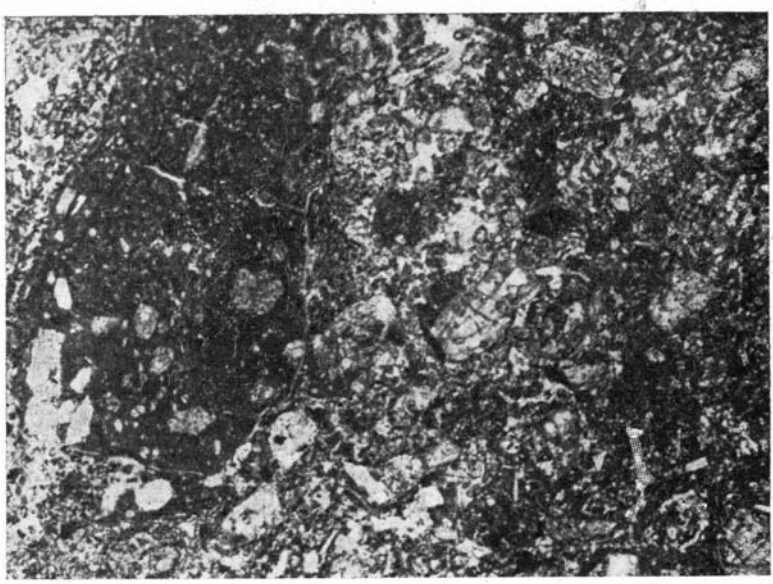
Вулканокластические породы преобладают в разрезе даубабинской свиты и состоят из ювенильных, резургентных и случайных (аксидентальных) обломков. В основном они сложены резургентными обломками, которые составляют приблизительно 60—70% всей породы, отчасти ювенильным материалом (до 30—40%).

Все вулканокластические породы относятся к литифицированным разностям. По характеру цементации выделяются породы, сцементированные лавой (грубо- и мелкообломочные лавобрекчии), и породы, сцементированные вторичными продуктами разложения ювенильных компонентов (грубые агломератовые туфы и агломератовые туфы).

Как уже упоминалось, Даубабинский стратовулкан образовался в наземных условиях. Судя по преобладанию вулканокластических пород, вулканическая деятельность сопровождалась эксплозиями большой разрушительной силы. Обломочный материал очень плохо сортирован. Преобладают грубообломочные отложения. Очень редко встречаются слоистые толщи, где мощность отдельных слоев измеряется долями метра. По-видимому, подобные слоистые толщи с крупной косой слоистостью (фиг. 80) были образованы временными потоками у подножья вулканов.



Фиг. 80. Слоистые туфовые накопления. Даубабинская свита, Талас-ский Алатау. Фото М. Н. Ильинской



Фиг. 81. Мелкообломочная лавобрекчия тефритового базальтового порфирита. Даубабинская свита, Таласский Алатау. Шлиф, увел. 20, николь один

Обломки обычно обладают угловатой неправильной формой и лишены каких-либо следов окатанности. Иногда в шлифах можно проследить, что границы отдельных литокластов имеют нерезкие, расплывчатые очертания, поэтому обломки как бы сливаются с цементирующей массой (фиг. 81).

Поствулканические изменения пород

Все вулканические и субвулканические породы, слагающие стратовулкан, в значительной степени подверглись вторичным изменениям, которые были обусловлены главным образом вулканической деятельностью.

Среди вторичных преобразований довольно отчетливо проявляются хлоритизация, анальцимизация, цеолитизация, альбитизация, серици-

тизация карбонатизация, гематитизация, оглинение и другие процессы, развитые более локально, такие, например, как апатитизация, актинолитизация, пренитизация, эпидотизация и окварцевание.

Все вторичные преобразования развиты неравномерно и проявляются разнообразно. Наиболее типичными и характерными являются карбонатизация и гематитизация. Они развиты в той или иной степени по всей площади, охватывая все слагающие вулкан породы. Хлоритизация, цеолитизация, альбитизация и анальцимизация также очень широко развиты, но они обычно сильно маскируются более поздним процессом гематитизации. К наиболее поздним и локальным вторичным образованиям относится формирование магнетита, апатита, барита и крупнокристаллического кальцита, которые концентрируются в гидротермальных прожилках и жилах. Барит и магнетит часто образуют почти мономинеральные жилы.

Сильно измененные вулканические породы, вторичные кварциты и гидротермальные жилы приурочены к довольно обширной зоне, простирающейся в субмеридиональном направлении приблизительно в центральной части стратовулкана. Ширина этой зоны примерно 3 *км*, а по простиранию с севера на юг она прослеживается на протяжении около 4 *км*.

Интенсивность прожилково-вкрапленного оруденения увеличивается в зонах разломов. Здесь магнетит-гематитовое оруденение достигает иногда промышленных значений.

Вулканическая деятельность, сформировавшая Даубабинский стратовулкан, происходила в наземных условиях, при этом исходный силикатный расплав имел щелочной состав. Все это послужило причиной ряда характерных особенностей вулканических и поствулканических проявлений.

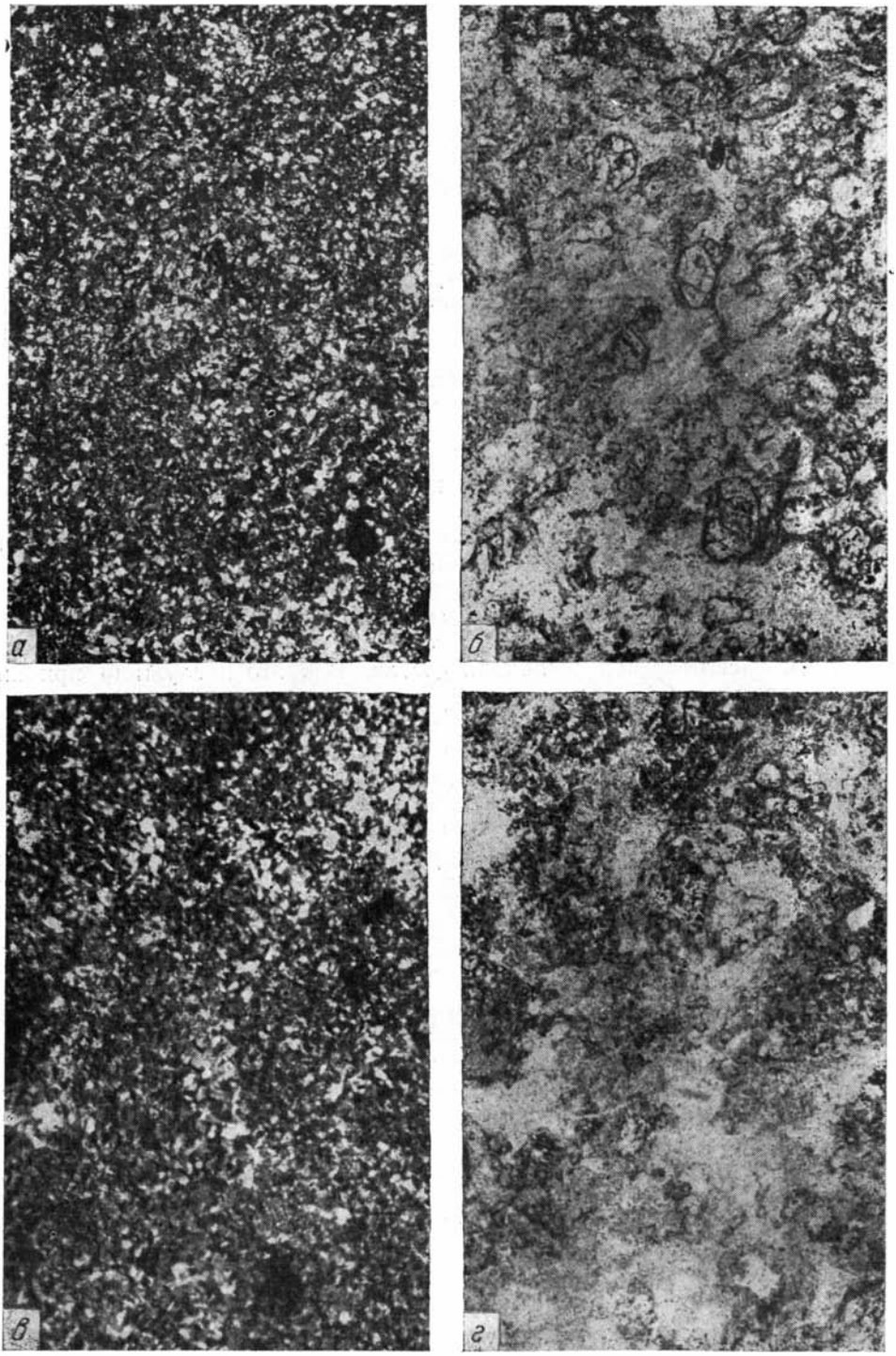
Щелочной состав силикатного расплава дает основание предполагать, что его кристаллизация сопровождалась обильным выделением легкоплавких и летучих компонентов, которые постепенно конденсировались в гидротермальные растворы, обогащенные такими компонентами, как натрий, калий, железо, фосфор, фтор, углекислый газ и другие. Окварцевание, например, выражается в образовании вторичных кварцитов по эффузивным и вулканокластическим породам под воздействием поствулканических гидротермальных растворов. Кварц имеет вид мелко- и среднезернистых агрегатов, имеющих кварцитовую или торцовую структуру. Различаются породы, полностью окварцованные, когда все первичные породообразующие минералы замещены кварцевым агрегатом с очень небольшой примесью некоторых других вторичных минералов, и частично окварцованные породы.

При полном окварцевании иногда сохраняются реликты структуры первичной породы. Такая порода имеет серый цвет, высокую твердость, раковистый излом.

При исследовании в шлифах видно, что вторичные кварциты имеют структуру мелкозернистых яшм (фиг. 82, *а, в*), и лишь в проходящем свете можно различить реликтовую структуру эффузивной (см. фиг. 82, *б*) или туфовой (см. фиг. 82, *г*) породы. В агрегате мелкозернистого кварца содержатся мелкие пойкилитовые включения чешуек хлорита, серицита, точечные зерна гематита, игольчатые кристаллы актинолита и апатита.

Одновременно с окварцеванием шла фосфорная и баритовая минерализация.

Фосфатизация в кварцитах внешне никак не проявляется. Присутствие фосфора в них было определено методом качественной реакции во время полевых исследований. В шлифах наблюдаются отдельные небольшие скопления игольчатого или таблитчатого апатита размером 0,5—2 *мм*.



Фиг. 82. Окварцеванная эффузивная порода (*1*) и окварцеванный туф (*2*). Даубабинская свита, Таласский Алатау. Шлифы, увел. 20, николи + (*а*, *в*), николь один (*б*, *г*)

Апатит-кальцит-магнетитовая минерализация проявляется приблизительно одновременно или несколько позже процесса окварцевания, при этом образуются различной мощности гидротермальные жилы и мелкие прожилки, приуроченные к очень сильно измененным породам (фиг. 83).

Мощность крупных жил равна 1—2 *м*, но в отдельных раздувах она достигает 4—5 *м*. Мелкие прожилки имеют толщину 3—15 *мм*.

Гидротермальные жилы сложены в основном магнетитом, но местами в них встречаются довольно крупные гнезда апатита. Апатит всегда наблюдается в виде сростков с крупнокристаллическим кальцитом и магнетитом.

Магнетит образует сплошную черную рудную массу. Апатит постоянно встречается в виде примеси в магнетите. Обычно апатит концентрируется в краевых частях магнетитовых жил, образуя мелкие удлиненные кристаллы розового цвета длиной 3—5 *мм*, но иногда значительно длинее — до 1—3 *см*. Внутри гидротермальных жил встречаются крупные гнезда, сложенные апатитом, кальцитом и магнетитом, достигающие 0,8—1 *м* в диаметре.

Апатит представлен удлиненными светло-зелеными кристаллами, собранными в лучистые агрегаты (фиг. 84).

О химическом составе даубабинских апатитов дает представление табл. 41. По отношению $F : P_2O_5 = 0{,}07$ видно, что даубабинские апатиты представляют собой фторапатитовую разновидность.

Таблица 41

Химический состав даубабинских апатитов (в %)

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	CO_2	C	P_2O_5	F	$F : P_2O_5$
134	6,94	Нет	Нет	0,28	0,04	50,54	Нет	0,02	0,24	0,11	Нет	0,10	0,25	0,04	39,34	2,77	0,070
135	14,54	»	0,05	0,24	0,04	46,38	»	0,02	0,24	0,11	»	0,10	0,05	0,04	36,34	2,38	0,065

Анализы выполнены в Химико-аналитической лаборатории ГИН АН СССР.

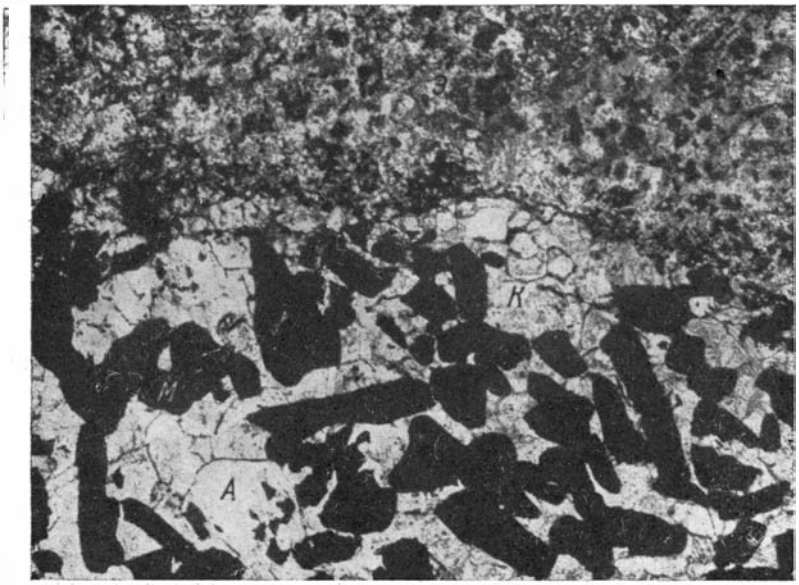
Кальцит, образующий сростки с апатитом, имеет розовато-бурый цвет и изометричные очертания.

При исследовании в шлифах довольно отчетливо выявляются структурные соотношения гидротермальных прожилков с вмещающими породами, а также взаимоотношения главных породообразующих компонентов, слагающих прожилки.

Гидротермальные прожилки имеют резкие границы на контакте с вмещающими их сильно измененными, хлоритизированными, эпидотизированными, карбонатизированными или окварцованными эффузивными и туфовыми породами (см. фиг. 83).

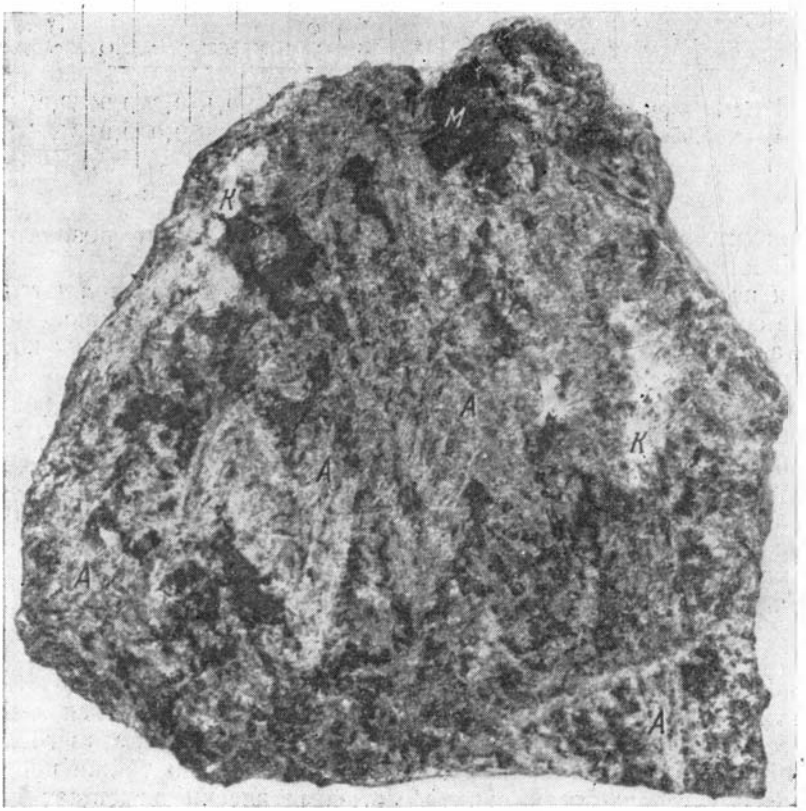
Апатит образует правильные идиоморфные таблитчатые или удлиненные кристаллы, которые секут зерна и скопления магнетита, а иногда и кальцита (фиг. 85, *г*). Подобные наблюдения дают основание сделать вывод, что апатит образовался несколько позже магнетита и в некоторых случаях позже кальцита.

Кальцит выделяется в виде прожилков и крупнопластинчатых агрегатов. На фиг. 85, *в* видно, что кальцитовый прожилок сечет магнетит и апатит. Следовательно, кальцит иногда мог выделяться несколько позднее магнетита и апатита, вероятно, в результате позднего перераспределения карбоната кальция. Очень часто можно также проследить, как поздняя генерация кальцита метасоматически замещает апатит и магнетит (см. фиг. 85 *а*, *б*).



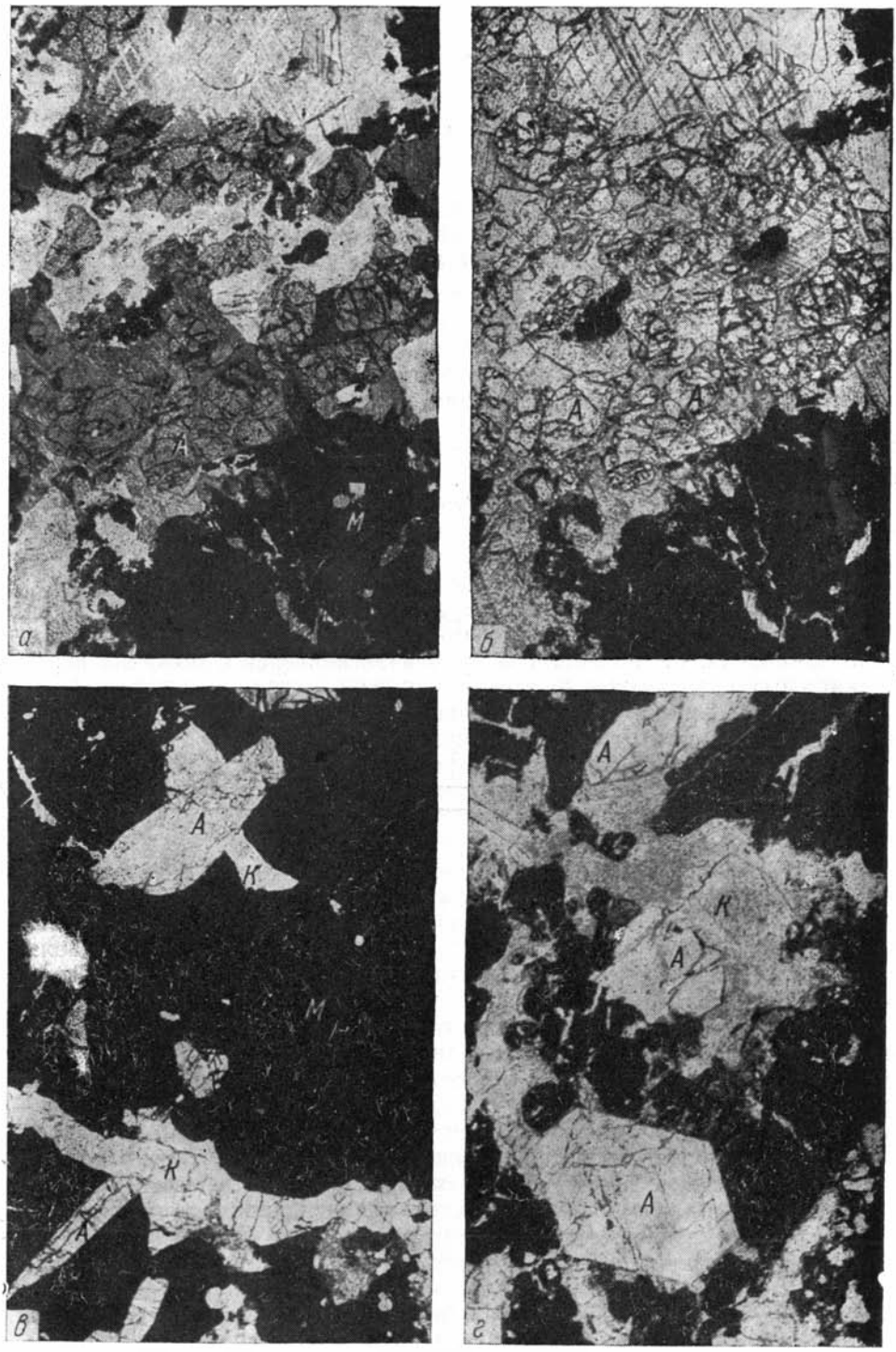
Фиг. 83. Контакт гидротермального прожилка и сильно измененной эффузивной породы.

А — апатит; *К* — кальцит; *М* — магнетит; *Э* — эффузив. Даубабинская свита, Таласский Алатау. Шлиф, увел. 20, николь один



Фиг. 84. Магнетит-апатитовая руда.

М — магнетит; *А* — апатит; *К* — кальцит. Даубабинская свита, Таласский Алатау. Образец, натуральная величина



Фиг. 85. Структурные взаимоотношения породообразующих минералов гидротермальных прожилков

М — магнетит; *А* — апатит; *К* — кальцит. Даубабинская свита, Таласский Алатау. Шлифы, увел. 20, николи + (*а*), николь один (*б, в, г*)

Таким образом, исследования взаимоотношений главных породообразующих минералов позволяют наметить последовательность их выделения, которая выражается в следующем: сначала выделялся магнетит и кальцит, затем апатит и самым последним — перераспределенный карбонат кальция или кальцит второй генерации.

Фосфатопроявления в породах карадокского яруса Селеты-Степнякского района Северного Казахстана (Терекско-Домбралинская подзона Центрального прогиба)

Фосфатная минерализация, обнаруженная в породах карадокского возраста Северного Казахстана, очень своеобразна и привлекает внимание многих исследователей. На схеме (фиг. 86) структурно-фациальных зон Селеты-Степнякского района, заимствованной из работы С. Д. Левиной (1964), отчетливо видно, что фосфориты и фосфатизированные породы сосредоточены в геосинклинальных прогибах ордовика вблизи стабильных докембрийских внутренних массивов. Основные фосфатопроявления находятся в пределах Центрального прогиба, в котором за карадокское время накопились мощные толщи вулканогенно-осадочных пород. Фосфаты встречены в различных подзонах этого прогиба и, судя по работам И. Г. Ченцова (1962), С. Д. Левиной (1964), А. К. Константинова (1964), генетически различны.

Остановимся на особенностях фосфатной минерализации, встреченной в Терекско-Домбралинской подзоне прогиба.

По данным И. Г. Ченцова (1962), в участке Терек отложения верхнего карадока разделяются на три толщи.

1. Пепловые кристалло- и литокластические туфы и туффиты с маломощными прослоями туфопесчаников и известняков.

2. Толща переслаивающихся порфиритовых туфов и порфиритов с единичными линзами известняков. Среди порфиритов преобладают миндалекаменные разности. В туфах размещаются апатитизированные зоны дробления.

3. Толща базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов с прослоями туфов и туффитов. Порфириты разнообразные — андезин-олигоклазовые, андезитовые, андезито-базальтовые, спилитовые. Мощность этой толщи превышает 700—800 *м*.

Общая мощность отложений верхнего карадока на участке Терек около 2000 *м*.

Апатитовая минерализация, по данным И. Г. Ченцова, встречается в различных породах перечисленных толщ и приурочена к гидротермально измененным зонам. Последние, в свою очередь, тесно связаны с брекчированными зонами, которые прослеживаются на значительные расстояния (около 4 *км*). Апатитовые тела различных размеров в виде прожилков и линз контролируются тектоническими швами. Иногда апатит вместе с альбитом метасоматически замещает пепловые туфы. В зонах апатитовой минерализации наблюдается интенсивная карбонатизация, альбитизация, гематитизация и хлоритизация.

Апатитовая минерализация в порфиритах проявляется в виде прожилков (10—15 *см*), сложенных короткопризматическим апатитом, магнезиально-железистым хлоритом, альбитом, карбонатами и гематитом. В зальбандах прожилков вмещающие порфириты по тонким трещинкам пронизаны апатитом, хлоритом и гематитом. Альбит, по данным И. Г. Ченцова, является одним из основных минералов в измененных участках. Интенсивная альбитизация наблюдается и в пепловых туфах в тех зонах, где имеется апатитовая минерализация. Пеплы превращены в метасоматические альбититы с апатитом и карбонатами (кальцит, до-

ломит, железистый доломит). Вне зоны апатитизации пепловые туфы не изменены.

Аналогично апатитизированы брекчированные лито- и кристаллокластические туфы. Апатитовые породы содержат стронций, цирконий, молибден и другие элементы.

В основных выводах по работе И. Г. Ченцов отмечает, что гидротермальные изменения вмещающих пород тесно связаны с апатитовыми телами и затухают по мере удаления от апатитовых тел и зон апатитовой минерализации. Метасоматическое изменение пород в зонах апатитизации происходит с привносом вещества и при интенсивном вовлечении в процесс минерализации компонентов пород.

В развитии каледонской геосинклинали вулканические процессы играли большую роль, начиная с верхнего кембрия и до девона включительно. Для Селеты-Степнякского района в ордовике известны следующие свиты, состоящие из эффузивных и пирокластических пород (Петрова, 1964): сарыбиданкская (лланвирнский ярус), еркебиданкская (лландельский ярус), нижнемайлисорская (карадокский ярус). Петрографическая характеристика эффузивных и пирокластических пород ордовика позволила Е. А. Петровой сделать выводы об особенностях вулканической деятельности этого периода.

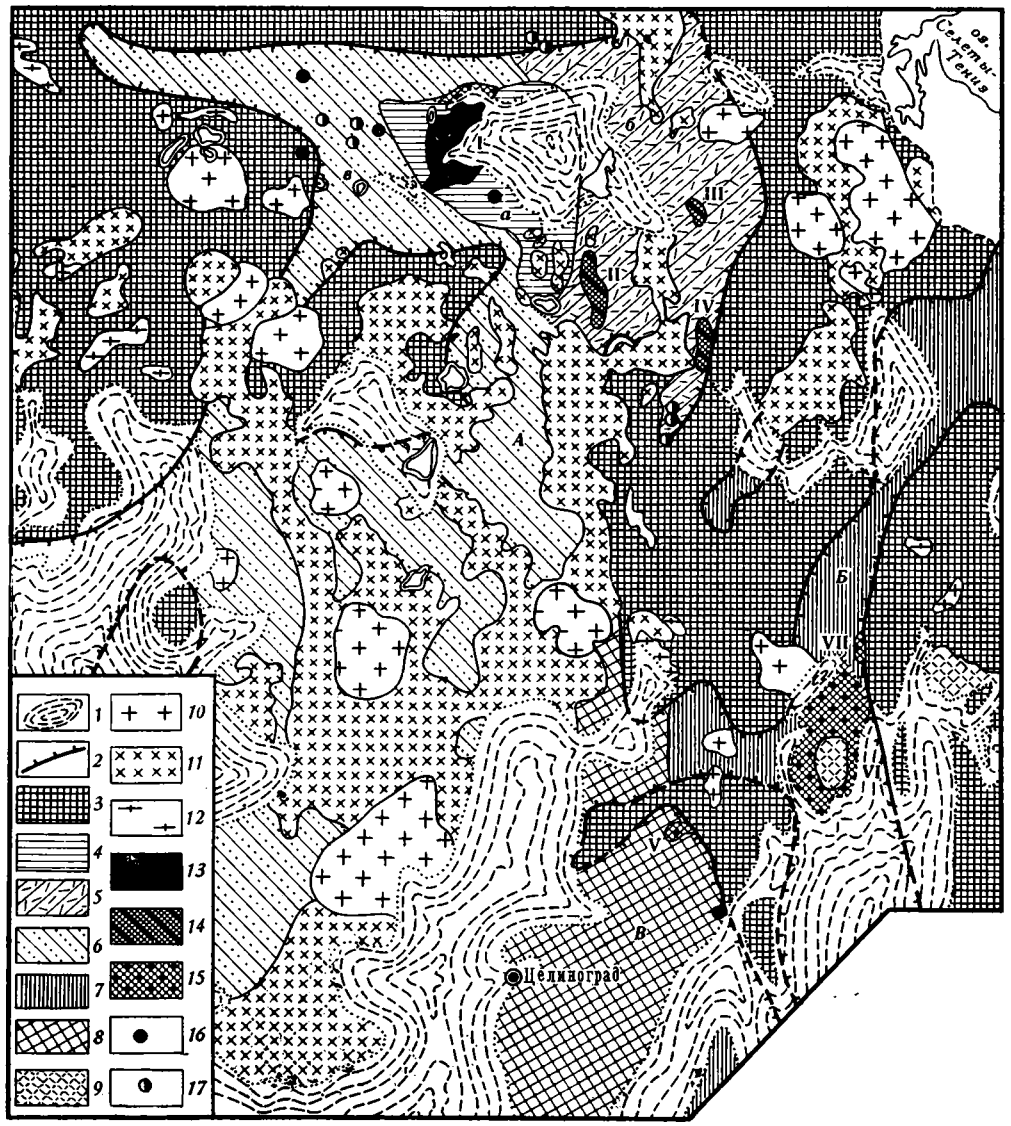
В нижней, сарыбиданкской свите распространены диабазы, андезитовые порфириты (пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые и рогово-обманково-плагиоклазовые), дацитовые порфириты и альбитофиры. Наиболее широко представлены андезитовые порфириты, среди которых ведущее место принадлежит пироксен-плагиоклазовым. Большее развитие имеют туфы андезитовых порфиритов.

Аналогичный состав имеют вулканические породы, лежащие выше еркебиданкской свиты. Отмечается только более интенсивное изменение пород. Андезитовые порфириты и их туфы эпидотизированы, хлоритизированы, альбитизированы и карбонатизированы.

В нижнемайлисорской свите состав вулканических пород в общем схож с составом пород, описанных для нижних свит, но среди андезитовых порфиритов наиболее распространены плагиоклазовые разности. Дацитовые порфириты и кварцевые альбитофиры встречаются чаще, чем в еркебиданкской и сарыбиданкской свитах. Е. А. Петрова приходит к выводу о постепенном увеличении роли кислых лав к концу вулканической деятельности. Для нас очень важны заключения автора о специфических чертах вулканизма района. Андезитовые порфириты еркебиданкской свиты по химическому составу являются переходными к базальтам (пониженное содержание кремнезема и щелочей и повышенное содержание извести и железа). В андезит-дацитовых порфиритах нижнемайлисорской свиты содержание кремнезема понижено, а щелочей — повышено (табл. 42).

Среди акцессорных минералов в плагиоклазовых порфиритах, дацитовых порфиритах и альбитофирах в значительном количестве присутствует апатит. Среднее содержание фосфора в эффузивных породах нижнемайлисорской свиты выше, чем в двух нижележащих свитах, и составляет 0,26% P_2O_5.

В работе В. С. Мищенко (1962) рассматривается генетическая связь фосфорного оруденения с эффузивно-интрузивным комплексом пород Северо-Востока Центрального Казахстана. Автор предполагает, что вулканогенные образования района являются продуктом неглубоко расположенного дифференцированного магматического очага. Эффузивы и интрузивы района, по данным В. С. Мищенко, являются комагматичными образованиями. Состав субвулканических интрузивов близок к вмещающим их эффузивам. Это граносиенит и гранит-порфиры с переходами к сиенит-порфирам.



Фиг. 86. Схема структурно-фациальных зон в Селеты-Степнякском районе, по С. Д. Левиной и А. К. Константинову (Левина, 1964)

1 — область наложенных девоно-карбоновых мульд; *2* — контуры ордовикских палеопрогибов (*А* — Центрального с подзонами: *а* — Тастыколь-Коксорской, *б* — Терекско-Домбралинской, *в* — Жанааульской; *Б* — Селетинского; *В* — Акжарского); *3* — области размыва; *4—6* — типы формаций: *4* — вулканогенно-осадочная, с рифогенными известняками, *5* — осадочно-вулканогенная, порфиритовая, *6* — вулканогенно-осадочная, терригенная, *7* — терригенная автокластическая, флишоидная, *8* — карбонатно-терригенная, флишоидная; *9—11* — комплексы интрузивных пород: *9* — верхнепалеозойских гранит-порфиров, *10* — гранитов (Боровской) $D_1 — D_2$, *11* — крыккудукских гранодиоритов; *12* — выходы пород докембрийского цоколя; *13—15* — типы фосфатной минерализации: *13* — фосфориты в известняках (*I* — участки Тастыколь-Коксорского района), *14* — фосфатизированные и альбитизированные туфы (участки: *II* — Терекские, *III* — Домжарские, *IV* — Кербайские), *15* — фосфатизированные терригенные породы (участки: *V* — Акжарские, *VI* — Тургайские, *VII* — Шелекейские); *16* — участки фосфатной минерализации; *17* — проявления фосфатной минерализации в зонах гидротермальных изменений с сульфидами

Таблица 42

Химический состав вулканических пород ордовика Селеты-Степнякского района (в %)
(Петрова, 1964)

Возраст	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	CO_2	П. п. п.	Сумма
O_2	Андезитовый порфирит	51,94	1,06	19,52	5,35	3,16	0,05	4,34	8,04	3,10	0,34	0,06	0,21	—	1,96	99,13
O_2	То же	49,44	1,35	22,66	2,88	4,60	0,04	4,34	7,04	3,30	0,063	0,24	0,25	—	3,20	99,37
O_2	»	53,26	0,75	17,22	8,89	0,61	0,07	4,26	7,16	3,17	0,81	0,48	0,28	—	2,72	99,73
O_3	»	54,12	0,81	18,67	3,78	3,92	0,19	2,00	6,23	4,35	2,45	—	0,42	0,02	2,38	99,44
O_3	Андезито-дацитовый порфирит	59,10	0,59	17,12	1,95	4,60	0,13	1,24	4,06	4,17	4,41	0,62	0,28	—	1,70	100,00

В тектонической зоне северо-восточного простирания расположен массив вторичных кварцитов, в периферийной части которого располагаются фосфорно-редкометальные месторождения и рудопроявления. Так же, как и предыдущие авторы, В. С. Мищенко пишет о приуроченности фосфорного оруденения к гидротермально-измененным породам в зонах разрывных нарушений и подчеркивает тесную связь оруденения с эффузивно-интрузивным комплексом пород карадокского яруса.

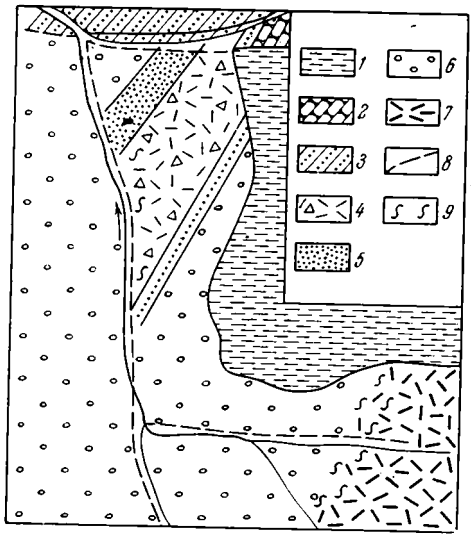
Ниже нами будут рассмотрены особенности фосфатной минерализации в других подзонах района, где парагенетический характер связи рудопроявлений с вулканической деятельностью устанавливается не так четко. Однако для Терекско-Домбралинской подзоны связь фосфатной минерализации с поступлением фосфатов вместе с рядом других летучих компонентов в процессе вулканической деятельности очевидна. Общий ход дифференциации магматического расплава, приведший к появлению пород с повышенной щелочностью, был благоприятен для отделения летучих и фосфора.

Фосфатизация связана с процессами метасоматоза в зонах тектонических нарушений. Судя по характеру минерализации, фосфор выносился щелочно-углекислыми растворами, как это справедливо считает И. Г. Ченцов.

Фосфиты чайской свиты (Прибайкалье)

В Северо-Байкальском нагорье на Домугдо-Кутимском междуречье в чайской свите среднего протерозоя Е. А. Адамов (1964) описал фосфориты и фосфатизированные породы. В структурном отношении упомянутый район принадлежит зоне сопряжения Байкало-Витимского поднятия и юго-западной части Байкало-Патомского прогиба. В чайское время здесь происходило накопление континентальных моласс, сопровождавшееся интенсивным субаэральным вулканизмом.

Чайская свита залегает на миндалекаменных порфирах и ортофирах хибеленской свиты и имеет в целом грубообломочный полимиктовый состав. Широко развиты пирокластические породы. Нижняя и средняя часть свиты состоит из переслаивания миндалекаменных порфиров, туфобрекчий, туфов, туффитов с гравеллитами и аркозовыми песчаниками. В верхней части свиты вулканические породы отсутствуют, и она пред-



Фиг. 87. Схематическая геологическая карта фосфатопроявлений в чайской свите (Адамов, 1964)

1 — кварциты голоустинской свиты; *2—3* — алевролиты и песчаники улунтуйской свиты: *4* — розовые порфиры и туфобрекчии чайской свиты; *5* — фосфориты; *6* — гравелиты и песчаники чайской свиты; *7* — красные гематитизированные порфиры хибеленской свиты; *8* — линии тектонических нарушений; *9* — окварцевание

ставлена кварц-полевошпатовыми гравелитами, песчаниками и конгломератами с ясно выраженной косой слоистостью. Мощность свиты изменяется от 1500—2000 *м* севернее р. Кутим до 600—700 *м* на юге, в районе р. Черепанек.

Лежащая ниже хибеленская свита, по данным Р. М. Файзуллина, (1964) состоит из вулканических и вулканогенно-осадочных пород. Доминируют кислые эффузивы, фельзитовые и кварцевые порфиры, но наряду с ними встречаются лавы среднего и основного состава — андезиты и диабазы.

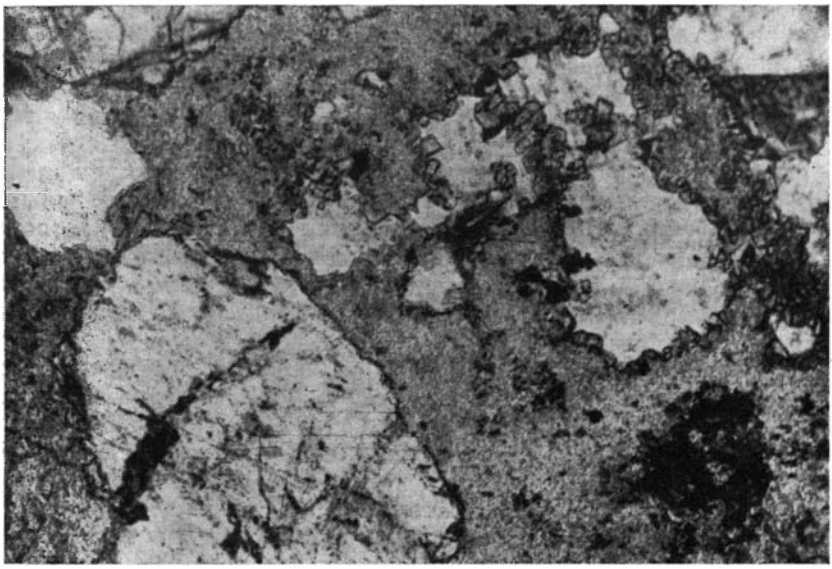
Всего в настоящее время обнаружено четыре фосфатных горизонта: три в вулканических породах чайской свиты и один в кирпично-красных гематизированных и окварцеванных трахитовых порфирах хибеленской свиты. Максимальное содержание фосфора —21,5% (табл. 43) приурочено к малиновым окварцованным туфам чайской свиты мощностью до 5 *м*. Фосфориты и фосфатизованные породы прослежены на расстоянии нескольких десятков километров на север и на юг. На схематической геологической карте (фиг. 87), взятой из работы Е. А. Адамова, видно, что весь участок фосфатопроявления находится между крупными разломами. Выходы пластов фосфоритов располагаются на контакте между осадочными и вулканическими породами.

Таблица 43

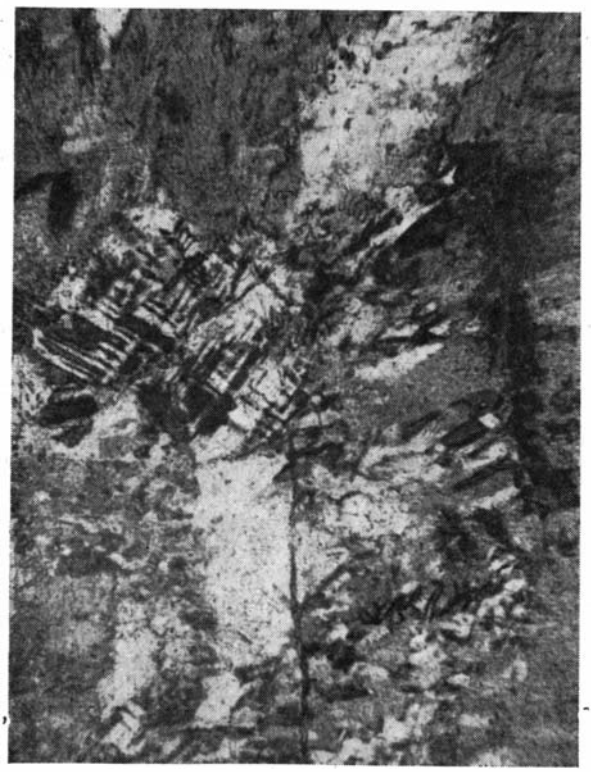
Химический состав фосфоритов и фосфатизированных пород чайской свиты (в %)
(Адамов, 1964)

Характеристика образца	P_2O_5	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	H_2O	Na_2O	K_2O
Фосфорит кирпично-красный	21,43	28,2	7,05	8,92	27,28	0,63	0,05	0,27	5,25
То же	17,40	32,6	8,55	10,80	27,27	0,49	0,07	0,30	5,80
Фосфатизированный туф розовый . . .	4,21	56,20	16,63	3,07	4,20	2,64	0,04	0,32	3,85

Образцы некоторых фосфоритов были нам любезно предоставлены Е. А. Адамовым. Под микроскопом видно, что фосфатное вещество не реагирует на поляризованный свет, и лишь на отдельных участках можно наблюдать низкое двупреломление тонкозернистой массы. Показатель преломления фосфата — 1,625. Минерал определяется как франколит (фиг. 88). Фосфат насыщен дисперсным гематитом, цементирует и частично замещает кристаллы микроклина, плагиоклаза, обломки слюды.



Фиг. 88. Фосфорит чайской свиты. Прибайкалье. Шлиф, увел. 70, николь один



Фиг. 89. Округлые зерна микроклина в калишпатовом песчанике. Прибайкалье. Шлиф, увел. 70, николь один

Кремнезем, в форме кварца, в цементе породы распространен неравномерно и частично замещен фосфатом. Фосфатом же замещается полевошпатовая масса, видимо, первоначально туфовой породы. Обращает на себя внимание большое количество микроклина, присутствующего как в фосфатизованных разностях, так и во вмещающих их породах. Микроклин часто имеет как бы окатанную форму, благодаря чему создается впечатление терригенных обломков. Однако внимательное петрографическое изучение позволяет говорить о переходе в микроклин первично ортоклазовых кристаллов. Изменение связано с сильным метаморфизмом пород. Наиболее интенсивно изменяется центральная часть кристалла, образуя округлую зону с ясно видимой «решеткой» микроклина (фиг. 89). Весьма вероятно, что часть пород, описанных в разрезе как калишпатовые песчаники, будут при внимательном изучении отнесены к туфам.

Отмеченные Е. А. Адамовым фосфатизированные порфиры представляют собой красные, сильно ожелезненные породы типа трахит-порфира. Агрегат хлорита и тонкозернистого франколита замещает калишпатовую основную массу породы, а также выполняет трещинки и поры. В более поздних трещинках виден гематит и кристаллы франколита.

Особенности магматической деятельности в среднем протерозое юго-западной части Байкало-Патомского прогиба разобраны Р. М. Фейзуллиным (1964). Он считает, что на завершающем этапе развития геосинклинали единый магматический очаг с трахибазальтовым составом магмы в процессе ее дифференциации дал разнообразный комплекс вулканических пород. Чередование лав кислого, среднего и основного состава в хибеленской свите не соответствует нормальной эволюции магм — от основных лав к более кислым. Вся вулканическая формация является, как считает Р. М. Файзуллин, промежуточной между известково-щелочными и типично щелочными ассоциациями с отклонением в сторону щелочного ряда. В основных эффузивах разреза содержание щелочей несколько повышено, в то же время в кварцевых порфирах, наряду со щелочами, отмечается повышенное содержание темноцветных компонентов.

Химический состав кислых вулканических пород показан в табл. 44. Для основных эффузивов Р. М. Файзуллин отмечает преобладание Na над K. Для нас очень важен вывод о чередовании основных и кислых лав как во времени, так и в пространстве. Породы меняются от диабазов до кварцевых порфиров и щелочно-земельных трахитов.

Таблица 44

Химический состав среднепротерозойских вулканических пород юго-западной части Байкало-Патомского прогиба (в %)

(Файзуллин, 1964)

Характеристика образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	MgO	H_2O
Кварцевый порфир	72,44	Сл.	14,98	0,99	9,35	0,04	0,95	4,20	4,20	—	0,31	0,73
Фельзитовый порфир	68,25	0,26	11,30	2,15	4,21	0,03	0,62	2,20	7,70	0,8	1,54	0,06

Исследованные фосфориты имеют метасоматический характер и тяготеют к вулканическим членам молассовых отложений. Видимо, вынос эндогенного фосфора происходил в отрезок времени, близкий к моменту накопления туфовых толщ.

Рассмотренные примеры позволяют сделать некоторые выводы о зависимости фосфатонакопления от вулканических процессов.

При сравнении вулканических комплексов описанных свит выявляются черты сходства и различия состава слагающих пород, обстановки их формирования и минерализации.

Физико-географические условия, в которых формировались свиты, были различными. Свита мтавари в Грузии и отложения карадокского яруса в Казахстане накапливались в морских бассейнах геосинклинальных прогибов вблизи древних выступов при интенсивном карбонатонакоплении. Даубабинская свита Таласского Алатау и чайская свита Прибайкалья формировались в наземных условиях в орогенический этап развития этих районов. Вулканические породы рассматриваемых районов имеют различную основность, но для всех них характерна повышенная щелочность. Породы свиты мтавари и даубабинской классифицируются как щелочные базальтоиды и габброиды.

В нижнемайлисорской свите Северного Казахстана преобладают плагиоклазовые андезитовые порфириты и андезит-дацитовые порфириты с повышенной щелочностью, а среди эффузивных пород чайской свиты Прибайкалья известны трахиты. Фосфорная минерализация приурочена во всех свитах к зонам измененных пород. Характер поствулканических изменений в зависимости от типа вулканической деятельности, естественно, несколько различен. Наиболее сходными оказываются изменения в вулканических породах свит мтавари и даубабинской, где, как видно из изложенного выше материала, интенсивно проявляются хлоритизация, цеолитизация, анальцимизация, гематитизация, карбонатизация, окварцевание, фосфатизация и незначительно — альбитизация. К собственно автометасоматозу, идущему с привносом вещества, относятся окварцевание, ожелезнение, фосфатизация, выделение барита и альбита (последний отмечается только в даубабинской свите). Для пород карадокского яруса И. Г. Ченцов указывает серицитизацию, альбитизацию, хлоритизацию, карбонатизацию, апатитизацию, пиритизацию, гематитизацию, иногда окварцевание. «Наблюдения показывают, что метасоматическое изменение пород в зонах апатитизации происходит с привносом вещества и при интенсивном селективном вовлечении в процессе минерализации компонентов пород» (Ченцов, 1962, стр. 40).

В более кислых разностях вулканических пород чайской свиты зоны фосфатизации сопровождаются интенсивной гематитизацией, альбитизацией, хлоритизацией, окварцеванием, а также выделением псиломелана и флюорита. Судя по соотношениям минералов в шлифах, апатит во всех случаях является более поздним минералом.

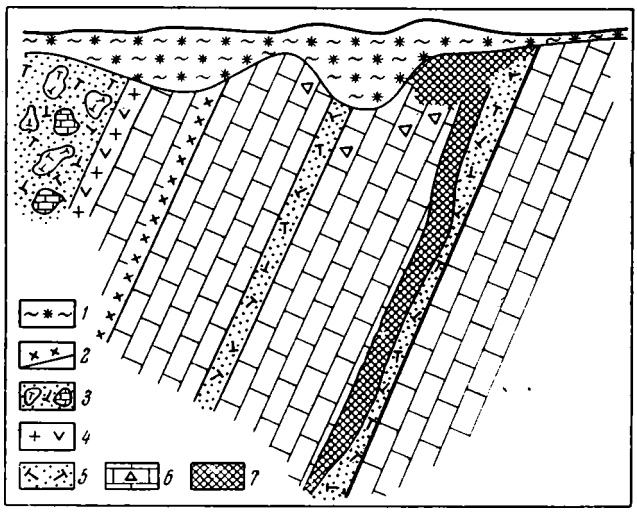
Характерной особенностью щелочных силикатных расплавов является их довольно высокая насыщенность легкоплавкими и легколетучими компонентами, такими, например, как углекислота, щелочи, хлор, фтор, фосфор, пары воды, соединения железа и многие другие. Легкоплавкие и легколетучие компоненты накапливаются в остаточном расплаве или растворе, отделившемся после кристаллизации силикатного расплава. Все указанные соединения обладают высокой активностью и вызывают разнообразные изменения пород в поствулканическую стадию.

Зоны изменения образуются чаще всего на участках повышенной проницаемости. Для пород карадокского яруса Северного Казахстана это, в первую очередь, видимо, участки дробления, расположенные по тектоническим швам.

Весьма вероятно, что при излиянии щелочных базальтоидных лав большинство газово-гидротермальных компонентов поступали почти одновременно с лавами или с небольшим разрывом во времени. Для суб-

щелочных пород характерны более поздние поступления летучих компонентов, устремлявшиеся в проницаемые зоны. Такое допущение сделано на основании геологических факторов и может быть объяснено общим ходом дифференциации магматических расплавов.

Вулканокластические породы изменены или автометаморфизованы довольно равномерно по площади, в то время как эффузивные — крайне неравномерно. Измененные зоны в базальтах свиты мтавари расположены перпендикулярно к напластованию пород, напоминая крупные жилы, уходящие вертикально вниз. На контакте с фосфатными прожилками, сложенными белым, твердым, фарфоровидным фосфатом, вмещающий базальт имеет брекчированную структуру. При исследовании в шлифах образцов, взятых из зоны непосредственного контакта, можно проследить метасоматическое замещение измененного базальта игольчатым апатитом. Даже при отсутствии в измененных зонах туфов и эффузивов рудных скоплений фосфата сами зоны имеют повышенное содержание фосфорного ангидрида. Содержание P_2O_5 в измененной зоне пород свиты мтавари на контакте базальта со шлаковым туфом достигает 1,01%.



Фиг. 90. Схематический профиль через Приконтактовый участок (Левина, 1964)

1 — ожелезненные глины; *2* — зоны ожелезнения по тектоническим трещинам; *3—7* — ангренсорская свита; *3* — туфоагломераты, *4* — диорит-порфириты, *5* — туфы андезитовых порфиритов, *6* — известняки серые, трещиноватые, иногда брекчиевые, *7* — фосфатизированные и альбитизированные туфы и известняки

Во всех рассмотренных случаях скопления фосфатов обнаружены только вблизи вулканических очагов. В свите мтавари с удалением от предполагаемых вулканических жерл эффузивы и туфы выклиниваются и замещаются известняками, лишенными выделений фосфоритов. В описанном выше Терекско-Домбралинском участке Селеты-Степнякского района фосфатная минерализация встречена только в туфах, эффузивных порфиритах и дайках. По данным С. Д. Левиной, в известняках фосфатная минерализация полностью отсутствует, хотя тектонические швы, контролирующие минерализацию, пересекают и известняки (фиг. 90). В породах даубабинской свиты еще более отчетливо видна связь апатитовой минерализации с лавами и туфами. В чайской свите

Прибайкалья фосфатизированными также являются туфогенная часть разреза и эффузивы.

Химические анализы вулканических и вулканокластических пород упомянутых свит показывают относительное обогащение их фосфором по сравнению со средними содержаниями фосфора в вулканических и осадочных породах земной коры (табл. 45, 46).

Таблица 45

Содержание P_2O_5 в вулканических и вулканокластических породах в районах фосфатонакопления

Свита	Порода	P_2O_5, %
Мтавари	Базальты	0,55
	Шлаковые туфы	0,76
Даубабинская	Трахилипариты, эпилейциты	0,98
	Туфы	0,8
Нижнемайлисорская	Андезитовые порфириты	0,42
Чайская	Фельзитовый порфир	0,8
	Туфы	0,58

Таблица 46

Среднее содержание P_2O_5 в главных типах изверженных и осадочных пород

Автор	Порода	P_2O_5, %
J. Green (1959)	Граниты	0,09
	Диабазы	0,11
	Песчаники	0,08
	Сланцы	0,17
	Карбонатные породы	0,03
	Метаморфические породы	0,22
А. П. Виноградов (1962)	Основные породы (базальты, габбро и др.)	0,32
	Осадочные породы (глины и сланцы)	0,17

Видимо, силикатный расплав, из которого образовались щелочные и субщелочные породы, в рассмотренных зонах фосфатонакопления имел повышенное содержание фосфора.

Основная масса фосфора сосредоточена в породах в виде акцессорного апатита. Интересно, что при изучении пород свиты мтавари и даубабинской выяснилось, что наиболее богаты акцессорным апатитом субвулканические и дайковые породы. Здесь апатит присутствует в виде довольно крупных кристаллов, достигающих 1—2 *мм* в длину. Структур-

ные соотношения апатита с главными породообразующими минералами показывают, что апатит выделяется на самых последних стадиях кристаллизации расплава, так как его кристаллы секут все другие минералы и чаще всего ассоциируют с магнетитом (см. фиг. 85, *г*). Кристаллы апатита очень устойчивы и не поддаются изменению. Наблюдаются участки очень сильно вторично преобразованных пород, где апатитовые кристаллы тем не менее сохраняются свежими.

Эти наблюдения вполне согласуются с данными, приведенными в статье Н. А. Лисицыной (1966), посвященной геохимии коры выветривания основных пород. Главным источником фосфора в коре выветривания служит акцессорный апатит, который распределен в ней довольно прихотливо. Отчетливая зависимость содержания фосфора от количества апатита в исходной породе отмечается в туфах, переслаивающихся с порфиритами. Кристаллы апатита остаются свежими и четко ограненными несмотря на то, что вмещающая их порода замещена глинистыми минералами.

Таким образом, очевидно, что скопления фосфоритов и апатитов в рассмотренных нами примерах не могли быть образованы за счет выщелачивания фосфора из акцессорного апатита. Главная роль в концентрации фосфора принадлежит активным летучим соединениям, связанным со щелочным расплавом.

Глава II

ФОСФОРИТЫ, СИНХРОННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ И ЗАЛЕГАЮЩИЕ В ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ И КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ

В предыдущей главе были рассмотрены примеры концентраций фосфора в вулканических породах, генетически связанных с постмагматической деятельностью. Более сложной задачей является выяснение образования фосфоритов в тех случаях, когда они приурочены к вулканогенно-осадочным и осадочным сериям и находятся в одних структурных зонах с вулканическими образованиями.

Примеров подобных месторождений фосфоритов в настоящее время много. Изучены они с различной детальностью и далеко не равноценны как объекты для промышленной эксплуатации.

Фосфориты нижнего кембрия Хабаровского края (район хребта Джагды)

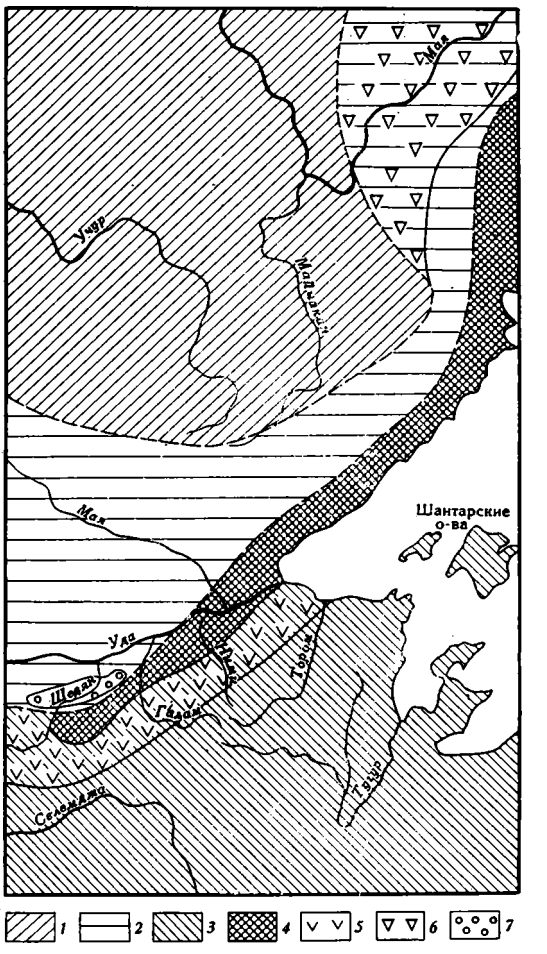
Месторождение фосфоритов, недавно открытое геологами Дальневосточного геологического управления в районе хребта Джагды, еще недостаточно изучено. Общая геологическая характеристика этого района и некоторые представления об условиях, в которых происходило накопление фосфоритоносных толщ, даны в работах Э. Л. Школьника, В. Ф. Сигова, Ю. А. Мамонтова и др. (Школьник и др., 1965; Школьник, Сигов, Беляева и др., 1966; Школьник, Сигов, Мамонтов и др., 1966).

Интересующий нас район расположен в северной части Хабаровского края между бассейнами рек Уды и Селемджи. В раннем палеозое здесь формировался комплекс эвгеосинклинальных вулканических, кремни-

стых, карбонатных и терригенных отложений. Палеонтологически доказанные отложения нижнего кембрия в северо-западной части района контактируют по разлому с интрузивным комплексом, видимо, раннепротерозойского возраста.

На палеогеографической схеме, составленной для нижнекембрийского времени Э. Л. Школьником и др., видно, что водораздел рек Уды и Селемджи расположен в краевой части эвгеосинклинали, примыкающей к подводному поднятию. Поднятие это, видимо, разграничивало эвгеосинклиналь и зону прогибов, окаймляющую Сибирскую платформу (фиг. 91).

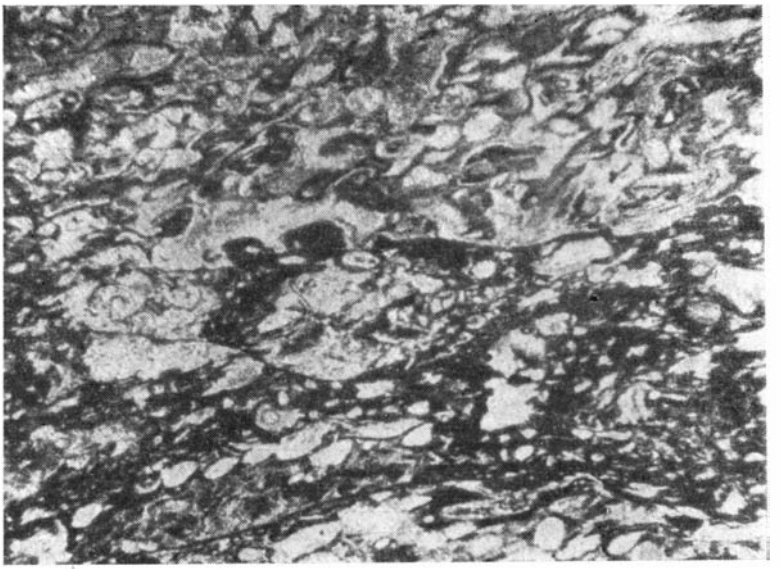
Нижняя свита кембрия — улиганская — залегает согласно на песчано-глинистых верхнепротерозойских отложениях и перекрывается также нижнекембрийской — оннетокской свитой. Улиганская свита, общей мощностью от 700 до 1800 *м* вкрест простирания, меняет строение в соответствии с фациальной зональностью. В северной зоне ее распространения в составе нижнекембрийских отложений много эффузивных пород, диабазов, диабазовых порфиритов, грубых туфов, лавобрекчий, агломератов. Расположение вулканических очагов, видимо, контролировалось линией разлома северо-восточного направления. Помимо вулканогенных пород развиты небольшие линзы пестроокрашенных яшм и органогенные известняки, слагающие мелкие рифогенные постройки. Примесь пеплового материала, по данным Ю. И. Щербина, наблюдается во всех породах.



Фиг. 91. Палеотектоническая схема северной части Хабаровского края для нижнекембрийского времени (Школьник и др., 1966)

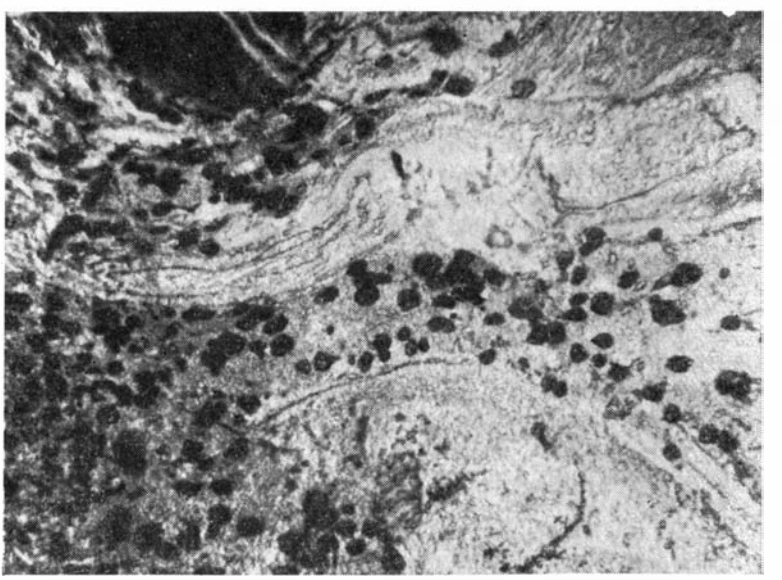
1 — юго-восточная часть Сибирской платформы; *2* — предполагаемый пояс прогибов по краю Сибирской платформы; *3* — эвгеосинклинальный пояс; *4* — подводные поднятия; *5* — кембрийские отложения района хребта Джагды; *6* — позднедокембрийские и кембрийские отложения Юдомо-Майского прогиба; *7* — кембрийские отложения р. Шевли

Южнее протягивается зона распространения существенно кремнистых пород. Пласты и линзы яшм достигают мощности 100—200 *м* и переслаиваются с кремнисто-глинистыми сланцами. Эффузивные породы — диабазы, диабазовые порфириты и спилиты — отмечаются в ряде мест, хотя в целом распространены меньше, чем в более северной зоне. К сургучно-красным яшмам приурочены железные руды, сложенные гидрогематитом; с зелеными яшмами ассоциируют руды магнетит-лептохлоритового состава, иногда обогащенные марганцем. Железные руды часто содержат до 1,5% P_2O_5. Совместно с яшмами встречаются брекчии, состоящие преимущественно из остроугольных и реже слабо окатанных обломков яшм с кремнистым или фосфатно-кремнистым цементом.



Фиг. 92. Игниспумит. Нижний кембрий, Хабаровский край. Шлиф, увел. 70, николь один

Основные фосфатопроявления района максимально распространены в третьей фациальной зоне, расположенной еще южнее. Здесь широко развиты органогенные известняки, слагающие массивы рифов, кремнисто-глинистые породы, яшмы, белые сливные кварциты и многочисленные зоны брекчий. Брекчии расположены на контактах различных типов пород, и в зависимости от этого варьирует состав обломков. В одних случаях преобладают карбонатные, в других кремнистые породы.



Фиг. 93. Игниспумит. Нижний кембрий, Хабаровский край. Видны выделения титанистого минерала. Шлиф, увел. 40, николь один

В коллекции пород, собранной Э. Л. Школьником, и другими исследователями в упомянутой третьей зоне, помимо диабазов, диабазовых порфиритов и базальтовых порфиритов нами обнаружены своеобразные

эффузивные породы типа игниспумитов. Цвет этих пород темный, иногда с малиновым оттенком, но окраска их неоднородная, иногда пятнистая. В шлифах отчетливо видно, что основная масса породы состоит из пемзовых фрагментов. Сравнительно редко обнаруживаются мелкие кристаллокласты плагиоклазов. Пемзовые фрагменты имеют различную форму и часто сильно деформированы. В порах и стекле видны многочисленные округлые выделения кремнезема. Порода сильно изменена. По стеклу развивается гидрослюдистый минерал и гематит. Много выделений титана в виде лейкоксеновой массы и отдельных скоплений сфена (фиг. 92, 93). Титанистый минерал приурочен главным образом к стенкам пузырьков и «стеклянным нитям».

Химический состав образца пемзовой породы из наиболее свежего участка следующий (в %):

SiO_2	55,68	MnO	0,28	H_2O^+	3,35
TiO_2	3,75	CaO	1,65	H_2O^-	0,23
Al_2O_3	15,06	MgO	4,72	CO_2	0,24
Fe_2O_3	6,02	Na_2O	3,01	C	Нет
FeO	3,71	K_2O	1,86	P_2O_5	0,78

Фиг. 94. Фосфорит брекчированный. Нижний кембрий, Хабаровский край. Шлиф, увел. 40, николь один

Фосфориты в большинстве случаев представляют собой брекчированные породы, сцементированные фосфатным и фосфатокремнистым цементом (фиг. 94). Обломки кремнистые, карбонатные, фосфатные, причем иногда преобладают те или иные. Содержание P_2O_5 в фосфоритах достигает 25—39%, мощность слоев продуктивных фосфатных брекчий от 1,5—2 до 10—15 *м*. Отдельные пласты брекчий прослежены на расстоянии до 5 *км*. Располагаются брекчированные фосфатоносные зоны большей частью на контакте различных пород: яшм и известняков, яшм и микрокварцитов, известняков и пемзовых пород или диабазов. При анализе материалов разведки многочисленных фосфатопроявлений видно, что фосфоритоносные брекчии обычно приурочены к контакту кремнистых пород и органогенных известняков. Э. Л. Школьник и др. (1966) подчеркивают, что в тех случаях, когда фосфориты приурочены к кон-

такту яшм и известняков, они выклиниваются одновременно с яшмами. В ряде фосфатопроявлений фосфат выполняет поры или образует прожилки в лавобрекчиях, наряду с которыми отмечаются отдельные округлые скопления колломорфного фосфата. Содержание P_2O_5 в ксенолавобрекчиях диабазовых порфиритов достигает 17%, в диабазах 3,25%, а в базальтовых порфиритах 1%. Химический состав фосфоритов приведен в табл. 47.

Таблица 47

Химический состав нижнекембрийских фосфоритов из района хребта Джагды (в %)

№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	CO_2	P_2O_5	F
К-92ш	10,33	0,23	0,79	0,37	0,49	46,78	0,96	0,02	0,42	0,25	4,22	31,25	3,45
1371[а]ш	5,38	0,19	0,74	0,40	0,11	48,42	1,89	—	0,63	0,35	5,68	33,25	3,35

Содержание органического углерода в фосфоритах очень невелико и составляет 0,1—0,12%. Изучение фосфоритов в шлифах, проведенное Э. Л. Школьником, а также наши петрографические исследования ряда образцов, любезно предоставленных геологами ДВГУ, показали, что фосфат в них тонкокристаллический, слабо двупреломляет и иногда имеет странную лапчатую структуру. На отдельных участках фосфатное вещество изотропное. Показатель преломления фосфата 1,625, что, повидимому, соответствует франколиту. Иголочки апатита не наблюдаются. В ряде случаев видно, что фосфат развивался по органогенно-обломочному известняку, оставляя неизмененными некоторые участки очень прихотливых очертаний. В массе фосфата отчетливо различаются органические остатки: обломки скелетов археоциат, трилобитов, водорослевые образования. Последние большей частью замещены карбонатом, в то время как по обломкам раковин развивается франколит. Карбонатные участки в породе сложены крупнозернистым кальцитом и очень тонкозернистыми сгустками кальцита с примесью фосфата.

Там, где в брекчированных фосфоритах преобладают обломки кремнистых пород, в фосфатном веществе можно различить остатки водорослей и радиолярий. Цементом же брекчий в этих случаях служит фосфатно-кремнистое вещество или же тонкозернистый фосфат, обычно изотропный.

Фосфатизированные лавобрекчии сложены обломками яшм и основных эффузивов, погруженными в лаву. Фосфатное вещество выполняет трещины и поры, но иногда образует овальные скопления с хорошо различимыми хлоритовыми оболочками. Как правило, фосфат полностью изотропный. Мы склонны предполагать, что фосфатизация в лавах и эффузивах скорее всего связана с приносом фосфора с эксгаляциями в одну из стадий вулканической деятельности, следовавшей после активных эксплозий. В брекчированных фосфоритах следует различать два этапа концентрации фосфора. Первый этап — осаждение фосфора из морской воды в виде тонкозернистого карбонатфторапатита в смеси с глинистым и кремнистым материалом. Второй этап — образование брекчий и метасоматическое замещение обломков фосфором.

Зоны брекчий в морских бассейнах вулканически активных областей — явление очень широко распространенное. Генетически различаются брекчии, образующиеся в результате землетрясений и оползаний склонов подводных возвышенностей, а также брекчирование пород как следствие явлений «криптовулканизма».

Среди американских геологов была проведена широкая дискуссия относительно сущности понятия «криптовулканические структуры». Образование их наиболее логично объясняется гидравлическим давлением флюидов, скапливающихся в проницаемых толщах и преодолевающих литостатическое давление вышележащих непроницаемых пород (Goguel, 1963). Зоны брекчий занимают определенный стратиграфический уровень и протягиваются на значительные расстояния (до 5—6 *км*).

Среди отложений улиганской свиты брекчированные зоны, как правило, располагаются на контакте различных типов пород, среди которых имеются как проницаемые трещиноватые известняки и песчаники, так и непроницаемые кремнистые породы.

В настоящее время, располагая недостаточным фактическим материалом по месторождению фосфоритов хребта Джагды, очень трудно настаивать на том или ином процессе образования брекчий. Несомненно, что необходимы тщательные литологические и структурные исследования брекчированных зон с выявлением всех особенностей строения, формы обломков, минерализации и т. п. Однако петрографические исследования позволяют предположить, что брекчии образовались после отложения фосфатных горизонтов и обломки пород, особенно карбонатных, были метасоматически замещены фосфором в результате процессов растворения и миграции фосфатов. Подобное замещение происходило, видимо, на сравнительно ранних стадиях изменения пород, так как органические остатки прекрасно сохранились в фосфатизированных участках и в значительной степени перекристаллизованы в известняках.

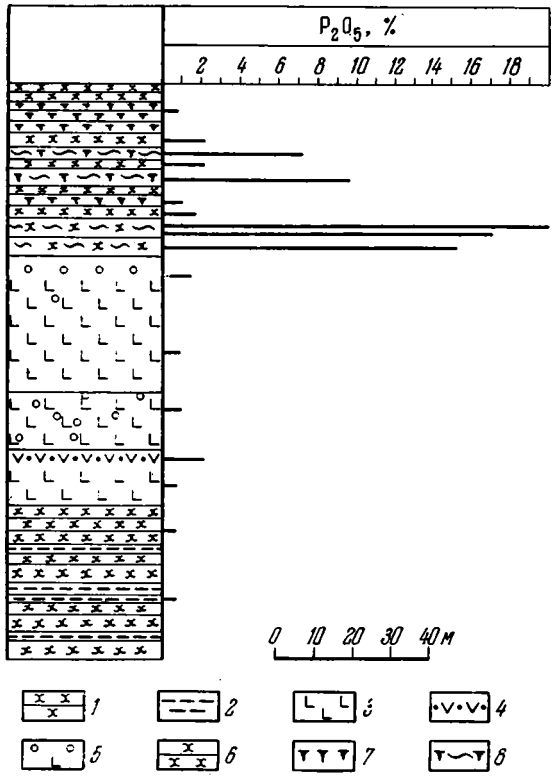
Переход по простиранию фосфатных брекчий в слои кремнисто-фосфатных пород подчеркивает несомненную связь осаждения фосфора с кремнеземом. Фосфориты на контакте яшм и известняков, как было упомянуто выше, исчезают по мере выклинивания яшм.

В результате работ геологов Дальневосточного геологического управления установлено широкое распространение нижнекембрийских рифов в зоне фосфатонакопления. Рифовые массивы протяженностью до 25 *км* сложены органогенными, хемогенными и обломочными известняками. Некоторые исследователи справедливо считают районы распространения рифов благоприятными для накопления фосфатов (Левина, 1964; Школьник и др., 1966; Бродская, Холодов, 1965). Действительно, рост рифовых массивов происходил в обстановке замедленной терригенной седиментации и обусловливался наличием в морской воде большего количества питательных веществ, и в том числе фосфора. К этому следует добавить далеко не случайную приуроченность рифовых построек к зонам разломов. Помимо того, что в этих участках бассейнов происходило опускание, необходимое для роста рифов, мы считаем, что поступление в морскую среду ряда элементов, имеющих значение в биогенном цикле, может быть обусловлено проницаемыми разломными зонами.

Благоприятная обстановка для образования нижнекембрийских фосфоритов в районе хребта Джагды определялась рядом факторов, среди которых определенное место занимает вулканическая деятельность и замедленная терригенная седиментация в период развития рифовых массивов. Наличие в районе основных пород с повышенной щелочностью и пенистых лав, насыщенных летучими компонентами, является показателем возможно эндогенного источника фосфора, обогащающего морскую воду.

Фосфориты нижнего кембрия Центрального Казахстана (гора Джамбул)

В Центральном Казахстане в разрезах нижнекембрийских отложений горы Джамбул нами (совместно с сотрудником Института геологии АН КирССР В. В. Киселевым) были обнаружены фосфориты и



Фиг. 95. Разрез фосфоритоносной пачки джамбульской свиты горы Джамбул

1 — песчаники; *2* — сланцы; *3* — эффузивы; *4* — туфы; *5* — миндалекаменные эффузивы; *6* — песчаники фосфатизированные; *7* — кремнистые породы; *8* — кремнисто-фосфатные породы

фосфатизированные породы. Исследованный район в структурном отношении расположен в пределах Чу-Балхашской геосинклинальной системы. Данные большинства исследователей свидетельствуют о том, что развитие геосинклинального прогиба, начиная с рифея, происходило в зоне глубинного разлома в течение длительного времени, что оказало большое влияние на формировавшиеся отложения (Маркова, 1961; Недовизин, 1963).

Фосфоритоносные нижнекембрийские отложения прослеживаются в обнажениях в южном крыле синклинали на северо-западном окончании горы Джамбул (фиг. 95).

Следуя стратиграфической схеме А. А. Недовизина (1963), в изученном разрезе снизу вверх выделяются: песчано-сланцевая алмалинская свита, относящаяся к верхнему докембрию, и нижнекембрийская джамбульская свита, сложенная кварцевыми песчаниками, маломощными прослоями известняков, хлоритовыми сланцами, углисто-глинистыми сланцами, кремнистыми породами, а также порфиритами и их туфами. Все породы разреза, особенно верхней части, очень сильно метаморфизованы, что затрудняет восстановление первичного типа как осадочных, так и вулканических образований.

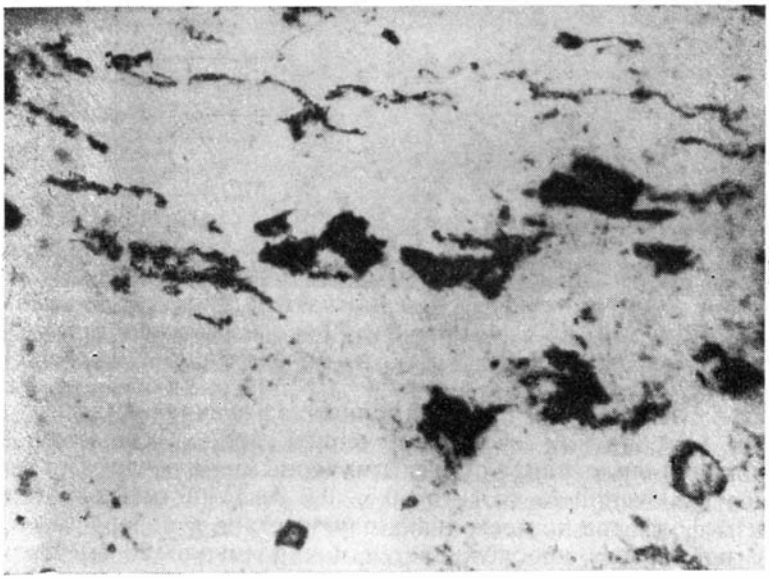
В описываемом нами разрезе джамбульская свита четко делится на две части. Нижняя представлена зеленовато-серыми плотными песчаниками с прослоями зеленовато-серых сланцев. Характер переслаивания напоминает флишоидные толщи. Песчаники кварц-полевошпатового состава, плохо отсортированные с признаками калиевого метасоматоза. Цемент песчаников хлорит-серицитового состава. Никаких признаков фосфатизации в породах не обнаружено.

Верхняя часть джамбульской свиты согласно залегает на нижней, но довольно резко отличается от нее по составу. Разрез ее начинается зеленокаменно измененными эффузивами, основная масса которых сложена хлоритом, эпидотом, актинолитом, видны выделения карбоната и рудного минерала. Содержание P_2O_5 в них равно 1,34%.

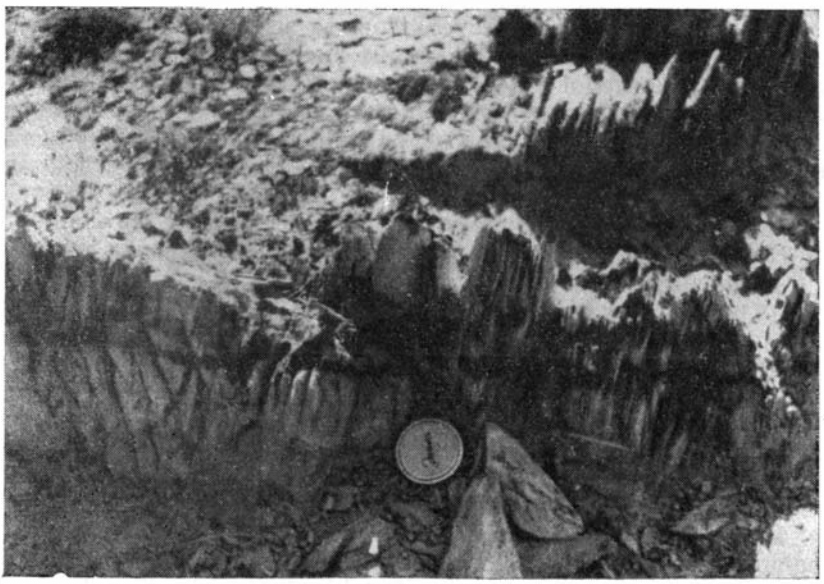
На эффузивах залегает слоистая пачка (около 15 *м*) то более грубых, то тонких туфов, также сильно измененных. На их выветрелых поверхностях хорошо заметна обломочная структура туфов. Под микроскопом видно, что основная масса породы сложена зеленым хлоритом, эпидотом и карбонатом. В виде редких включений наблюдаются кристаллики апа-

тита. Более тонкие разности туфов альбитизированы. Содержание P_2O_5 в этих туфах равно 1—1,5%.

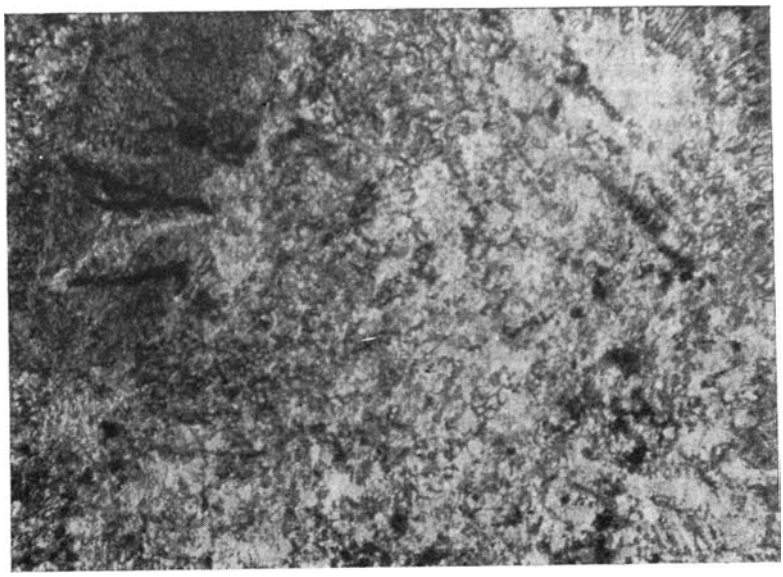
Выше выделяется толща (около 50 *м*) рассланцованных эффузивов, с сильно измененной структурой и с вторичной минерализацией (амфибол, цоизит, сфен). В кровле эффузивов хорошо различаются миндалекаменные разности с миндалинами, достигающими 0,25 *м* в поперечнике. Они выполнены кварцем, а в центральных частях иногда кальцитом с апатитом. В составе основной массы эффузивов присутствуют эпидот, хлорит, сфен, лейкоксен, альбит, кальцит.



Фиг. 96. Темные фосфатные образования в песчанике. Нижний кембрий, Казахстан. Шлиф, увел. 30, николь один



Фиг. 97. Прослой фосфорита (темное) в песчанике. Нижний кембрий, Казахстан. Фото обнажения



Фиг. 98. Фосфорит. Нижний кембрий горы Джамбул. Шлиф, увел. 40, николь один

Непосредственно на миндалекаменных эффузивах залегает зеленовато-серая карбонатная очень измененная порода (возможно, туф), рассланцованная, плотная, с округлыми черными включениями фосфорита. Размер включений от 1 *мм* до 0,5—0,6 *см*. Участками обнаруживаются линзы фосфатов до нескольких сантиметров в поперечнике.

Выше по разрезу прослеживается пачка (около 20 *м*) песчаников темно-серых и светлых с темными полосами (ширина полос светлых песчаников до 4 *см*, темных 1—2 *см*). В отдельных прослоях песчаники брекчированы (фиг. 96). Содержание фосфора в песчаниках достигает 17—20%, причем наиболее фосфатизованными оказываются их брекчированные разности. Песчаники карбонатные — до 20% $CaCO_3$. Магний в составе карбонатов отсутствует. Порода значительно рассланцована, но черные включения располагаются перпендикулярно к сланцеватости (фиг. 97). При исследовании на фосфор эти включения показали очень хорошую реакцию с молибденовокислым аммонием и оказались значительно фосфатизованными. Под микроскопом видно, что порода сложена неравномерно раскристаллизованным кварцем. Участки с гранобластовой структурой сменяются участками с лепидобластовой. К последним приурочены новообразования серицита и фосфата. Фосфат присутствует в виде темных скоплений неправильной формы с слабым двупреломлением (отдельные скопления не реагируют на поляризованный свет). Показатель преломления, замеренный в иммерсионных препаратах, равен 1,625—1,626, на основании чего фосфат определен как франколит. Прослоями порода пропитана углистым, вернее, графитистым веществом и окислами железа.

Выше залегают кварцитовидные песчаники (до 1,5 *м*) тонкополосчатые (с чередованием темных и светлых полос), сильно ожелезненные. Под микроскопом видно, что мозаично раскристаллизованные прослои с гранобластовой структурой чередуются с тонкораскристаллизованными. Иногда мелкокристаллические участки образуют пятна и линзы неопределенных очертаний. По всему шлифу заметны выделения титанистого минерала и отдельные скопления кристаллов эпидота. Содержание P_2O_5 в этих породах не превышает 1,5%.

Еще выше по разрезу следует пачка (15 *м*), состоящая из переслаи-

вания описанных выше кварцитовидных песчаников и тонкозернистых кремнистых пород с отдельными прослоями (до 0,5 *м*) кремнисто-фосфатных разностей. В последних кремнезем тонко раскристаллизован, участками виден мозаичный кварц. Имеются выделения сфена и эпидота. Фосфат изотропный, образует пятна неправильной формы (фиг. 98). Кремнистые прослои тонкослоисты, что обусловлено чередованием слоев крупно- и мелкораскристаллизованного кремнезема. Видны выделения сфена и редкие кристаллы апатита, приуроченные к более тонкораскристаллизованным слойкам. Содержание P_2O_5 в кварцитовидных песчаниках составляет 0,9—1%, в кремнистых породах 0,1—0,3%, в кремнисто-фосфатных прослоях до 9—10%.

Как следует из описания разреза, все породы приведенного разреза сильно метаморфизованы и почти потеряли первоначальный облик. Можно лишь по косвенным признакам предположить, что первоначально они являлись кремнисто-глинистыми и песчанисто-карбонатными, а также туфогенными осадками. В отдельных образцах удалось установить наличие обломков эффузивов и многочисленных кристаллов плагиоклаза. Вулканические породы, лежащие в основании фосфоритоносной пачки, также сильно изменены. Судя по данным Н. Г. Марковой (1961) и А. А. Недовизина (1963, 1964), в нижнекембрийских отложениях Бет-Пак-Далы, и в частности в Джалаир-Найманской геосинклинали, к которой принадлежал и описываемый район, известны толщи основных порфиритов и их туфов. По Н. Г. Марковой, в разрезах джамбульской свиты в северо-западном районе Бет-Пак-Далы, кроме основных эффузивов, имеются туфы альбитофиров.

По ряду признаков измененные вулканические породы в районе горы Джамбул можно отнести к миндалекаменным порфиритам основного состава. Наблюдается связь между фосфатизированной частью разреза и вулканическими породами. Наиболее обогащены фосфором зоны контакта эффузивов и осадочных пород, причем эти же зоны максимально карбонатизированы.

Фосфор концентрировался, по-видимому, в период седиментации. Как правило, выделения франколита подчеркивают первичную слоистость и расположены перпендикулярно к сланцеватости.

Линзочки тонкозернистого фосфатного вещества очень напоминают вытянутые и как бы разорванные фосфатные конкреции. Нам представляется, что ввиду большой пластичности фосфатов и способности «течь» при давлении, первоначально, при диагенезе, в осадке имело место образование конкреционных фосфатных желваков. Наиболее интенсивная фосфатизация происходила в карбонатных разностях пород. Кремнистые породы содержат тонкорассеянный фосфат, но количество P_2O_5 в них не превышает 9—10%.

Фосфориты в отложениях карадокского яруса Селеты-Степнякского района Северного Казахстана (Тастыколь-Коксорская подзона)

В первой главе данного раздела было рассмотрено фосфатонакопление в вулканических породах карадокского яруса Северного Казахстана. Ниже будут сообщены данные о залежах фосфоритов в осадочных комплексах того же возраста. Основные из них приурочены к средней части Центрального прогиба (см. фиг. 86). Отложения карадока в этой зоне представлены тремя главными компонентами (снизу вверх): порфиритами и туфами, вулканогенно-карбонатными отложениями и терригенными, песчано-алевролито-глинистыми. Эти комплексы составляют майлисорскую и ангренсорскую свиты. Ангренсорская свита, в свою очередь, подразделяется на тастыкольские слои, сложенные известняками, и каранолинские, представленные терригенными породами. С тастыколь-

скими слоями связаны фосфориты, залегающие в различных типах разрезов: в толщах переслаивающихся карбонатных аргиллитов, туфов и туффитов, в массивных известняках и в чередующихся тонкозернистых известняках с доломитистыми известняками (Левина, 1964).

Фосфориты, по данным С. Д. Левиной, представляют собой «массивные, слоистые, пятнистые и брекчиевые породы с различными типами структур» (Левина, 1964, стр. 20).

По данным А. К. Константинова (1964), на Межозерном участке наряду с основными пластовыми телами фосфоритов (до 1 *м*) присутствуют и штокверковые маломощные тела. Последние приурочены к многочисленным трещинам или к разломам на границе тастыкольских слоев и майлисорской свиты. Наиболее часто встречаются брекчиевые текстуры фосфоритов, осложненные метасоматическими замещениями. Мелкие обломки известняков сцементированы фосфатным веществом, а иногда и известняк фосфатизирован.

Содержание P_2O_5 в фосфоритах в разных участках сильно колеблется. Фосфатное вещество представлено фторапатитом, франколитом и коллофаном. Характерно, что отношение F/P_2O_5 варьирует от 0,11 до 0,057 (Левина, 1964). Наименьшая величина этого отношения — в фосфоритах Межозерного участка, где, по данным А. К. Константинова, наряду с пластовыми развиты и штокверковые тела.

Среди минералов, сопутствующих фосфатам, кроме кальцита, отмечается железистый доломит, а в фосфоритах, приуроченных к карбонатным туффитам, встречаются альбит, хлорит, гидрослюда, каолинит, кварц, халцедон. Интересно, что этот же комплекс минералов обнаружен И. Г. Ченцовым в измененных фосфатизированных вулканических породах майлисорской свиты.

В упомянутых работах С. Д. Левиной и А. К. Константинова очень убедительно показано, что образование фосфоритов происходило одновременно с формированием тастыкольских слоев в период стабилизации тектонических движений и одновременно с ростом водорослевых биогермов.

Наиболее благоприятными фациями для образования фосфоритов являлись зоны перехода от шлейфов к впадинам лагун, иногда расположенные вблизи вулканических островов.

Активная эксплозивная вулканическая деятельность предшествовала образованию фосфоритов. В отдельных участках продолжали существовать действующие вулканические очаги. В первой главе уже было отмечено своеобразие вулканических пород майлисорской свиты и особенности фосфатизации в участках прогибов, непосредственно примыкавших к древним поднятиям (Терекско-Домбралинская подзона). Видимо, и для срединной части Центрального прогиба источник фосфора был эндогенным, как это справедливо считают С. Д. Левина и А. К. Константинов. Попадая в морской бассейн, в период поствулканической фумарольной деятельности фосфор осаждался как химическим, так и биогенным путем, образуя концентрации при наиболее благоприятных фациальных обстановках. Наличие фосфоритов не только в пластовых залеганиях, но и в секущих трещиноватых и разломных зонах свидетельствует, как нам кажется, и о втором пути концентрации фосфора в период движения растворов до выноса его в бассейн седиментации.

Мы подчеркнули выше факт изменения соотношения F/P_2O_5 в различных участках фосфатизации. Исследования, выполненные Инагаки Сейдзи, показали, что величина отношения F/P_2O_5 для апатитовых пород, связанных с интрузивными телами, обычно не превышает 0,03—0,09, в то время как для большинства фосфоритов морского происхождения это отношение больше (0,1—0,14) (Inagaki, Saidzi, 1964). Мы, в свою очередь, рассматривая большой материал, убедились в справедливости

этих выводов, свидетельствующих о дополнительном количестве фтора в фосфоритах осадочного генезиса.

Во всех случаях приуроченности фосфатной минерализации непосредственно к вулканическим породам (свита мтавари, даубабинская свита, апатиты в магнетитовых слоях вулканических пород Армении, апатитовые жилы в Грузии) отношение F/P_2O_5 составляло 0,05—0,09, в то время как в фосфоритах Хабаровского края, Бет-Пак-Далы, Калифорнии, в желваках современных фосфоритов этот коэффициент превышал 0,09.

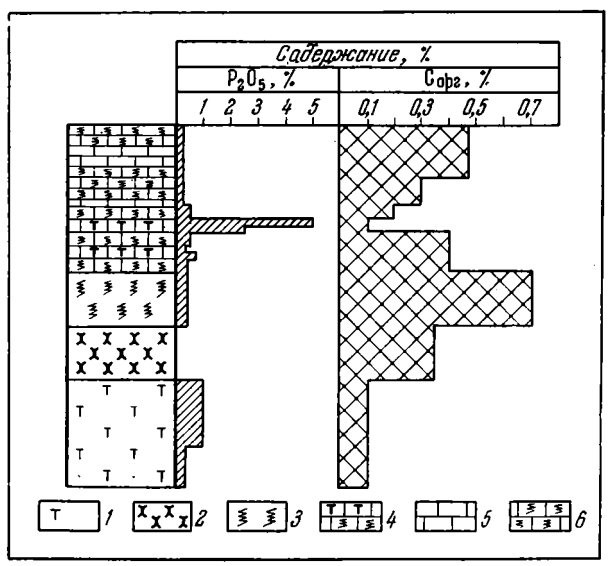
Фосфориты и фосфатизированные породы верхнемеловых отложений южного склона Большого Кавказа

Во флишевом прогибе южного склона Большого Кавказа известен ряд пунктов с выходами фосфатизированных пород и фосфоритов. Фосфатизация приурочена к отложениям ананурского горизонта сеноман-туронского возраста. Он прослеживается с перерывами на значительном расстоянии: от района Туапсе — Сочи и до районов Кахетии и Азербайджана. Горизонт этот в наиболее полных разрезах имеет трехчленное строение. В его основании залегает пачка туфов и туффитов основного состава. Туфы лито- и кристаллокластические, иногда цеолитизированные. Туффиты мелко- и среднезернистые, с большим количеством аутигенного глауконита, с глинистым или анальцимовым цементом. Выше следует кремнистая пачка, состоящая из фтанитов темно-серых, полосчатых, хрупких, с остатками радиолярий. Кремнезем в форме халцедона и кварца наиболее крупно раскристаллизован по органическим остаткам. Кремнистые породы в верхах пачки становятся опоковидными и содержат большое количество органических остатков. Еще выше залегает пачка кремнисто-карбонатных пород, переходящих вверх по разрезу в чистые известняки турона.

Фосфатизированные породы изучены нами в ряде разрезов (у 38 *км* Краснополянского шоссе, в районе р. Дагомыс, в Рачинском хребте и в Кахетии). Степень фосфатизации различна: содержание P_2O_5 колеблется от 5 до 20%. Фосфатизированными являются кремнисто-карбонатные породы, залегающие обычно в верхах второй пачки над фтанитами. Реже они образуют прослои между слоями фтанитов.

Разрез сеноман-туронских отложений в районе с. Шкмери (Рачинский хребет) показан на фиг. 99.

В основании залегают литокластические туфы с цеолитовым цементом, состоящие из обломков роговообманковых порфиров и кристаллов плагиоклазов, и



Фиг. 99. Разрез фосфоритоносных отложений у с. Шкмери (Рачинский хребет)

1 — туфы; *2* — фтаниты; *3* — опоковидные породы; *4* — карбонатно-кремнистые породы с пирокластикой; *5* — известняки; *6* — карбонатно-кремнистые породы

туффиты с многочисленными зернами аутигенного глауконита, также с цеолитовым цементом. В туфах и туффитах встречаются единичные округлые зерна фосфата.

Выше следуют темно-серые, почти черные кремнистые породы (фтаниты) — полосчатые, хрупкие, участками полупрозрачные, с гладким раковистым изломом, переходящие внизу пачки в опоковидные породы. Последние отличаются светло-серым цветом и обладают шероховатым изломом. Под микроскопом в них наряду с большим количеством остатков кремневых организмов (радиолярий) различаются обломки вулканических стекол и кристаллов плагиоклаза. Отдельные участки породы содержат тонкозернистый карбонат. Одновременно с увеличением примеси карбонатного материала появляются фосфатные конкреции и линзы размером до 2—8 *см*, розоватого цвета, плотные. Содержание P_2O_5 в них составляет 10—12%. В шлифах видно, что фосфат пронизывает кремнисто-карбонатную массу, замещает остатки радиолярий или образует отдельные сгустки. В большом количестве присутствует глауконит. Фосфатное вещество изотропное. Замеренный в иммерсионных препаратах показатель преломления равен 1,600—1,608, что соответствует коллофаниту. Конкреции фосфата в значительной степени пиритизированы.

Химический состав одной из фосфатных конкреций следующий (в %):

SiO_2	58,10	MgO	0,42
TiO_2	0,16	Na_2O	0,68
Al_2O_3	0,66	K_2O	0,38
Fe_2O_3	0,84	CO_2	5,16
FeO	0,22	C	0,24
MnO	0,01	P_2O_5	10,00
CaO	19,61	F	0,72

В обнажениях у 38 *км* Краснополянского шоссе фосфатизированные породы также встречены в верхах пачки кремнистых отложений сеномана. Кремнистая пачка слагает ядро небольшой антиклинальной складки и залегает согласно на аргиллитах альба. В низах ее разреза прослеживаются прослои туфов и туфогенных песчаников, а выше залегают фтаниты и кремнисто-карбонатные породы зеленоватых и серых тонов. В кремнисто-карбонатных породах встречаются мелкие линзочки и примазки фосфатов. Мощность прослоев, обогащенных фосфором, превышает 5—10 *см*, а содержание P_2O_5 в них достигает 12—15%. Карбонатные породы, слагающие верхнюю часть разреза, лишены фосфора. Ниже фосфатизированных прослоев среди кремнистых пород обнаружены линзы, обогащенные железом и марганцем.

Интересным объектом изучения оказались фосфатизированные породы в районе с. Солох-аул (бассейн р. Дагомыс). На сеноманских миндалекаменных базальтовых порфиритах и их туфах здесь залегает толща кремнисто-глинистых пород, среди которых обнаруживаются полуметровые линзы, выполненные черным порошкообразным веществом, содержащим до 8% марганца. Вверх по разрезу появляются карбонатно-кремнистые прослои мощностью до 10 *см* с содержанием P_2O_5 до 10—15%. Фосфат тонкозернистый, изотропный, в породе образует отдельные сгустки. Всего в обнажениях выявлено четыре фосфатизированных прослоя мощностью от 5 до 10 *см*.

Химический состав вулканических пород, лежащих в основании кремнисто-глинистой толщи, приведен в табл. 48.

Обращают на себя внимание высокая сумма щелочей, достигающая 6,5%, и большие содержания титана.

В Кахетии (с. Ахмета) среди кремнистых пород ананурского горизонта обнаружены фосфориты, содержащие до 20% P_2O_5. Правда, находки таких фосфоритов были единичными. Повышенная фосфатность отмечается в породах ананурского горизонта в районе с. Ананури (Военно-Грузинская дорога) и в ряде других пунктов.

Из всех имеющихся у нас материалов следует, что фосфатизация теснейшим образом связана с кремнистыми породами, причем фосфор избирательно концентрируется в кремнисто-карбонатных разностях. Лежащие повсеместно выше известняки и мергели туронского возраста совершенно лишены фосфатов.

Таблица 48

Химический состав верхнемеловых эффузивов района р. Дагомыс (в %)

№№ образца	SiO_2	Al_2O_3	TiO_2	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	CO_2
72/63	47,76	14,11	2,35	2,56	5,59	0,13	7,69	7,50	1,90	3,74	0,37	0,82
73/63	47,35	13,80	2,34	2,12	4,16	0,11	5,60	9,81	2,77	3,74	0,34	3,58
74/63	46,60	15,36	2,44	2,35	6,15	0,14	5,94	7,49	2,58	3,74	0,39	1,46

Генезис кремнистых пород ананурского горизонта давно интересовал исследователей Кавказа. Последнее время высказывались предположения о связи кремнистых пород сеноман-туронского возраста с вулканической деятельностью (Ломизе, 1963; Дзоценидзе, 1965). Детальные литологические исследования, проведенные на ряде разрезов этого горизонта, позволили нам высказать предположение о различном генезисе слагающих его кремнистых пород (Бродская, 1966). Для образования фтанитов, видимо, следует предположить вынос кремнезема вместе с эксгаляциями и последующее осаждение коллоидной массы. Опоковидные же породы образовались в результате биогенной садки кремнезема в периоды менее интенсивной деятельности подводных фумарол. Об этом свидетельствует различный минеральный состав этих двух типов кремнистых пород и некоторые геохимические показатели. Опоковидные породы распространены значительно шире, в то время как фтаниты встречаются в отдельных участках полосы выходов пород ананурского горизонта. Полоса эта совпадает с разделом разнородных структур. В работах различных авторов (Кириллова и др., 1960; Ломизе, 1963) доказывается наличие здесь многочисленных разломных зон как продольного, так и сопряженного, поперечного направления. К этим зонам во флишевом бассейне южного склона Большого Кавказа приурочены выходы эффузивных пород, свидетельствующих о вулканической активности в сеноманское время. По данным М. Г. Ломизе (1963), эффузивный комплекс пород представлен преимущественно базальтовыми порфиритами и мандельштейнами, а также их туфами. Породы в значительной степени альбитизированы. Миндалины выполнены хлоритом, карбонатом, цеолитом, нередко имеют концентрическое строение. В составе туфов присутствуют обломки базальтовых порфиритов, «обрывки» пузыристых вулканических стекол, кристаллы плагиоклаза и их обломки. Цементом служит глинистый и карбонатный материал, хлорит, анальцим.

Кроме эффузивных образований, доказано, что имеются синхронные субвулканические тела как базальтов, так и диабазов и диабазовых порфиритов (Пастушенко, 1956).

Для нас важно подчеркнуть некоторые особенности химизма вулканических пород сеномана, а именно — относительно высокое содержание железа и магния и заниженное, по сравнению со средним составом

пород данного типа, количество SiO_2. Наличие мандельштейнов и пузыристых лав свидетельствует о большем количестве летучих, насыщавших магматический расплав.

Тесная связь фосфатопроявлений с кремнистыми породами, и в частности локализация фосфатов в непосредственной близости от фтанитов, представляется не случайной. Видимо, вулканические эксгаляции в постмагматическую стадию выносили в морской бассейн помимо кремнезема и фосфор. Благоприятным обстоятельством для накопления фосфора в остаточных расплавах явилось сочетание в ходе магматической дифференциации таких факторов, как высокая основность лав, богатых мафическими компонентами, и наличие значительного количества летучих в связи с большим содержанием щелочей. Проницаемые зоны разломов способствовали проникновению летучих компонентов в поверхностную зону. Небольшое количество выносимых фосфатов (по отношению к массе кремнистого вещества) делало невозможным концентрацию фосфора совместно с фтанитами, однако вслед за выпадением кремневого геля в придонных слоях воды могли создаваться условия для биохемогенной садки фосфора. Элементом, необходимым для высаживания фосфата, служит ион кальция. Отсюда наиболее благоприятными фациями для концентрации фосфора должны считаться карбонатно-кремнистые, которые являются фосфоритоносными в самых различных типах месторождений фосфатов.

Фосфориты в кайнозойских отложениях Сахалина (п-ов Шмидта)

Геологическая характеристика месторождения фосфоритов на п-ове Шмидта (Северный Сахалин) известна из опубликованных работ (Бродская, Соловьев, 1956; Бродская, 1959, 1961) и материалов разведки. Здесь мы приведем только краткие сведения по этому месторождению, подчеркнув некоторые особенности генезиса фосфоритов.

Фосфориты обнаружены в кремнистых породах пильской свиты среднего миоцена. По нашим представлениям, в кайнозойский период в пределах района п-ова Шмидта и северо-восточных районов Сахалина простирался единый морской бассейн, отличавшийся по составу накапливающихся в нем отложений от бассейнов южной части острова. По сумме геофизических и геологических наблюдений на п-ове Шмидта фиксируются зоны глубинных разломов (Сычев, 1966), к которым и приурочена большая часть магматических проявлений. В последнее время на п-ове Шмидта обнаружена серия магматических тел миоценового возраста, сложенных основными щелочными породами (Ерохов, Шилов, 1966).

В районе р. Водопадной (западное побережье п-ова Шмидта) пильская свита образует антиклинальную складку, в ядре которой вскрываются более древние отложения мачигарской свиты. По устному сообщению В. Ф. Ерохова, в устье р. Водопадной, где обнаружено фосфатное месторождение, магматические породы относятся к полнораскристаллизованным, интрузивным. Однако имеющий у нас фактический материал заставляет считать эти породы излившимися трахибазальтами с отчетливо выраженной миндалекаменной структурой.

Базальты, залегающие в основании фосфоритоносной толщи, зеленоватые до темно-серых, с многочисленными округлыми миндалинами, выполненными кальцитом и хлоритом (фиг. 100). Под микроскопом видна порфировая структура. Вкрапленники представлены лабрадором и образуют многочисленные лейсты, погруженные в стекловатый базис. Структура основной массы — интерсертальная, с множественными мик-

ролитами плагиоклаза и зеленым плеохроирующим биотитом. Стекло бурое, полупрозрачное. Химический состав базальтов отражен в табл. 49.

Фиг. 100. Контакт базальта с карбонатной породой. Миоцен, Сахалин. Шлиф, увел. 40, николь один

Таблица 49

Химический состав базальта и карбонатной породы зоны контакта в районе р. Водопадной (в %)

Характеристика образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	MnO	Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	CO_2	C	P_2O_5
Базальт	50,55	2,25	17,89	4,22	3,36	6,94	3,59	0,14	3,78	2,77	1,44	1,85	0,1	—	0,66
Карбонатная порода	22,70	0,47	4,47	15,53	3,84	14,02	6,19	1,42	0,93	1,42	1,02	0,86	16,34	0,21	2,64

Особый интерес представляет зона контакта базальтов с вышележащими туфогенными алевролитами. На верхней поверхности базальтов залегает голубовато-серая, очень плотная, фарфоровидная карбонатная порода, бурно реагирующая с HCl. В шлифе видна микрозернистая масса карбоната кальция в тонкой смеси с кремнистым и фосфатным веществом. Участками карбонатная порода приобретает органогенную структуру. Удается различить обломки фораминифер: Quinqueloculina sp., Anomalina sp., Globegirina sp., Bulimina sp., пелеципод, мшанок и др. (см. фиг. 100). Общий облик микрофауны, по свидетельству В. Г. Морозовой и М. Я. Серовой, третичный. В камерах фораминифер иногда наблюдаются глауконит и фосфат. В базальт кальцит проникал по неровным поверхностям и имеет более крупнокристаллическую структуру. Отчетливо видно метасоматическое замещение эффузивной породы кальцитом.

Непосредственное залегание карбонатных пород на поверхности миндалекаменных базальтов нами уже отмечено при описании фосфоритов

в районе Бет-Пак-Далы и, кроме того, наблюдалось при изучении выходов андезитов в польских Карпатах. Возможно, что при подводных излияниях магмы создаются в ряде случаев очень благоприятные физико-химические условия для интенсивной садки $CaCO_3$ и большей биологической активности.

Судя по химическому составу карбонатной породы (см. табл. 40), она обогащена железом, марганцем и фосфором. Железо пиритное, фосфатные минералы в шлифах иногда образуют небольшие желтовато-бурые изотропные скопления.

Мощность описанного карбонатного прослоя на п-ове Шмидта составляет 0,10—0,25 *м*.

Выше разрез можно разделить на три пачки. Первая, нижняя пачка (280 *м*) сложена переслаиванием туфогенных алевролитов и песчаников. Состав обеих разностей этих пород очень близкий. Вулканогенный материал представлен остроугольными обломками основных плагиоклазов, часто с зональным строением, порфиритов и базальтов. Терригенная составляющая представлена округлыми и угловато-округлыми зернами кварца, плагиоклаза, обломками кварцитов и глинистых пород. Цементирующая масса грязно-желтого цвета состоит из кремнисто-глинистого материала, участками с цеолитом. Заметны образования лейкоксена как в цементе, так и в вулканическом стекле обломков эффузивных пород. По полевым шпатам видны новообразования микроклина. Иногда в зернах микроклина различаются реликты с более высоким показателем преломления и с двойниковой структурой, свойственной плагиоклазам.

В низах пачки имеются включения вертикально ориентированных галек различных пород. Очень характерны кальцитовые конкреции, слабо доломитизированные и сидеритизированные. Сами породы бескарбонатны и содержат до 0,3% P_2O_5.

Во второй пачке (60 *м*) алевролиты и песчаники сменяются кремнистыми аргиллитами, опоками и кремнистыми алевролитами с тонкими прослоями карбонатных пород. В этой же пачке присутствуют многочисленные прослои кремнисто-глауконитовой породы и фосфориты.

Кремнистые разности пород обычно тонкослоистые, листоватые, темно-серые. В шлифах видна однородная кремнистая масса с небольшой примесью глинистых частиц, почти не реагирующая на поляризованный свет. Оптически определен халцедон криптокристаллической структуры. В основной массе содержатся включения пирита, остатки спор и скорлупки диатомовых водорослей. Иногда встречаются отдельные зерна глауконита и выделения цеолитов. По данным химического анализа в кремнистых породах содержится (в %): SiO_2 — 78; Al_2O_3 —2,24; Fe_2O_3 — 2,48; TiO_2 — 0,33; $C_{орг}$ — 0,60; P_2O_5 — 0,06.

Глауконитсодержащие породы этой пачки состоят из кремнисто-глинистого вещества с многочисленными включениями глауконитовых зерен. Глауконит голубовато-зеленый и зеленый, по трещинам сильно пиритизирован. Помимо зерен глауконита наблюдаются пятна глауконита в кремнисто-глинистой массе, включения глауконита в раковинах фораминифер и т. п. Видны многочисленные образования цеолита из группы морденита.

К глауконитовым прослоям описанной пачки приурочены желваковые фосфориты. Кроме того, редкие тонкие прослои фосфоритовых желваков встречаются в кремнистых породах, а также имеются фосфатизированные кремнистые и алевритовые разности пород.

Третья пачка (140 *м*) сложена кремнистыми алевролитами с прослоями аргиллитов и песчаников. Кверху количество песчаных прослоев увеличивается, и разрез заканчивается кварц-полевошпатовыми песчаниками.

Одной из характерных особенностей описанного разреза является наличие многочисленных трещин, секущих пласты в различных направлениях. Трещины выполнены песчаным материалом и относятся к нептуническим дайкам. Интересно, что трещины преобладают в низах разреза и не продолжаются выше первого фосфоритового слоя. Песчаный материал в дайках по составу полностью отвечает породам нижней пачки разреза. Процесс микроклинизации песчаных частиц очень интенсивный.

Фосфатные породы в районе п-ова Шмидта представлены двумя типами: желваковыми фосфоритами и фосфатизированными кремнистыми аргиллитами и алевролитами.

Достаточно подробное описание фосфатных пород уже было сделано ранее (Бродская, 1961), и поэтому здесь приведена только их краткая петрографическая характеристика. Среди желваковых фосфоритов различаются кремнисто-фосфатные и кремнисто-глауконит-фосфатные разности. Размер желваков от 1—2 до 15 *см*. Они сложены однородным фосфатом с небольшой примесью кремнистого вещества и обычно переполнены створками диатомовых водорослей, радиолярий и спикулами губок. В стенках диатомей фосфат иногда раскристаллизован. Около органических остатков наблюдаются скопления пирита. Глауконит в кремнисто-глауконит-фосфатных желваках, как правило, располагается в периферической части, причем наряду с округлыми зернами встречаются участки неправильных очертаний, с расплывчатыми краями. Иногда заметно обрастание глауконитовых зерен фосфатной оболочкой или сидеритом. В некоторых образцах сидерит полностью замещает глауконит. В случае цементации желваков фосфорита кремнисто-глауконитовым цементом глауконит вдоль контакта с фосфатной массой имеет изогнутую форму. Химический состав фосфоритов приведен в табл. 50.

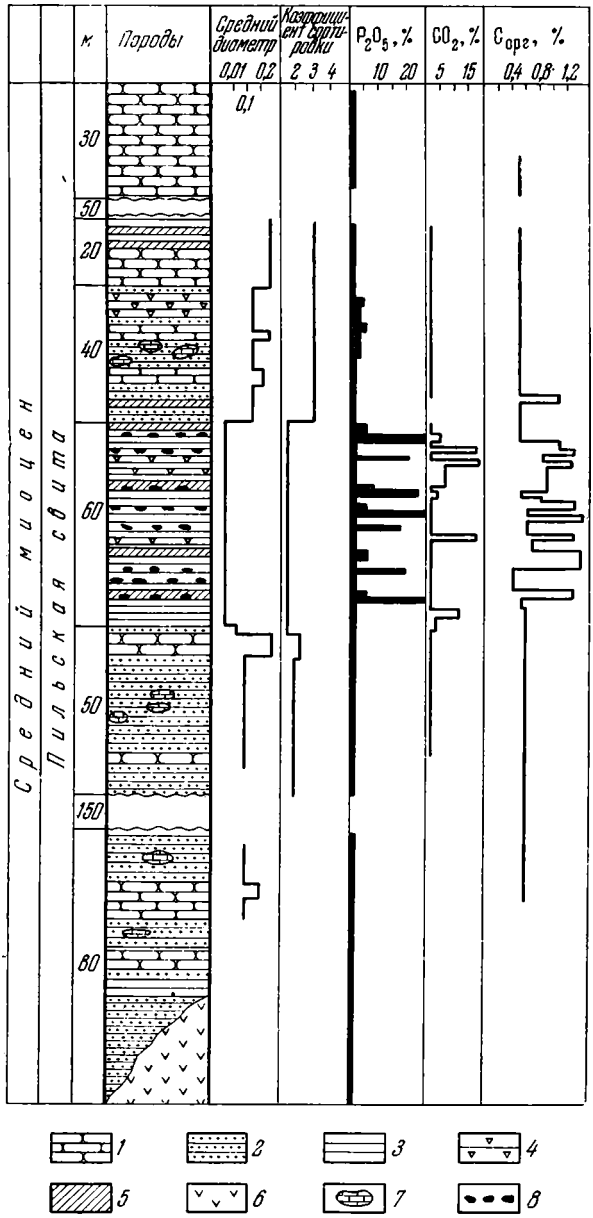
Таблица 50

Химический состав фосфоритов пильской свиты (в %)

№ образца	Порода	н. о.	MgO	CaO	CO_2	F	P_2O_5	$CaO : P_2O_5$	$F : P_2O_5$
173[с]	Фосфорит желваковый, кремнисто-глауконитовый	4,25	0,39	37,26	0,80	1,44	21,67	1,61	0,06
157[с]	То же	2,70	0,46	36,48	0,94	1,31	36,08	1,00	0,03
138[с]	Фосфорит желваковый, кремнистый	3,74	0,39	46,05	1,18	2,28	33,77	1,39	0,06
112[с]	То же	6,40	—	44,98	1,67	2,27	32,99	1,36	0,06
183[с]	Фосфорит плитчатый	2,39	—	47,09	0,99	3,18	35,15	1,33	0,08

Фосфатный минерал сахалинских фосфоритов наиболее близок к франколиту. Разведочными работами ДВГУ было обнаружено значительное количество слоев фосфоритов, которые при более доступном географическом положении месторождения могли бы эксплуатироваться. Очень интересен факт находки фосфоритов в пильской свите на восточном побережье п-ова Шмидта. Здесь они также приурочены к выходам щелочных магматических пород.

На фиг. 101 видны некоторые характерные особенности кремнистой фосфоритоносной пачки. Ее породы отличаются относительно высоким содержанием карбонатных минералов и органического вещества. Химический анализ карбонатных пород, образующих тонкие прослои,



Фиг. 101. Разрез фосфоритоносной пачки в миоценовых отложениях п-ова Шмидта (Бродская, 1961)

1 — песчаники; *2* — алевролиты; *3* — аргиллиты; *4* — кремнистые породы; *6* — глауконит; *6* — базальты; *7* — карбонатные конкреции; *8* — фосфориты

показал, что содержание в них $CaCO_3$ составляет 27%, $MgCO_3$ — 17%, а $FeCO_3$ — около 3%. $C_{орг}$ хотя и обогащает породы фосфоритоносной пачки, но в самих фосфоритах содержится в очень незначительных количествах — всего 0,2—0,3%. Железо концентрируется в глауконитах в количестве до 17%, но, кроме того, имеются многочисленные выделения пирита и сидерита.

Среднемиоценовый морской бассейн, располагавшийся на территории п-ова Шмидта, отличался относительной глубоководностью, что вообще свойственно морским водоемам этого времени на Сахалине. Среди диатомовых водорослей отмечаются формы, характерные для бореальных бассейнов. По данным И. И. Ратновского (1960), в отложениях среднего миоцена присутствуют комплексы глубоководных моллюсков — *Solemya, Palliolum pedroanus* (Trask.), *Lima goliath* Smith. Глубоководные фораминиферы — *Buliminela subfusiformis* Cush. et Kleinp.— определены Н. А. Волошиной. Примесь вулканического материала, особенно ощутимая в низах разреза, создает впечатление грубозернистости отложений нижней части свиты, однако терригенный материал ее тонкий и сравнительно хорошо отсортированный.

Фосфоритоносная пачка формировалась в условиях, когда терригенная седиментация была подавлена высокой скоростью осаждения кремнезема и интенсивным развитием планктонных организмов. Повышенную карбонатность этой части разреза, видимо, можно объяснить растворением в иле остатков раковин и перемещением карбонатов в процессе диагенеза. Фосфор осаждался вместе с кремнеземом, но перераспределение его в осадке происходило вслед за растворением и вы-

падением карбонатов в раннем диагенезе, почти одновременно с образованием глауконитов.

Одной из особенностей изученного разреза пильской свиты является образование микроклина и цеолитов, являющихся показателями дополнительного привноса щелочей в толщу пород, формировавшихся вслед за проявлениями щелочного вулканизма. Весьма вероятно, что в одну из стадий постмагматической деятельности со щелочными эксгаляциями в морской бассейн поступал и фосфор. Следы этого процесса видны при изучении карбонатного прослоя зоны контакта базальтов и лежащих выше осадочных пород. Помимо фосфора в нем несколько повышено содержание марганца.

Фосфориты и фосфатизированные породы миоценового возраста Калифорнии

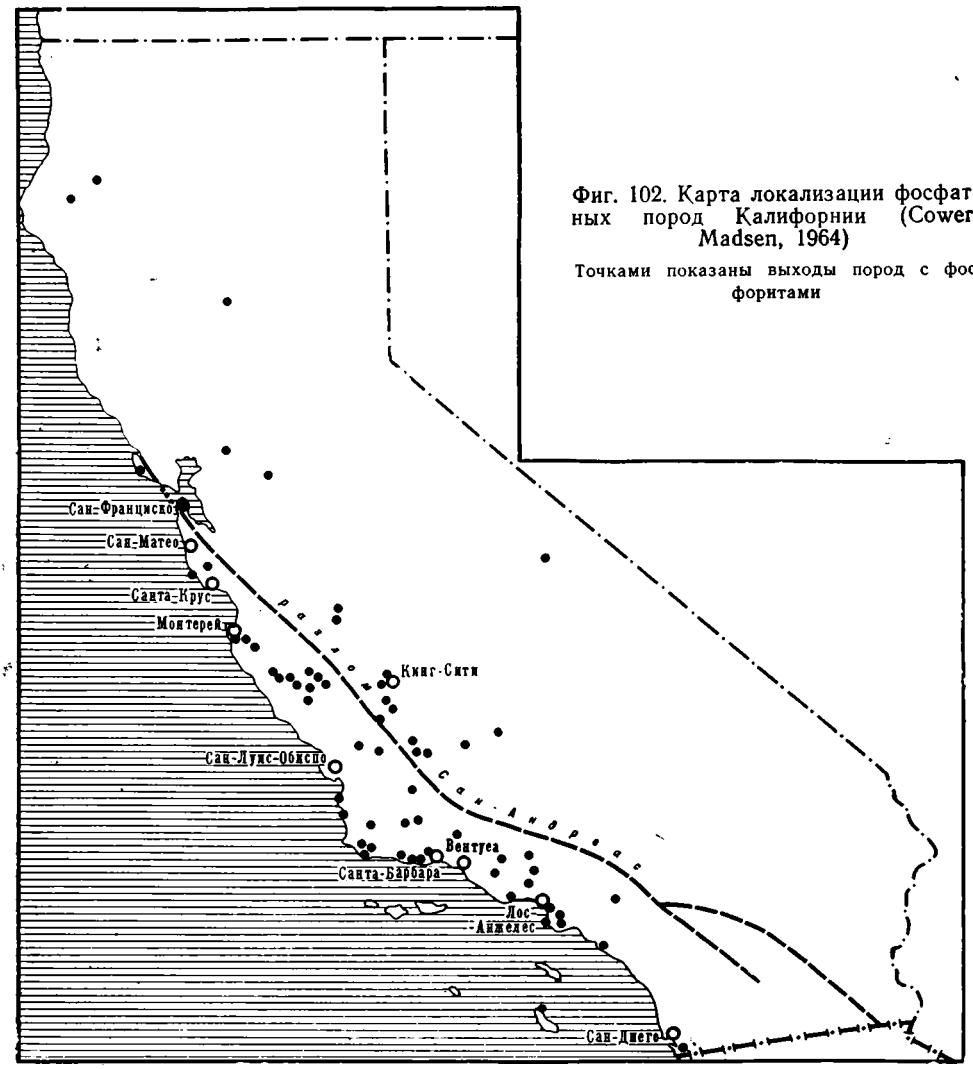
В кайнозойских геосинклинальных бассейнах Калифорнии (США) известны многочисленные участки фосфатонакопления. Наибольшее количество фосфоритов обнаружено в южной прибрежной полосе между Сан-Франциско и Лос-Анжелосом и вдоль западной стороны долины Сан-Иоаким (Gower, Madsen, 1964). Почти все фосфориты залегают в породах миоценового возраста.

По данным Н. Л. Талиаферро (Taliaferro, 1943), седиментация в миоцене происходила в отдельных бассейнах, разделенных выступами более древних пород, в отличие от отложений мезозоя, накопившихся в вытянутом троговом геосинклинальном бассейне.

Характерной чертой кайнозойской истории была интенсивная вулканическая деятельность, особенно широко проявившаяся в миоцене. В нижнем миоцене в районе долины Сан-Иоаким известны потоки андезитовых и базальтовых лав, образовавшихся, вероятно, в результате субаэральных излияний.

В среднем и верхнем миоцене широко распространены лавы, пеплы и агломератовые туфы. Большей мощности эти образования достигают в отдельных зонах, где, видимо, располагались вулканические центры. Один из таких центров находился в зоне хребтов в районе Санта-Моника, Монтан и Чарнел Айленд. Здесь имеются андезитовые лавы большой мощности, брекчии и пеплы, лавы и силлы базальтов и мощные силлы томсонитовых диабазов. Другой значительный центр вулканических излияний локализуется в районе Сан-Луис-Обиспо и фиксируется оливиновыми базальтами, авгитовыми базальтами, риолитовыми туфами и многочисленными силлами андезитовых диабазов. Очаги вулканической деятельности миоценового возраста имели место в Санта-Крус Монтана, на холмах Баркли и в других местах. Вулканизм в большинстве случаев был подводным, о чем свидетельствуют находки морской фауны в осадочных слоях, переслаивающихся с лавами. В результате поступления большого количества вулканического материала в непосредственной близости от центров извержения возникали вулканические острова, и последующие извержения носили иногда субаэральный характер. Масса тонкого пеплового материала осаждалась в миоценовых морях (Taliaferro, 1943; Reed, 1953). Попытки американских геологов наметить определенную последовательность изменения различного типа лав увенчалась успехом только для отдельных районов. Так, в пойме Сан-Луис-Обиспо и севернее района Санта-Барбара намечается следующая последовательность в залегании вулканических пород: внизу залегают агломераты биотит-авгитовых дацитов, относящихся к формации нижнего миоцена, затем риолитовые туфы и лавы, потоки авгитовых андезитов, базальтов и оливиновых базальтов, переслаивающихся с

кремнистыми породами, затем силлы анальцимовых диабазов и неглубокие интрузии натровых риолитов. На южном конце хребта Санта-Лучиа оливиновые базальты и пеплы залегают ниже риолитовых лав и туфов. В целом для прибрежной полосы Калифорнии в течение миоцена характерны излияния кислых, средних и основных лав с приближением к щелочным или субщелочным породам.



Фиг. 102. Карта локализации фосфатных пород Калифорнии (Cower, Madsen, 1964)

Точками показаны выходы пород с фосфоритами

Важной и широко распространенной фацией миоценового вулканизма являются силлы анальцимовых диабазов. Они встречены и в среднем, и в верхнем миоцене. В мощных силлах видна гравитационная дифференциация от пикритов в основании до высоко фельдшпатовых диабазов вверху. В большинстве силлов присутствует анальцим, но в ряде случаев отмечается томсонит. На северном конце побережья в районе Калифорнии имеется шток натровых сиенитов с беркевкитом. Наличие силлов такого состава характерно для остаточной магмы после кристаллизации большинства минералов. Несомненно, что подобная интенсивная вулканическая деятельность явилась одним из основных факторов, влиявших

на седиментацию в бассейнах миоценового возраста. Наряду с туфами, бентонизированными туфами и туффитами встречены мощные толщи кремнистых пород, обычно диатомовых. Внизу разреза развиты кремнистые фтанитоподобные породы, образование которых, по-видимому, связано с излиянием основных лав (см. том I, часть I).

Переходя к рассмотрению фосфоритов Калифорнии, отметим, что к западу от разлома Сан-Андреас фосфориты встречаются в породах среднего и верхнего миоцена, восточнее же этого разлома — в отложениях нижнего миоцена. Вулканическая деятельность также проявилась в нижнем миоцене в восточных районах, а в среднем и верхнем миоцене — в западных (Gower, Madsen, 1964) (фиг. 102).

Породы, содержащие фосфориты, тесно ассоциируют с кремнистыми сланцами и бентонитами, что хорошо видно на разрезах, составленных для формации Монтерей (Bramlette, 1946). Существуют три основных типа фосфоритов: зерна (pellet), конкреции (phosphatic nodules) и фосфатизированные аргиллиты (phosphatic shales). Фосфоритовые зерна светло-серые или темные, бесструктурные, до 1 *мм* в диаметре, внутри часто имеются включения кварца или полевого шпата. Видимо, правильней эти образования называть оолитами. Концентрируются они в сравнительно рыхлых слоях мощностью до 15 *см*. Конкреции фосфоритов темно-коричневые или серые, эллипсоидальные или неправильной формы, до 30 *см* в поперечнике. Они обычно содержат халцедон и редкие зерна нефосфатного кластического материала. Как правило, в конкрециях и фосфатизированных аргиллитах присутствует некоторое количество карбоната кальция, в то время как фосфатные зерна карбонатов почти не содержат.

В районе Индиан-Крик (Сан-Луис-Обиспо) формация Монтерей достигает мощности 350 *м* и состоит из кремнистых сланцев (75% ее общего объема), фосфоритовых слоев (18%) и прослоев бентонитов (7%). В фосфатной зоне встречаются раковины мелководных фораминифер. Основным минералом фосфоритов является карбонат-фтор-апатит. Химический состав подобных фосфоритов следующий (в %):

SiO_2	1,8	Al_2O_3	1,0	Fe_2O_3	0,25	FeO	0,08
MgO	0,19	CaO	51,8	Na_2O	0,43	K_2O	0,07
H_2O	2,7	TiO_2	0,1	P_2O_5	35,7	MnO	Нет
F	4,0	F/P_2O_5	0,11				

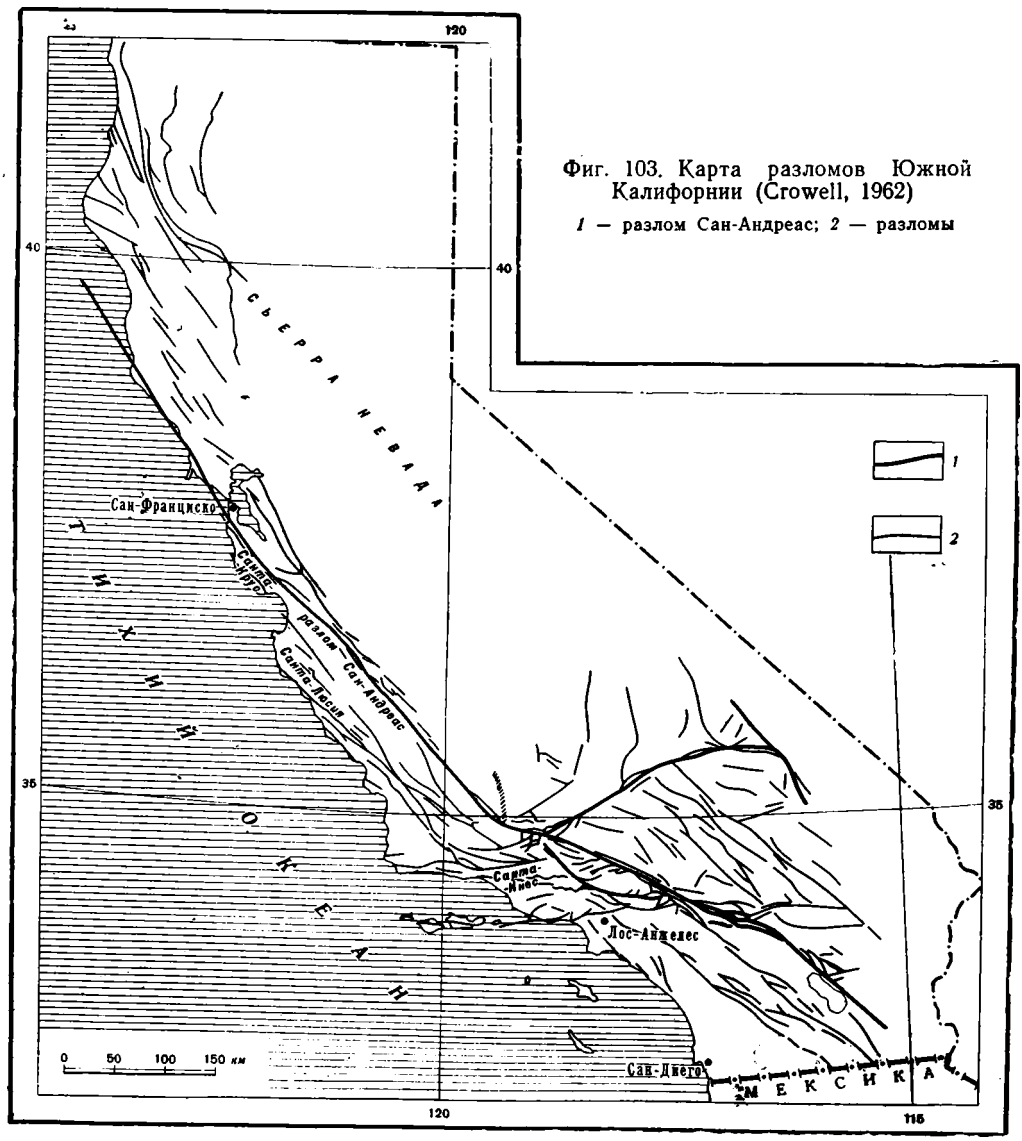
Зернистые фосфориты имеют наибольшее значение в отложениях верхнего миоцена формации Санта-Маргарита вдоль юго-восточного хребта, в Сан-Луис-Обиспо, в Санта-Барбара и Вентура, а также в среднем и верхнем миоцене формации Монтерей в Монтерее и в Сан-Луис-Обиспо. Нижнемиоценовые зернистые фосфориты встречены вдоль западной стороны долины Сан-Иоаким.

В ряде случаев мощность толщ, включающих фосфоритовые конкреции и фосфатизированные аргиллиты, достигает 70 *м*. Они предположительно содержат большие запасы фосфоритов. Если обратиться вновь к разрезам формации Монтерей (см. том I, фиг. 25), то ясно видно, что фосфоритовые слои появляются в зоне развития маломощных карбонатных прослоев и кремнистых сланцев, залегающих, как правило, в основании формации. Образование кремнистых сланцев в низах формации Монтерей, по И. В. Хворовой (см. том I, часть I), происходило скорее всего в результате приноса в водоем эксгаляционного кремнезема, а не вследствие постепенного изменения диатомитов, как считают некоторые исследователи. Карбонатные прослои сложены органогенными известняками.

Помимо перечисленных типов фосфоритов, в морских верхнемиоценовых отложениях района Лос-Анжелос в формации Модело известны

оолитовые фосфориты, обогащенные железом. Формация Модело залегает с несогласием на отложениях эоцена и, возможно, раннего миоцена и распространена в зоне крупного разлома, по которому в миоценовое время происходило внедрение интрузий базальтов и даек трахитов (Hoots, 1931).

Породы, слагающие формацию, в основном представлены кремнистыми сланцами, но наряду с ними достаточно широко распространены массивные песчаники типа граувакк, сильно карбонатные сланцы, пеплы и бентониты. Нижняя часть формации фациально изменчива, и в тех зонах, где исчезают толщи граувакк, они замещаются сланцами и оолитовыми фосфоритами. Фосфориты достигают мощности 0,6 *м*. Оолиты, слагающие их, размером до 0,7 *мм*, имеют концентрическое строение и сложены коллофаном. Ядрами оолитов служат кварц, обломки сланцев или кварцитов. Отдельные концентры образованы бурыми окислами железа. Отдельные фосфориты цементируются между собой кальцитом и окислами железа.



Фиг. 103. Карта разломов Южной Калифорнии (Crowell, 1962)

1 — разлом Сан-Андреас; *2* — разломы

Химический состав оолитовых фосфоритов, по данным Х. Хоотса (Hoots, 1931), следующий (в %):

SiO_2	1,21	Na_2O, K_2O	Сл.
Al_2O_3	1,30	CO_2	9,20
Fe_2O_3	8,36	P_2O_5	21,44
MgO	0,1	F	1,52
CaO	40,38	$C_{орг}$	0,37
		F/P_2O_5	0,07

В низах формации преобладают фтанитоподобные кремнистые сланцы, сложенные криптокристаллическим кремнеземом, в то время как стратиграфически выше известны кремнистые породы с преобладанием опала. Сравнительно широко развиты карбонатные породы, представленные слоями фораминиферовых известняков, линзами и конкрециями. Карбонатные породы также сосредоточены в низах формации Модело.

Таким образом, мы встречаемся здесь с той же закономерностью, какая подмечена для фосфоритов среднемиоценовой «формации» Монтерей.

Накопление фосфора происходило в зоне, где формировались кремнистые породы, относящиеся по типу к фтанитам, и присутствовали органогенные известняки. Если сопоставить схему районов распространения фосфоритов Калифорнии (см. фиг. 102) со схемой основных разломов, составленной И. Гровелл (Growell, 1962) (фиг. 103), то можно заметить совпадение участков фосфатонакопления с зонами максимального количества нарушений. Нам представляется, что это совпадение не случайно и обусловлено тем, что именно в проницаемых зонах разломов древнего заложения мог происходить эксгаляционный вынос кремнезема и фосфора в периоды вулканической активности. Осаждение фосфатов следовало за формированием кремнистых слоев в условиях, когда происходило накопление органогенного карбоната, т. е. при замедленном темпе терригенной седиментации.

Некоторые закономерности фосфатонакопления в вулканогенно-кремнистых и карбонатных толщах

Приведенные выше материалы охватывают, как мы могли убедиться, типы фосфатной минерализации, разнообразные как по строению рудных залежей, так и по структурным особенностям фосфоритов. Палеоструктурные и палеогеографические условия районов и вулканические проявления также различны, но есть ряд общих характерных особенностей, которые следует подчеркнуть. Прежде всего, непосредственно в районах распространения фосфоритов имели место синхронные интенсивные вулканические проявления, хотя сами фосфаты находятся в комплексе вулканогенно-осадочных пород. Соотношения с вулканическими сериями различны — иногда фосфориты залегают непосредственно на вулканических породах (гора Джамбул, Сахалин, хребет Джагды), или же связаны с ними латеральными переходами (Калифорния, Селеты-Степнякский район, Кавказ).

Характер вулканической деятельности в большинстве приведенных примеров сходен. Мы встречаемся с дифференциатами основной магмы, причем в ряде случаев устанавливается не обычный ход эволюции от основных к кислым лавам, а чередование лав различной основности. Обязательным условием является повышенная щелочность расплава. В районе хребта Джагды одновременно с диабазами встречаются пенистые щелочные лавы, насыщенные большим количеством летучих компонентов. В Калифорнии имеются указания на наличие трахитов. В Селеты-Степнякском районе наблюдаются андезитовые порфириты и андезит-

дацитовые порфириты с повышенной щелочностью, а на Сахалине — трахибазальты.

В палеоструктурном отношении мы имеем дело с краевыми частями геосинклинальных прогибов с большим количеством разломных зон, проходящих по границе с древними поднятиями или срединными массивами.

Выделяются следующие характерные комплексы, к которым приурочены фосфориты.

1. Комплекс кремнистых пород с незначительным количеством туфов и маломощными прослоями карбонатов. Кремнистые породы типа фтанитов переходят стратиграфически выше в опоковидные разности, ассоциируют с туфами и латерально сменяются вулканическими породами. Иногда эффузивы залегают непосредственно в основании кремнистого комплекса. Фосфориты конкреционные, реже образуют линзы и пласты небольшой протяженности. В разрезе фосфориты локализуются вблизи карбонатных прослоев. Фосфатное вещество представлено франколитом и коллофанитом. Постоянно присутствует железо в различных минеральных формах, входя в состав пирита, глауконита, железистого хлорита. К этому комплексу относятся фосфориты миоцена Калифорнии и Сахалина, сеноманские отложения Кавказа, нижнекембрийские фосфориты Бет-Пак-Далы (гора Джамбул).

2. Комплекс карбонатно-кремнистых пород представлен яшмами, углисто-кремнистыми сланцами (возможно, фтанитами) и известняками или доломитами. Карбонатные породы относятся к различным генетическим типам. Встречаются тонкозернистые хемогенные, органогенные и обломочные известняки и доломиты. Органогенные и обломочные известняки по ряду признаков относятся к рифовой зоне. В состав комплекса входят вулканические породы — преимущественно лавы и туфы основного состава с повышенной щелочностью. Очень характерны зоны фосфатизированных карбонатно-кремнистых брекчий. Фосфориты пластовые, часто брекчированные. Фосфатное вещество представлено франколитом и коллофанитом. Помимо фосфорной минерализации имеются концентрации железа и марганца. В таком комплексе пород залегают нижнекембрийские фосфориты хребта Джагды (Хабаровский край), известные по работам А. Ф. Шехоркиной (Шехоркина и др., 1963), фосфориты Ханкайского массива Приморья, а также кембро-рифейские фосфориты Горной Шории (Смилкстын, 1967; Красильникова и др., 1965).

3. Комплекс карбонатных пород сложен известняками, доломитизированными известняками, реже доломитами и глинистыми карбонатными разностями. Породы слабо кремнистые: относятся к фациям рифов. Фосфориты, часто брекчированные, залегают линзами и выклинивающимися слоями. Фосфатное вещество представлено фторапатитом, франколитом и коллофанитом. Постоянными спутниками фосфатов являются железистый доломит, сидерит, пирит. Вулканические породы залегают стратиграфически ниже и латерально замещают комплекс. Среди карбонатных пород присутствуют туфогенные разности (фосфориты ордовика Северного Казахстана — Тастыколь-Коксорская подзона).

Палеогеографические условия концентрации фосфора тесно связаны с палеоструктурными особенностями, климатом и вулканической деятельностью и не везде достаточно хорошо выявлены. Можно прийти к заключению, что преобладают фациальные условия двух типов.

1. Относительно мелководные зоны геосинклинальных бассейнов с широко развитыми рифовыми постройками, окруженные глубокими депрессиями. Поступление терригенного материала, как правило, незначительно (Джагды, Селеты-Степнякский район, Горная Шория).

2. Относительно глубоководные зоны краевых частей геосинклиналей с интенсивным кремненакоплением и незначительным накоплением карбонатов чаще всего в результате миграции органогенного $CaCO_3$ в процессе диагенеза (Калифорния, Сахалин, Кавказ, гора Джамбул).

Для зон фосфатонакопления характерно наличие разломов, высокая сейсмичность, а также подводный, реже островного типа вулканизм.

Глава III

ФОСФАТИЗАЦИЯ ТУФОГЕННЫХ ТОЛЩ

Фосфатопроявления в осадочных толщах, обогащенных пирокластическим материалом, встречаются сравнительно часто и уже неоднократно освещались в литературе (Петренко, Ренгартен, 1954; Kamienski, Skoczylas-Ciszewska, 1956; Бродская, Ильинская, 1963; Левина, 1964 и др.). Как правило, высоких концентраций фосфора в этом типе фосфатопроявлений не обнаруживается, и максимальное содержание P_2O_5 в породах не превышает 5—10%. Обычно осадочные комплексы, в той или иной мере обогащенные тонкой пирокластикой, залегают на значительном расстоянии от очагов извержений и могут даже находиться в других структурных зонах. Лавы и крупнозернистые туфы в разрезе фосфоритоносных отложений данного типа отсутствуют.

Рассматриваемые фосфатизированные туфогенные породы залегают многочисленными тонкими прослоями как среди морских, так и среди озерных отложений. Комплексы осадочных пород очень разнообразны: песчанисто-глинистые, глинисто-диатомовые, туфово-карбонатные, угленосные или галогенные. Очень характерна высокая скорость седиментации в длительно и интенсивно прогибающихся участках.

Фосфатизация морских туфогенных пород

В Польских Карпатах среди морских отложений Силезского покрова в ряде пунктов в районе г. Тарново встречены своеобразные породы с содержанием P_2O_5 до 12%. Они приурочены к мощной толще истебнянских слоев, датируемых турон-палеоценом, и обнаруживаются на различных стратиграфических уровнях. Истебнянские слои представлены грубозернистыми песчаниками и глинами, сменяющимися восточнее фацией пестроцветных венглювецких мергелей.

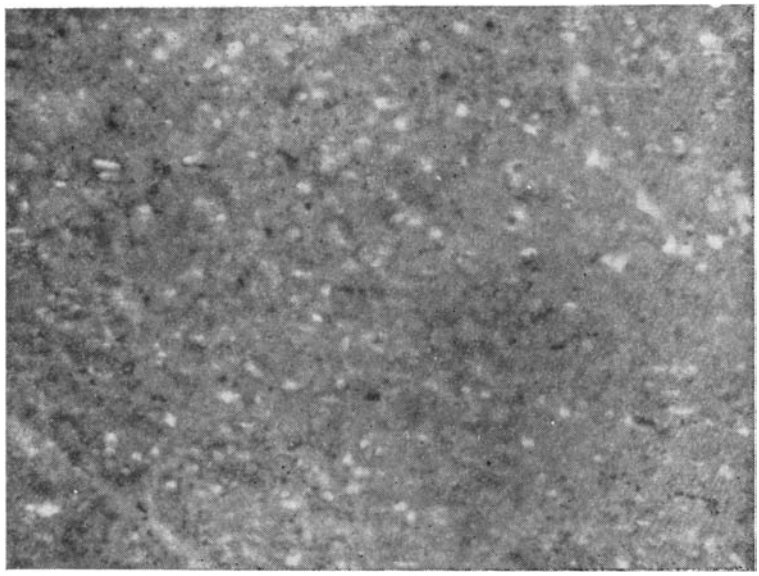
Фосфатизированные породы залегают в виде тонких прослоев мощностью от 4 до 6 *см* в тонкослоистых черных слюдистых глинах, переслаивающихся с грубозернистыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом. На фоне темно-серых глин легкие, тонкопористые породы фосфатизированных прослоев выделяются светлыми оттенками. При микроскопическом изучении этих пород в глинистой массе видны мелкие, алевритовой размерности, обломки плагиоклаза, кварца, слюды. При больших увеличениях по характерным контурам иногда удается определить обломки вулканических стекол. Основная масса породы темная и слабо реагирует на поляризованный свет (фиг. 104)

Представление о химическом составе фосфатизированных пород дает табл. 51, в которую включены анализы, взятые из работы М. Каменского и К. Скочиляс-Цижевской (Kamienski, Skoczylas-Ciszewska, 1956).

Многочисленные определения фосфора, проведенные в отобранных нами в поле образцах, показали, что распределение его в породе нерав-

номерно и в ряде случаев либо достигает 12—15%, либо снижается до 3—4%.

Глины, вмещающие эти прослои, содержат лишь кларковые значения фосфора.



Фиг. 104. Фосфатизированный туф. Польша. Шлиф, увел. 30, николь один

Приведенный в табл. 36 анализ шлаковых обломков из тонкозернистых туфов свиты мтавари (Западная Грузия) показывает известное сходство в химическом составе, особенно с образцом, взятым из района Ковалова. Как было показано выше, в главе I данного раздела, шлаковые туфы свиты мтавари имеют много общего с палагонитовыми туфами.

По данным рентгеноструктурного анализа, выполненного в Лаборатории аутигенной минералогии Геологического института АН СССР, в глинистой фракции фосфатизированной породы (<0,001 *мм*) присутствует смешанно-слоистая фаза, образованная беспорядочным чередованием гидрослюдистых (80—90%) и монтмориллонитовых (20—10%)

Таблица 51

Химический состав фосфатизированных пород истебнянских слоев Польских Карпат и свиты мтавари Грузии (в %)

Место взятия образца	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	TiO_2	MgO
Свожова (Польша)	34,0	22,92	9,12	0,91	0,14	0,62	1,66
Свожова (Польша)*	44,54	15,36	6,15	0,60	0,2	0,84	1,32
Ковалова (Польша)	37,75	14,77	10,33	0,71	0,75	0,38	2,44
Шлаковые обломки из мелкозернистого кристалло-витрокластического туфа (свита мтавари, Грузия)*	35,36	12,62	8,18	5,16	2,03	3,73	11,01

* Анализ проведен в Химико-аналитической лаборатории Геологического института АН СССР.

Таблица 51 (окончание)

Место взятия образца	CaO	K_2O	Na_2O	H_2O	CO_2	P_2O_5	$C_{орг}$
Свожова (Польша)	10,90	2,99	0,43	7,15	1,42	7,83	Не опр.
Свожова (Польша) *	7,72	2,15	0,35	5,24	0,50	7,55	0,5
Ковалова (Польша)	14,65	2,56	Сл.	6,42	0,82	8,91	Не опр.
Шлаковые обломки из мелкозернистого кристалло-витрокластического туфа (свита мтавари, Грузия) *	6,60	1,93	0,30	7,46	0,55	0,68	0,52

пакетов, и, кроме того, каолинитоподобный минерал. Во фракции 0,01—0,001 *мм* присутствует большее количество кварца, диоктаэдрическая гидрослюда, незначительное количество монтмориллонита и хлорита. Следует заметить, что в фракции 0,01—0,001 *мм* материал изменен гораздо слабее, чем в более тонкой.

Содержание P_2O_5 по фракциям изменяется следующим образом (в %): >0,1—10,6; 0,1—0,01—4; 0,01—0,001—0,44, т. е. фосфор ассоциирует с более крупной фракцией осадка, что связано с образованием мельчайших конкреционных стяжений.

Суммируя имеющийся материал, следует согласиться с мнением М. Каменского и К. Скочиляс-Цижевской, предположивших, что фосфатизированные прослои были первоначально обогащены пирокластическим материалом.

Образование смешанно-слоистой фазы, состоящей из чередования гидрослюдистых и монтмориллонитовых пакетов, характерно для процессов, связанных с изменением вулканического материала, обладавшего несколько повышенной щелочностью, типа трахиандезитов (см. том I, часть III).

На протяжении позднего мела и палеоцена в Карпатах известны неоднократные проявления вулканизма. На значительном пространстве Северных Карпат в верхнем мелу очаги вулканизма были приурочены к геоантиклинальной зоне. На тектоническую схему Польских Карпат, заимствованную из 13 тома Геологического атласа Польши (Gucik, Jasinoviez, Koszarski, 1962), нами нанесены выходы вулканических пород, туфов и фосфоритов мелового возраста (фиг. 105).

В районе Вадовиц излияния базальтов и спилитов сменились извержениями более эксплозивного характера, в результате чего накопились толщи андезито-дацитовых туфов (Ксёнжкевич, Визэр, 1954). Интересно заметить, что, по мнению указанных авторов, последняя стадия этой вулканической активности сопровождалась подводными эксгаляциями.

В районе Взар нами были обследованы выходы андезитов мелового возраста; оказалось, что содержание P_2O_5 в них составляло 0,6%.

В толще литокластических туфов андезитового состава, переслаивающихся с грубозернистыми туфогенными песчаниками и аргиллитами, значение P_2O_5 составляют 0,4—0,7%, т. е., несомненно, превышают кларковые.

Появление туфогенных прослоев среди песчано-глинистых истебнянских слоев вполне закономерно и отвечает палеогеографической обстановке этого времени.

Интенсивные изменения туфов, проходившие в сильно щелочной среде, способствовали освобождению фосфора из вулканического материала и последующей концентрации в виде отдельных микроскоплений.

Следует предположить, что материал эксплозий был первоначально несколько обогащен фосфором.

Выше мы упомянули, что песчано-глинистая фация истебнянских слоев к востоку сменяется мергелистой. На расстоянии свыше 200 *км* в пестроцветных мергелях встречаются конкреционные фосфориты, детально описанные в работе В. Нарембски (Narembski, 1960). Фосфориты иногда значительно обогащены марганцем и содержат железистые карбонаты.

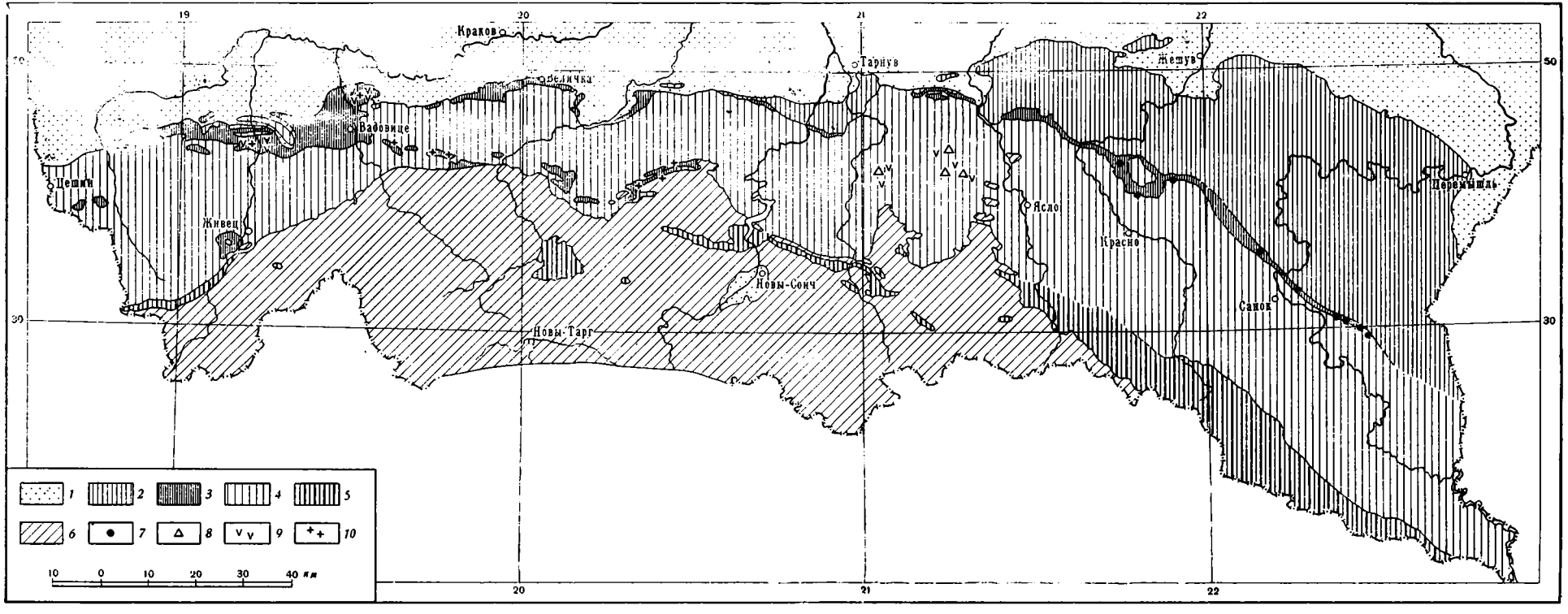
Породы, аналогичные фосфатизированным туфам Карпат, были обнаружены на Кавказе в районе месторождения сеноманских бентонитовых глин (Бродская, Ильинская, 1963). Бентониты образовались в результате изменения пеплового материала, приносимого в мелководный бассейн, располагавшийся на «жесткой» Грузинской плите. Очаги извержений находились в зоне геосинклинальных прогибов на границе с плитой. В верхней части разреза бентонитовых глин встречены прослои светлой кремнистой породы с гнездами и линзами фосфата, в котором содержание P_2O_5 составляет 10%. Кремнистая порода состоит из слабо раскристаллизованного кремнезема с хорошо различимыми остатками радиолярий и изотропными обломками, по структуре напоминающими пеплы. Фосфат рыхлый, мучнистый, не реагирует на поляризованный свет, с показателем преломления 1,592—1,604.

Приуроченность фосфатизированных пород и фосфоритов к пепловым прослоям в морских осадочных толщах хорошо видна при анализе литологических особенностей формаций кульма.

Нами изучены образцы керна скважин, вскрывших нижнекарбоновые отложения в районе Свентокшишских гор (Польша). Отложения эти известны как типичные для формации кульма. Они представлены в основном темными, почти черными глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, фтанитами и карбонатными породами с прослоями туфов. Кремнистые породы иногда сильно раскристаллизованы, с хорошо заметными остатками радиолярий. Карбонатные прослои сложены известняками, иногда сидеритизированными. Туфы зеленовато-серые, тонко- и среднезернистые. Мощность прослоев обычно не превышает 5—10 *см*. Тонкозернистые разности туфов сильно изменены, часто бентонизированы. Более грубые состоят из плагиоклаза, вулканических стекол и в меньшей степени из обломков основных эффузивов. Как правило, над прослоями туфов залегают конкреции фосфорита. Иногда фосфатизированными оказываются и туфовые прослои, в то время как все остальные породы содержат лишь кларковые значения P_2O_5. Конкреции фосфорита содержат до 25—30% P_2O_5. В шлифе под микроскопом видна масса тонко раскристаллизованного фосфатного вещества, сложенного, по данным минералогического анализа, франколитом. Известно, что основная вулканическая деятельность на границе девона и карбона была сосредоточена южнее, в геосинклинальных бассейнах. В районе Свентокшишских гор в морские бассейны поступал лишь пирокластический материал.

Аналогичные фосфоритовые конкреции и фосфатизированные прослои известны в нижнекарбоновых отложениях Карагандинского бассейна, представленных мощными (до 1000 *м*) тонкослоистыми сажистыми алевролитами, аргиллитами и кремнистыми аргиллитами с прослоями туфогенных образований, фосфоритовыми конкрециями и фосфатизированными породами. По данным А. А. Петренко и Н. В. Ренгартен (1954) пепловые прослои и фосфатсодержащие породы обычно находятся в тесной связи. Выше залегают отложения, относящиеся к типичной угленосной континентальной молассе (Шатский, 1955).

Карагандинский бассейн занимает часть крупного синклинория, который образовался в пределах окраинного вулканического пояса.



Фиг. 105. Тектоническая схема Польских Карпат (по данным Gucic, Jasinoviz, Koszarski, 1962; с дополнениями авторов)

1 — миоцен; *2* — Скольский покров; *3* — Субсилезский покров; *4* — Силезский покров; *5* — Предмагурская зона (Дукельские складки, зона тектонических окон, Предмагурский покров); *6* — Магурский покров; *7* — фосфоритовые конкреции; *8* — туфогенные породы, обогащенные фосфором; *9* — туфы и туффиты верхнего мела; *10* — лавы верхнего мела

Заказ 79

В северной периферической части складчатой области, прилегающей к Карагандинскому бассейну, известны наземные порфировые формации (Богданов, Четверикова, 1961).

На возможно вулканогенный источник фосфора для фосфоритов в формациях кульма указывал в свое время Н. С. Шатский (1965). Нам представляется, что этим источником мог быть пепловый материал, измененный в диагенезе, в условиях морского бассейна с интенсивным накоплением органического вещества.

Несколько ниже мы остановимся подробней на способах переноса фосфора с пирокластическим материалом и путях его миграции в стадии диагенеза.

В целом, рассматривая данный тип фосфатизации морских туфогенных толщ, можно сделать вывод, что парагенез пород в них в общих чертах сходный. Постоянно присутствуют глинистые, кремнистые и иногда карбонатные породы, обогащенные органическим веществом и пирокластическим материалом. Скорость седиментации в бассейнах была значительной и приносимый материал быстро захоронялся. Очаги извержения, как правило, находились на большом расстоянии от зон фосфатонакопления, часто в других структурных зонах.

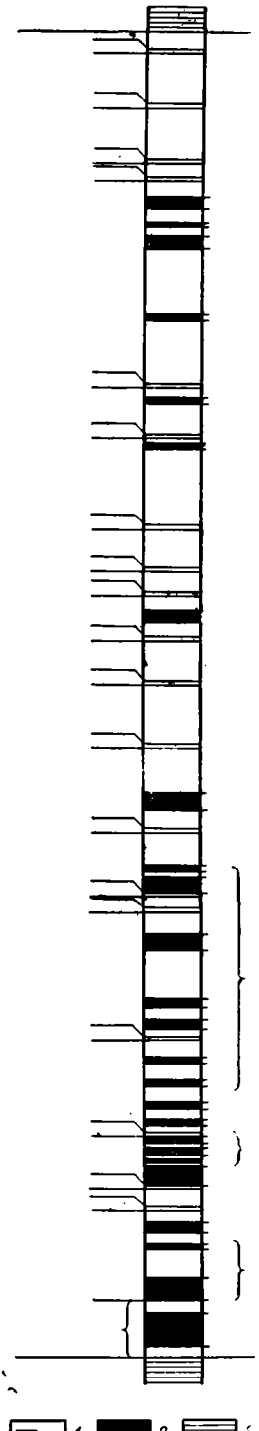
Фосфатизация озерных туфогенных пород

Интересным примером концентрации фосфора в комплексе пород, обогащенных пепловым материалом, могут служить эоценовые озерные ураноносно-фосфатные слои в четырех районах плато Колорадо: Грин-Ривер, Пайн Монтан, Бивер-Дивайд и Лизайт Монтан (штаты Вайоминг и Юта, США). Геологическая история этих районов свидетельствует о длительном периоде существования озерных условий, возникших с конца мезозойской эры. Континентальные замкнутые бассейны образовались на меловых породах, выведенных на поверхность в орогенную стадию развития (Милтон, 1961). На протяжении сотен тысяч лет происходило медленное опускание этих бассейнов, в которых накапливались разнообразные озерные осадки. Начальные этапы осадконакопления во всех бассейнах были одинаковы — они фиксируются преимущественно терригенными отложениями, часто достаточно грубозернистыми. Дальнейшее развитие озер было несколько различным. В районе Грин-Ривер формировались озера содового типа с преобладающей хемогенной садкой карбонатов. В других районах происходило карбонато- и углена-копление на фоне продолжающейся терригенной седиментации. Характерной особенностью кайнозойского этапа развития озер являлось участие в осадконакоплении вулканического материала в виде пеплов преимущественно андезито-дацитового состава.

Остановимся несколько подробнее на положении ураноносно-фосфатных зон в разрезах отложений различных бассейнов, используя для этой цели данные И. Лове (Love, 1964). В районе Грин-Ривер последовательность различных типов отложений, начиная с палеоценового времени, следующая. Внизу прослеживаются серые плотные песчаники и глины с тонкими прослойками углей и локальными зонами конгломератов, которые сменяются вверх по разрезу красноцветными песчаниками и глинами с углями и лигнитами. Эта часть разреза относится к палеоцену и низам эоцена, причем ее мощность изменяется от 300 до 1500 *м*. Выше залегают серые листоватые сланцы, зеленоватые глины и песчаники (40—100 *м*) с прослоями мергелистых пород и анальцимовых туфов. Эта пачка относится еще к нижнему эоцену.

Среднеэоценовые отложения отличаются большим разнообразием и представлены зеленовато-серыми глинистыми сланцами, алевролитами и железистыми песчаниками, мергелями, доломитизированными породами

и известняками, переслаивающимися с анальцимовыми туфами, прослоями монтмориллонитов и слоями пород, сложенных троной ($Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$). По данным Ч. Милтона, глинистые сланцы по существу являются известковистыми химическими осадками, так как роль кластического материала в их составе очень незначительна. Нам представляется, что большую часть «глинистых» пород следует отности к измененным прослоям туфов.



1 *2* *3*

Фиг. 106. Схематический разрез отложений в районе Грин-Ривер, показывающий переслаивание урановосно-фосфатных и троновых слоев (Love, 1964)

1 — урановосно-фосфатные слои; *2* — слои троны; *3* — нефтеносные сланцы

К этой части разреза общей мощностью около 500 *м* приурочены многочисленные урановосно-фосфатные зоны. Кверху исчезают слои, сложенные троной, и намечается изменение в составе туфогенного материала в сторону появления более грубозернистых кислых разностей риолитовых туфов. Длинный список разнообразных аутигенных минералов, характерных для среднеэоценовых отложений района Грин-Ривер, приведен в работе Ч. Милтона (1961). Среди них большое количество карбонатных минералов, таких, как нахколит ($NaHCO_3$), трона, шортит ($Na_2Ca_2(CO_3)_3$), эйтеллит ($Na_2Mg(CO_3)_2$), гейлюсит ($Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$), бурбанкит ($Na_2(Ca, Sr, Ba, Ce)_4CO_3$), кальцит, доломит, сидерит, магнетит, карбонаты бария.

Силикаты представлены анальцимом, сирлезитом ($NaBSi_2O_6 \cdot H_2O$), сепиолитом, лейкосфеном, лафлинитом ($(Na_2Mg)_2 \cdot Si_3O_6(OH_4)$), глинистыми минералами, акмитом ($NaFe^3 + Si_2O_6$) и др. Сульфиды представлены пиритом и вюртуитом (ZnS). Среди сульфатов встречаются барит и, возможно, гипс, ангидрит. Фосфатные минералы представлены фторапатитом, коллофаном и брадлейитом ($Na_3PO_4MgCO_3$), встречаются кварц, халцедон и различные углеводороды. Из хлорсодержащих минералов известен только нортупит ($MgCO_3 \cdot NaCl$).

Приведенный далеко не полный список минералов показывает, что за время существования озерной седиментации условия должны были резко изменяться. Образование, с одной стороны, доломита и кальцита, а с другой — нахколита и троны свидетельствует о существенном изменении гидрохимических условий. Некоторые минералы, такие как тортит и этелит, могли образоваться в диагенезе на границе карбонатных и содовых слоев.

Присутствие анальцима связано с изменениями пепловых частичек под влиянием содовых растворов. Интересно, что анальцим постоянно ассоциирует со свободным кремнеземом в виде халцедона.

Фосфатизированные зоны, являющиеся одновременно урановосными, ассоциируют в районе

Грин-Ривер с той частью разреза, где имеются пласты, сложенные троной (фиг. 106). Фосфатизированными являются большей частью зеленые алевритовые сланцы (green silstone). Содержание фосфора сильно колеблется, составляя в среднем 7,8%. Максимальные количества P_2O_5 равны 19%. В разрезе насчитывается 25 урановосно-фосфатных зон. Мощность фосфатизированных зон колеблется от нескольких сантиметров до 1—2 *м*. Породы, разграничивающие фосфатизированные пласты, содержат очень низкие количества как урана, так и фосфора.

В районе Бивер-Дивайд синхронный разрез олигоцен-эоценовых отложений отличен от описанного выше. Здесь полностью отсутствуют эвапориты. Значительно шире распространены кремнистые породы, представленные кремнистыми сланцами и кремнистыми зеленовато-серыми песчаниками. Туфы, туфогенные алевролиты и песчаники переслаиваются с прослоями углей, карбонатных пород и монтмориллонитовых глин. Локально распространены слои, сложенные геландитом и ерионитом ($H_2CaK_2Na_2Al_2Si_6O_{17} \cdot 5H_2O$). Эти минералы в районе Грин-Ривер не встречаются. Туфовый материал представлен главным образом биотит-роговообманковыми андезитами. В восточной части района имеется агломератовый слой, образованный обломками трахитов. Урановосно-фосфатные зоны многочисленны, но содержание фосфора в них не превышает 5,5%, а в большинстве образцов достигает только 1%.

В районе Лизайт Монтан, расположенном на севере центрального Вайоминга, отложения озерного бассейна, существовавшего в интересующий нас отрезок геологического времени, также представлены темно-зелеными песчаниками, алевролитами и глинами, значительно туфогенными, с прослоями анальцимовых туфов, линзами кремнистых сланцев, прослоями углей и карбонатных пород. Пирокластический материал очень тонкозернистый. В нем преобладают неизмененные кристаллы плагиоклаза, санидин, биотит, роговая обманка, пироксен. Аутигенный кремнезем присутствует в виде неправильной формы линз кремнистых сланцев, конкреций и линз темного халцедона. Количество урановосно-фосфатных зон здесь невелико. Максимальное содержание P_2O_5 равно 7,25%, в среднем около 6%. Большинство зон приурочено к прослоям, обогащенным тонким пепловым материалом. Следует заметить, что обломки вулканических стекол сильно изменены.

Судя по данным, приведенным И. Лове (Love, 1964), в разрезах плато Колорадо фосфатизированные зоны распространены достаточно широко и приурочены к определенным интервалам. В табл. 52 приведен химический состав пород из фосфатизированных зон различных бассейнов. Породы Грин-Ривер отличаются более высокой карбонатностью, соответственно меньшим содержанием SiO_2 и железа. Количество органического вещества, как следует из анализов, вообще невелико.

Вопрос генезиса урановосно-фосфатных зон в эоценовых бассейнах плато Колорадо широко дискутируется. Бросающаяся в глаза связь

Таблица 52

Химический состав пород из урановосно-фосфатных зон эоценовых бассейнов плато Колорадо (в %) (Love, 1964)

Район	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	CO_2	$C_{орг}$
Грин-Ривер . .	26,5	7,0	1,6	1,2	5,7	21,2	2,4	1,9	4,0	0,27	7,4	0,08	13,6	—
Пайн Монтан .	38,4	6,7	3,2	0,47	1,0	22,4	2,6	0,95	3,9	0,29	13,8	0,26	4,3	0,5
Бивер-Дивайд	45,5	13,5	3,2	0,18	2,4	10,9	2,2	4,4	6,2	0,41	6,0	0,16	2,5	0,9
Луизайт Монтан	42,7	9,8	2,2	0,44	1,2	15,6	2,0	4,2	4,3	0,30	4,3	0,14	8,9	0,1

фосфатонакопления с эвапоритовыми отложениями в бассейне Грин-Ривер нарушена в других рассмотренных палеогеновых водоемах, где имело место накопление угленосных осадков. Столь же непостоянна связь с ураном, так как вышележащие ураноносные слои постэоценового времени лишены фосфора. Постоянным спутником фосфатных зон является обильный тонкозернистый пепловый материал. Внимательно изучив имеющиеся данные об особенностях седиментации в палеогеновых озерных водоемах США, мы склонны считать источником фосфора вулканические пеплы, поступавшие в озера при извержении вулканов, располагавшихся в эоценовое время в районе Сиерра Невады и залива Сан-Франциско. Согласно данным Н. Талиаферро (Taliaferro, 1943) и И. Ирдли (1954) в среднем и верхнем эоцене преобладал эксплозивный вулканизм с андезитово-дацитовым и риолитовым составом лав.

В пепловом ювенильном материале фосфор не входит в состав вулканического стекла, а содержится в литокластических частицах — в виде кристаллов апатита. Сравнительное изучение продуктов извержения вулканов о-ва Явы, проведенное И. Баак (Baak,1949), позволило выяснить степень растворимости фосфатов пепловых частиц в зависимости от характера эруптивной деятельности разных вулканов. При извержениях наиболее активного вулкана Центральной Явы — Мерапи отмечено сравнительно высокое содержание фосфора в андезитах и пеплах. При обработке пеплов соляной кислотой растворимый фосфат составил 67,4% общего количества фосфора в пепле, а растворение в лимонной кислоте удалило 29,7% P_2O_5 (табл. 53).

Таблица 53

Содержание фосфора в пеплах различных вулканов Явы и степень растворимости фосфатов (Baak, 1949)

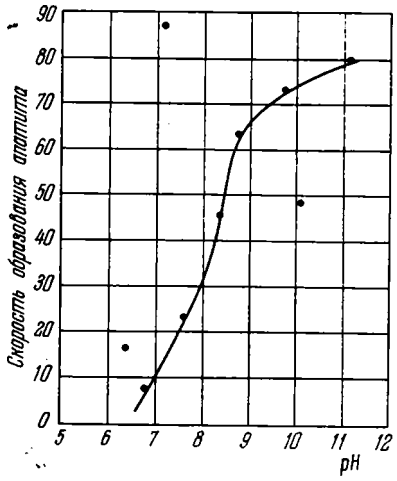
Содержание P_2O_5, %	Вулканы		
	Омери	Килут	Мерапи
Общее	0,19	0,11	0,33
Растворимое в HCl	14,0	51,4	67,4
Растворимое в лимонной кислоте	9,4	38,1	29,7

Как следует из таблицы, процент растворимой части фосфатов очень различен. Интересно, что пеплы вулкана Килут лишены апатита. Фосфор здесь извлечен из вулканического стекла в количестве 51,4%.

Геохимические исследования пеплов Камчатки показали, что во время вулканических эксплозий фосфор, как и ряд других элементов, может сорбироваться на поверхности вулканических стекол в количестве до 0,18%. Тонкая сорбционная пленка очень легко растворима, и освобождение фосфора в наземных условиях происходит вслед за осаждением пеплов (Гущенко, 1965). Видимо, различия в растворимости фосфора по анализам вулканов Явы могут быть также объяснены наличием сорбционной пленки на поверхности пеплов. Во всяком случае доказан перенос фосфора с вулканическим материалом и возможность его освобождения при соответствующих условиях седиментации.

При этом важным обстоятельством является быстрое захоронение пепловых частиц, т. е. большая скорость осадконакопления. Экспериментальными исследованиями установлено, что переход в раствор P_2O_5 из фосфатов Ca, Fe и Al имеет два максимума: 1) при кислой реакции для дикальцийфосфата $CaHPO_4$ pH < 5,5, для $AlPO_4$ pH < 3,5, для $FePO_4$ pH < 2,5—2) при щелочной реакции при pH 9,5—11 все перечисленные соединения фосфора переходят в раствор (Аскинази, 1949; Ягов-

дик, 1955). Более основные соединения фосфора при высоких значениях pH растворяются лишь в незначительных количествах. Наиболее благоприятным условием растворимости является присутствие карбонатов щелочей или их бикарбонатов. Последнему условию соответствует обстановка седиментации в озерах, где образовывались содовые минералы. Наличие в разрезе известняков и доломитов свидетельствует о периодических изменениях физико-химической обстановки. Растворение фосфора, приносимого с пепловыми материалом, происходило в донном слое осадка при влиянии сильно щелочных иловых растворов. Растворы, содержащие фосфор, могли перемещаться по пористому пласту. Выпадение фосфатов происходит при изменении величин pH. В связи с этим известный интерес представляют экспериментальные работы Л. Л. Амеса (Ames, 1959). При медленном пропускании через тонкозернистый кальцит раствора 0,3 M Na_3PO_4 в щелочной среде происходит замещение кальцита апатитом по реакции $NaOH + 3Na_3PO_4 + 5CaCO_3 \rightarrow Ca_5(PO_4)_3OH + 5Na_2CO_3$. На скорость образования апатита, как следует из фиг. 107, влияет величина pH. Максимальная скорость замещения, замеренная по количеству перемещенного Sr^{90}, осуществляется при pH 10—11. Установлено, что замещение идет быстрее в тонкозернистом кальците. Карбонат может входить в решетку апатита в том случае, если апатита содержится меньше, чем 10% от веса CO_3^{-2}. Исследования Л. Амеса показали, что образование апатита замещением иона CO_3 возможно в природной обстановке, если известняки в осадке находятся в равновесии с водной массой, близкой к насыщению кальцием. Концентрация иона PO_4^{3-} может быть равна 0,1 ppm или больше. Подобные условия вполне реальны для донных илов эоценовых отложений района Грин-Ривер, в которых известны зоны фосфатизации в интервалах между слоями, сложенными содовыми минералами.



Фиг. 107. Скорости образования апатита по количеству Sr^{90}, вынесенного в единицу времени в зависимости от величины pH (Ames, 1959)

В других описанных выше озерных водоемах Америки освобождение фосфора из пепловых частиц могло происходить в илу при очень низких значениях pH в обстановке угленакопления. Последующая концентрация фосфора происходила также в стадию раннего диагенеза в осадке в связи с изменением физико-химических констант или замещением карбонатного иона. Фосфатизированные зоны приурочены к тем же частям разреза, где наблюдается переслаивание угольных пластов, туфов, зеленовато-серых кремнистых песчаников и карбонатных прослоев.

Фосфатизированные туфогенные озерные отложения встречены и в существенно иной обстановке — среди миоплиоценовых озерных толщ Сисианского района Армении. Здесь, по данным Л. А. Игнатьевой (1967б), в отдельных слоях тонкослоистых диатомитов содержание P_2O_5 достигает 6—7%. Диатомиты глинистые, часто ожелезненные, значительно обогащенные пепловым материалом, который состоит из вулканических стекол андезитового состава. Имеются прослои пепловых туфов.

Синхронные вулканические породы залегают на некотором расстоянии от бассейнов седиментации и представлены андезитовыми лавами с заметно повышенной щелочностью.

Глава IV

ФОСФОРИТЫ СПОРНОГО ГЕНЕЗИСА

Некоторые особенности обстановки фосфатонакопления на месторождениях Малого Каратау

Крупные месторождения фосфоритов, расположенные в краевых частях геосинклинальных систем, в первую очередь привлекают внимание исследователей, занимающихся вопросами генезиса этого полезного ископаемого.

Несметные богатства «камня плодородия» заключены в месторождениях кембрийских фосфоритов в Малом Каратау. Среди различных гипотез об источнике концентрации фосфора в каратауских фосфоритах (Страхов, 1960; Гиммельфарб, 1965; Бушинский, 1966; Анкинович, 1966 г.) существует предположение об эндогенном поступлении фосфора в зону седиментации.

Н. С. Шатский (1955) считал, что фосфориты кембрийских отложений Каратау относятся к отдаленной вулканогенно-кремнистой формации и связывал источник фосфора с вулканизмом Урала. В. Г. Королев (1960) подчеркивал возможную синхронность формирования мощных вулканических толщ Тянь-Шаня и образования фосфоритов. Э. А. Еганов (1964) одним из источников фосфора считал подводную эксгаляционную деятельность, в районе Каратау. К. Т. Табылдиев (1966), основываясь на палеогеографических картах, составленных Н. Г. Кассиным, обращал внимание на докембрийский вулканизм, проявившийся в зоне хребтов Каратау.

В настоящее время несколько пересмотрен возраст толщ, вмещающих каратауские фосфориты, что существенно изменило представления о палеогеографической обстановке времени их образования.

Долгое время считалось, что фосфориты Каратау залегают в карбонатно-кремнистой толще среднекембрийского возраста. Согласно последним работам (Келлер и др., 1965), она относится к нижнему кембрию. В. Н. Холодов и А. С. Корякин (1967) вполне убедительно показали, что и доломитовая пачка, подстилающая фосфоритоносные слои, также принадлежит скорее к низам кембрия, чем к верхам рифея (к венду). Не останавливаясь на всем разрезе отложений в районе Каратау, хорошо известном из ряда работ, мы подчеркиваем только некоторые факты.

В районе месторождения широко распространены разломы северо-западного направления (продольные), субширотного и субмеридионального направлений (диагональные). Обе системы разломов заложились еще в венде и оказывали существенное влияние на процессы осадконакопления (Холодов, Корякин, 1967).

Карбонаты, кремнезем и фосфаты являлись основными составляющими осадков нижнекембрийского моря в Малом Каратау. Все эти три компонента дают хемогенные накопления и в то же время участвуют в биогенном цикле. Последние исследования карбонатных пород, состоящих из доломита и подстилающих кремнистую и кремнисто-фосфатную пачки, заставляют предположить, что эти «нижние доломиты» (по терминологии местных геологов) являются первично-биогенными водорослевыми образованиями (Бродская, Холодов, 1965; Холодов, Корякин, 1967), сильно измененными вторичными процессами. Рифовая природа доломитов доказывается особенностями морфологии слагаемых ими тел, изменением мощностей, фаций, наконец, следами органогенной структуры.

Располагаясь в мелководной зоне бассейна, в условиях засушливого аридного климата, подобные биогермы могли развиваться при медленном прогибании дна бассейна, отсутствии терригенной седиментации и при поступлении большего количества питательных веществ, необходимых для роста водорослевых колоний. Благоприятной являлась тектоническая позиция вблизи разломных зон, где происходили опускания отдельных блоков. Фосфориты часто локализуются во впадинах неровного рельефа «нижних доломитов», а перекрывающие фосфориты кремнистые породы заполняют впадины и маломощными слоями ложатся на доломиты. Пласты хемогенных доломитовых пород встречаются и выше по разрезу.

Фосфориты локализуются преимущественно в самой мелководной литоральной зоне бассейна. Кремнистые породы распространены значительно шире, причем состав их очень варьирует: от чистых силицитов до кремнисто-глинистых сланцев. В северо-западной части Малого Кара-Тау и в бассейне Большого Кара-Тау главным типом кремнистых пород являются углисто-кремнистые сланцы. В относительно более глубоководных зонах бассейна появляются очень характерные породы, которые, вслед за Е. А. Соколовой и Л. Н. Ботвинкиной (1965), правильно называть ритмитами. Состав их в различных фациальных зонах меняется. Тонко переслаиваются глинистые доломиты и карбонатные алевролиты или доломиты и доломитистые фосфориты. Нет данных о кремнистом типе ритмитов, что, по всей вероятности, связано с геохимической близостью фосфата и карбоната и раздельным осаждением кремнезема.

Несмотря на общий кремнисто-фосфатно-карбонатный состав отложений, слагающих месторождение, кремнезем обособлен от фосфора в мощных кремнистых толщах. Только вблизи зоны контактов с фосфоритами наблюдаются кремнисто-фосфатные разности пород. Образование их может быть связано с проникновением одного из элементов (кремнезема или фосфора) в соседний слой благодаря циркуляции иловых растворов.

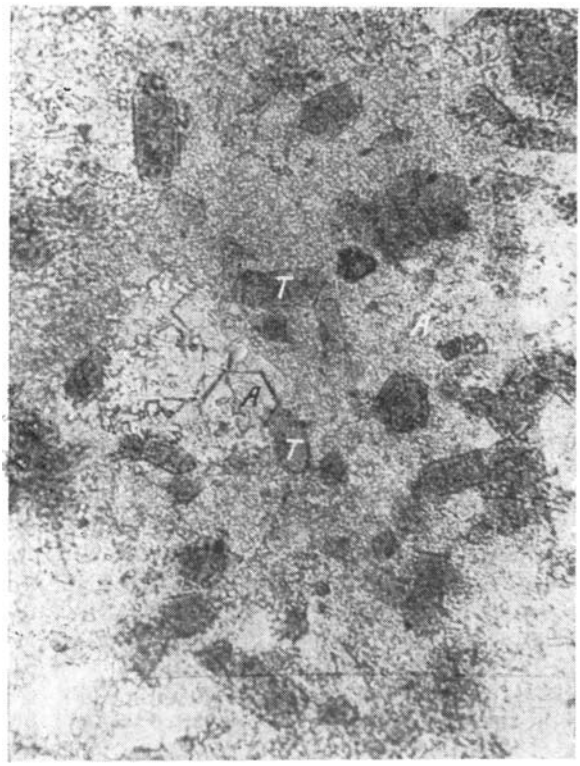
Примечательно присутствие в разрезе железисто-марганцевого или железисто-доломитового горизонта, неоднократно описанного в литературе (Безруков, 1954; Гиммельфарб, 1965 и др.). В этом горизонте отчетливо сохраняется водорослевая структура, причем органическое вещество замещено марганцем и железом. Горизон скользит по стратиграфическому разрезу, залегая ниже и выше верхних пластов фосфоритов.

Вся зона фосфатонакопления являлась сейсмичной. Выражается это в громадном количестве брекчий разнообразного состава, но в большинстве случаев фосфоритовых или фосфатизированных.

В ряде мест присутствуют кластические дайки, выполненные кремнистым материалом. Многие исследователи подчеркивают широкое распространение оползневых структур.

Высокая концентрация фосфора в Кара-Тау сопровождалась накоплением не менее значительных масс кремнистого вещества за длительный промежуток геологического времени (по существу в течение всего раннего кембрия). Одновременно происходило интенсивное накопление хемогенных и биохемогенных компонентов при ослабленном терригенном осадконакоплении.

Мы склонны считать, что перерыв между нижележащими отложениями венда и «нижними доломитами», подстилающими кремнисто-фосфатную пачку, был незначительным и во всяком случае захватывал различные отрезки времени в различных зонах бассейна. Наблюдается налегание пластов «нижних доломитов» на разновозрастные горизонты венда, хотя следы перерыва в виде конгломератовых прослоев обнару-



Фиг. 108. Фосфорит из кремнистых отложений. Кембрий, Боролдайтау

А — апатит; *Т* — турмалин. Шлиф, увел. 70, николь один

живаются далеко не во всех участках месторождения. Интересно, что конгломераты там, где они имеются, состоят только из галек подстилающих пород.

Учитывая обстановку осадконакопления на месторождении Кара-Тау, с трудом можно допустить вынос и осаждение фосфатов по схеме, предложенной А. В. Казаковым (1939) для объяснения генезиса фосфоритовых месторождений. Интенсивная зона фотосинтеза, которая создавалась в результате развития колоний водорослей, противоречит представлениям о необходимом режиме CO_2 для садки фосфатов по схеме А. В. Казакова.

Нами специально был изучен вопрос о возможной связи образования фосфоритов Кара-Тау с интенсивной вулканической деятельностью, происходившей в нижнекембрийское время в районах Северного Тянь-Шаня. Приводилось исследование кембрийских разрезов Северного и Южного склонов Киргизского хребта, сложенных вулканическими и вулканокластическими породами.

В основании карааарчинской свиты нижнего кембрия залегают породы базальтового состава, а выше следует мощная толща андезитовых порфиритов и их туфов. В верхах разреза появляются несколько более кислые разности пород типа кератофиров.

Детальное опробование на фосфор многих разностей пород, и в том числе кремнистых линз, залегающих в зоне развития спилитовых порфиритов, показало, что значение фосфорного ангидрида не превышает 0,1—0,2%. По составу лавы во всем разрезе относятся к нормальному известково-щелочному ряду и обеднены щелочами (см. табл. 56). Среди них широко развиты микроклиновые порфиры, дацитовые порфиры, альбитофиры, перлиты и их лито- и витрокластические туфы.

Мы считаем, что трудно связывать фосфатонакопление в зоне Кара-Тау с выносом фосфора в результате вулканической деятельности в Северном Тянь-Шане. Помимо большой дальности переноса фосфатов и отсутствия следов вулканического (пирокластического или вулканокластического) материала в синхронном разрезе Кара-Тау, обращает на себя внимание набор вулканических пород. При нормальном ходе дифференциации основных магм вряд ли мог накапливаться фосфор.

Другим, с нашей точки зрения, более важным обстоятельством является приуроченность месторождения Кара-Тау, как и целого ряда других, промышленно менее значительных месторождений, к линии крупных

разломных зон. В зоне глубинного Кара-Тауского разлома расположены месторождения фосфоритов Джебаглы, Джетымтоо, Сарыджас.

В районе Боролдайтау вблизи разлома обнаружены фосфориты в кремнистых отложениях нижнего кембрия (фиг. 108), залегающие с размывом на вулканических породах кислого состава, значительно обогащенных щелочами. В Чаткало-Нарынской зоне в Сандалашских горах (Сай Аяк-Терек) нами изучены фосфориты с содержанием P_2O_5 до 35%, залегающие на границе кремнистых и карбонатных пород нижнего кембрия. Фосфориты приурочены к зоне карбонатных брекчий, причем фосфатными являются как цемент брекчий, так и метасоматически замещенные карбонатные обломки.

Г. И. Макарычев отмечал приуроченность значительных количеств пирита, гематита и железистого доломита к отложениям, формирующимся вблизи Кара-Тауского разлома (Макарычев, Пазилова, 1963).

Вероятно, образование железисто-марганцевого горизонта в фосфоритоносной толще Малого Кара-Тау также может быть объяснено поступлением в зону седиментации эндогенного железа и марганца.

Роль разломных зон в локализации рудных залежей известна хорошо, и разломы часто являются поисковым признаком для обнаружения различных полезных ископаемых.

Активная вулканическая деятельность, известная в рифейское время в геосинклинальном бассейне Улу-Тау Северотяньшанской структурно-фациальной зоны, имеет ряд характерных особенностей. Наиболее важной из них является увеличение щелочности вулканических пород рифея по мере происходящей дифференциации магматического расплава. Разломы, по всей вероятности, могли являться теми проницаемыми зонами, через которые после прекращения эксплозивного вулканизма отделялись летучие компоненты, в состав которых входили и фосфаты. Дальнейшая миграция и концентрация фосфора осуществлялась в строгой зависимости от благоприятных палеогеографических условий.

Глава V

ФОСФОРИТЫ В СОВРЕМЕННЫХ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ

Современные морские фосфориты обнаружены вдоль западного побережья Северной и Южной Америки, у восточного берега Австралии, у берегов Японии, Испании, Южной Африки, на Атлантическом побережье США. Несомненно, что развитие морских разведочных работ и детальное драгирование дна океанов и морей откроет немалые запасы этого полезного ископаемого. Уже сейчас площадь, занятая фосфоритовыми конкрециями вдоль побережья Калифорнии, на которой экономически выгодно проводить добычу, составляет около 10 000 *кв. км*. Диапазон глубин, на которых обнаружены фосфориты, значительно колеблется. Достаточно напомнить, что во время экспедиции Челленджера у мыса Доброй Надежды были драгированы фосфоритовые конкреции с глубин около 4000 *м*, а у побережья Калифорнии они встречаются на глубинах от 60 до 3000 *м* (Мего, 1961). Исследования калифорнийских морских фосфоритов (Emery, Diets, Shepard, 1942; Emery, Dietz, 1950; Emery, 1960; Мего, 1961 и др.) показали, что большинство фосфоритов

встречается в пределах континентального шельфа на глубинах от 30 до 300 *м*. Следует заметить, что большие глубины драгированы недостаточно. Как правило, фосфориты обнаруживаются в местах, неблагоприятных для терригенной седиментации: на вершинах подводных банок, подводных хребтов, склонах каньонов и других мелководных участках.

Среди калифорнийских фосфоритов обнаружено несколько разностей. Это отдельные конкреции, плоские плиты и неправильной формы массы мелкозернистого фосфата. Конкреции крепкие, плотные, с гладкой блестящей невыветренной поверхностью, покрытой тонкой пленкой черных окислов марганца. Очень характерна для конкреций и плит ровная нижняя поверхность и выпуклая верхняя. В мелководной зоне верхняя поверхность фосфорита часто покрыта различными прикрепленными организмами: водорослями, кораллами, губками. Конкреции могут быть сцементированы в «конкреционные конгломераты».

Большинство мелких конкреций гомогенные и очень тонкозернистые, зато крупные иногда содержат нефосфатный материал различной размерности, состоящей из пород осадочного покрова. К. Эмери (Emery. 1960) отмечает более темный цвет наиболее старых по возрасту конкреций, которые часто сцементированы в «конкреционный конгломерат».

Часто встречаются слоистые разности конкреций с характерной черной марганцовистой пленкой на поверхности каждого слоя, свидетельствующей о временных перерывах в росте. Иногда фосфориты состоят из отдельных фосфатных оолитов, в которых ядрами служат зерна аутигенного глауконита, фораминиферы, реже кварц и полевой шпат. Фосфориты постоянно ассоциируют с осадками, состоящими из зерен глауконита (60%), фораминифер и кремневых организмов (25%), зерен и оолитов фосфата (10%), лишь 5% в составе этих осадков принадлежит кластическим минералам.

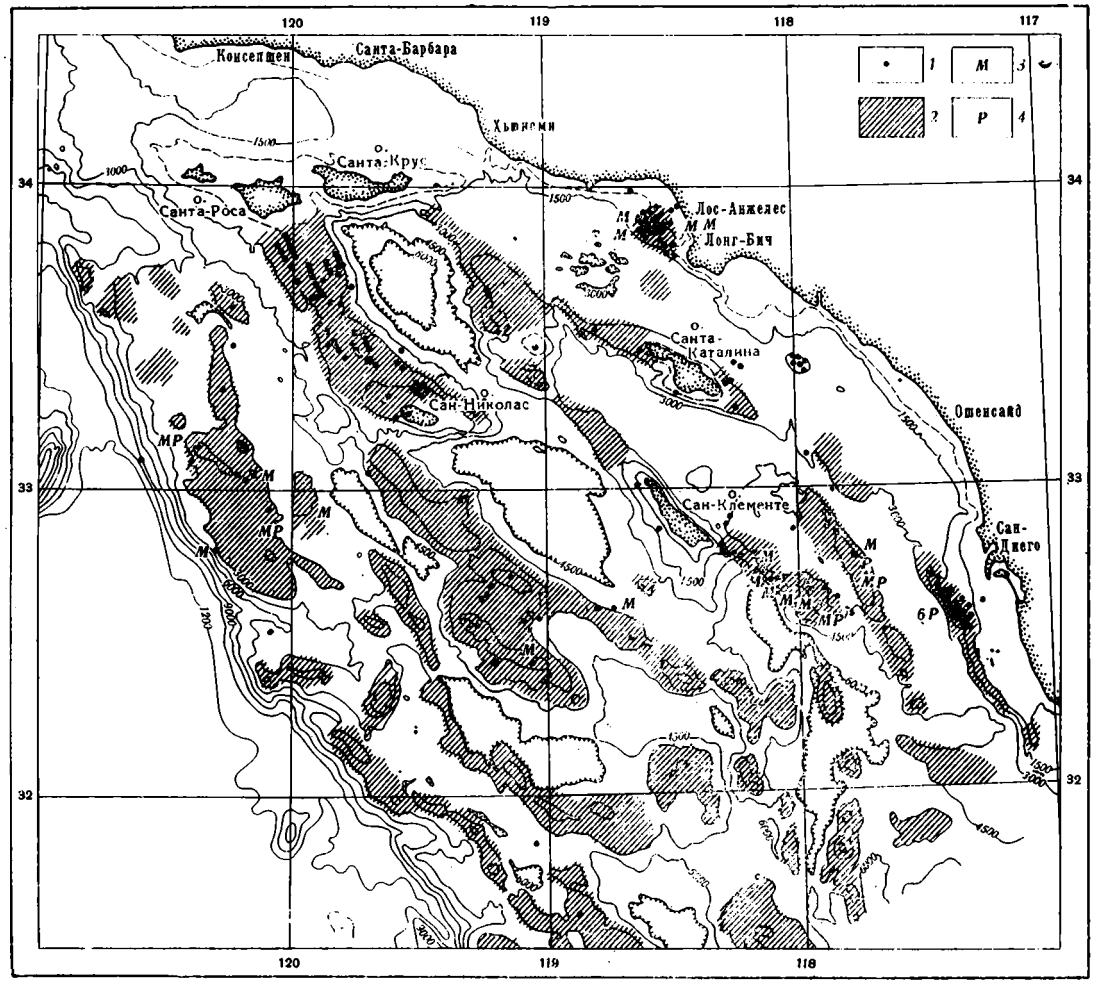
Такой необычный состав осадков подчеркивает своеобразие обстановки фосфатонакопления, при которой происходит садка коллоидного кремнезема, железа, марганца и фосфора, а также накопление органогенных осадков при минимальном поступлении кластического материала. В районах, где происходит интенсивная терригенная седиментация, фосфат накапливается только в виде мелких разрозненных зерен или окутывает поверхность седиментационных частиц.

Перерыв в росте конкреций большинством исследователей объясняется внезапным поступлением кластического материала. Последующая эрозия уничтожает покровные отложения и на старой, уже не защищенной поверхности конкреции возникает новый фосфатный слой.

По мнению И. Меро (Mero, 1961), фосфат осаждается из морской воды в обстановке, обогащенной кислородом. Осаждение происходит в форме коллоидов. Электрически заряженные коллоидные частицы сорбируются предпочительно на твердой реакционноспособной поверхности. Внешняя оболочка конкреций является идеальной для дальнейшего коллоидного осаждения фосфатов. Электрически нейтральные кластические частицы отметаются прочь и образующиеся фосфатные конкреции как бы самоочищаются.

Химический состав современных фосфоритов (табл. 54) более или менее постоянен. Несколько варьирует только содержание органического вещества — от 0,1 до 1,5%. Отношение F/P_2O_5, как правило, равно 0,1—0,11.

Основным фосфатным минералом является коллофан, вместе с ним иногда встречается анизотропный франколит, замещающий органические остатки. Оба минерала имеют мелкокристаллическое строение.



Фиг. 109. Распределение фосфатных конкреций на дне океана у Южной Калифорнии (Emery, 1960)

1 — фосфориты; *2* — перспективные фосфоритоносные зоны; *3* — миоцен; *4* — плиоцен

Таблица 54

Химический состав морских современных фосфоритов Калифорнии (Emery, 1960)

Компоненты	64	106	158	162	183
CaO	47,35	45,43	46,58	37,19	47,41
P_2O_5	29,56	29,19	29,09	22,43	29,66
CO_2	3,91	4,01	4,54	4,69	4,87
F	3,31	3,12	3,15	2,47	3,36
Fe_2O_3	0,43	0,30	0,70	3,93	1,40
$C_{орг}$	0,10	1,90	0,44	0,35	1,50
F/P_2O_5	0,11	0,1	0,1	0,1	0,1

Возраст калифорнийских фосфоритов долгое время являлся дискуссионным. В настоящее время большинство исследователей признает, что фосфориты на морском дне образовались in situ и имеют различный возраст. В конкрециях обнаружены среднемиоценовые, позднемиоценовые и современные виды фораминифер (Emery, Dietz, 1950). Медленный рост конкреций позволяет допустить, что образование некоторых из них продолжается со среднего миоцена до настоящего времени.

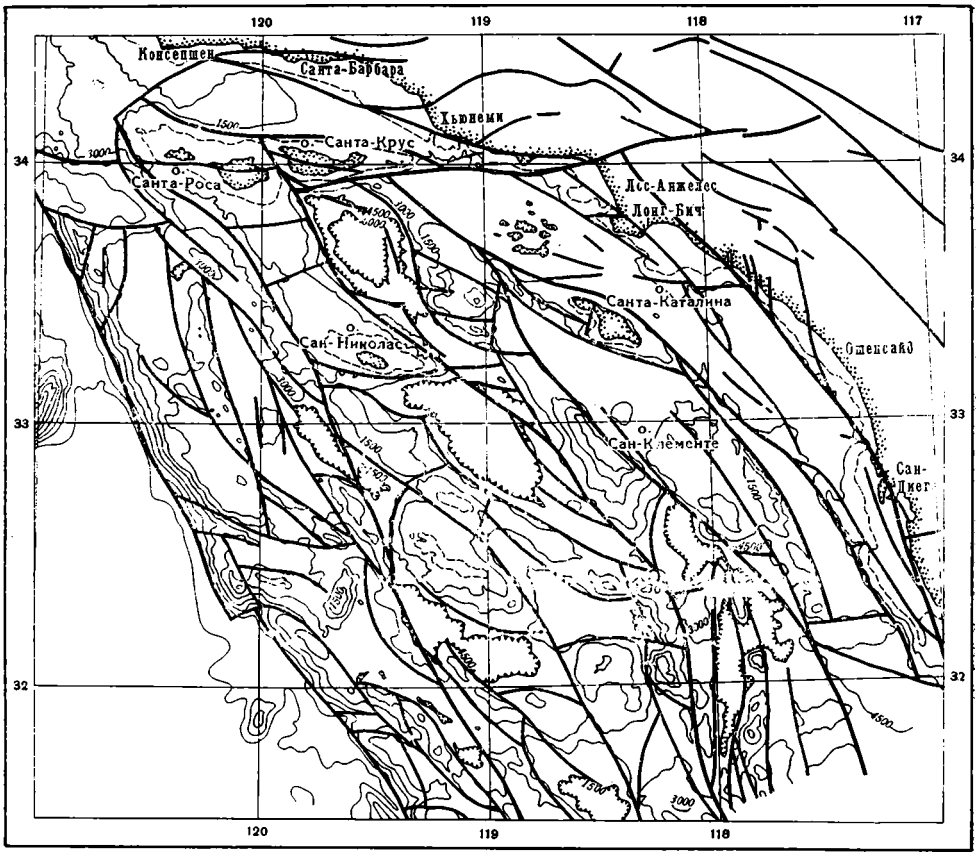
На фиг. 109 видно, что в наибольшем количестве конкреций имеются фораминиферы миоценового возраста.

Участки фосфатонакопления на континентальном шельфе чередуются с зонами развития других осадочных образований и с выходами вулканических пород. Широко распространены глинистые сланцы и глины, известняки, песчаники, конгломераты и кремнистые сланцы. Большинство осадков имеет миоценовый и постмиоценовый возраст. На небольших участках дна выходят подстилающие их породы мезозоя. Вулканические породы представлены андезитами и базальтами, причем последние локализуются ближе к внешнему краю шельфа, а андезиты занимают положение ближе к берегу.

Возвращаясь к вопросу о закономерностях в распределении фосфоритов на морском дне, следует сопоставить карту распределения фосфоритовых конкреций (см. фиг. 109) с картой, на которой нанесены разрывные нарушения (фиг. 110). Месторождения конкреций вытягиваются главным образом вдоль первичных разломов.

На схеме, приведенной в работе К. Эмери (Emery, 1960), по данным Менарда (Menard, 1955), видны расположения вершин подводных вулканов, гайотов, формирующих вулканические острова, а также известных плейстоценовых и современных вулканов (фиг. 111). Количество вулканических аппаратов очень велико. Часть зон фосфатонакопления, несомненно, локализуется вблизи очагов извержения.

Представляется интересным разобрать особенности одного из подводных вулканов, основываясь на работе Г. Пальмера по морской геологии подводной возвышенности Родригез (Palmer, 1964). Возвышенность эта расположена в 56 *км* западнее о-ва Сан-Мигуэль (Калифорния). Вершина ее находится на глубине около 675 *м*, а максимальная глубина у основания конуса составляет 2300 *м*. Конус выделяется в виде узкой седловины, которая ограничена двумя подводными каньонами. В общем структурном плане морского дна возвышенность Родригез располагается у подножья континентального склона в тектонической зоне, которая тяготеет к разрывному нарушению, известному под названием Murray Fracture Zone (фиг. 112). Вулкан сложен базальтами и палагони-



Фиг. 110. Карта разломов дна океана у Южной Калифорнии (Emery, 1960)

товыми туфами. Наряду с образцами афанитовых лав при драгировании встречены и сильно пузыристые разности. Под микроскопом в шлифах видно, что вулканическая порода имеет трахитовую или пилотакситовую структуру. Основная масса темная, криптокристаллическая, содержит микролиты плагиоклаза, выделения зерен магнетита. Фенокристы и крупные микролиты плагиоклаза имеют средний состав An_{48}. Фенокристы оливина составляют 8% от массы породы.

Породы очень неравномерно изменены, причем наряду со свежими образцами встречаются сильно измененные разности.

Химический анализ эффузивов и туфов подводного вулкана Родригез приведен в табл. 55, в которой сделано сопоставление полученных данных с средним химическим составом гавайских лав.

Химическая и петрографическая характеристика лав позволяет отнести их по типу к щелочным базальтоидам, сходным с гавайитами. Интересно относительно высокое содержание фосфора, достигающее 1,4%.

Палагонитовые туфы Г. Пальмер описывает как микробрекчии, состоящие из угловатых шлаковых обломков, заключенных в стекловатую основную массу. Наряду с амигдалоидной структурой обнаруживается флюидальная.

Помимо вулканических пород, среди поднятых со дна образцов были встречены черные слоистые кремнистые сланцы, фосфориты, глауконит,

Таблица 55

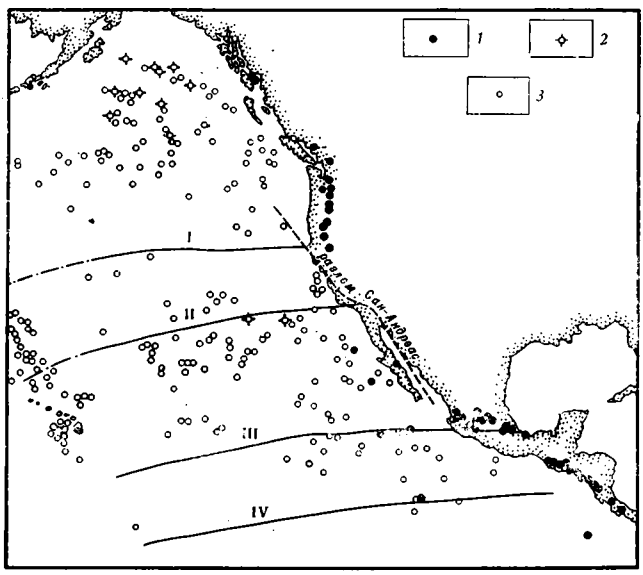
Химический состав лав подводной возвышенности Родригез и средний состав гавайских лав (Palmer, 1964)

Компоненты	7554 *	7548	7549	7557	7558	Среднее для гавайских лав
SiO_2	38,3	48,2	48,4	41,9	48,2	48,76
TiO_2	2,6	2,8	2,8	3,2	2,7	3,29
Al_2O_3	14,0	17,2	17,4	18,0	18,4	15,82
Fe_2O_3	12,6	9,9	8,3	9,8	8,7	4,10
FeO	1,3	6,7	3,8	3,6	4,2	7,53
MnO	0,03	0,12	0,09	0,1	0,19	0,17
MgO	1,4	3,0	2,7	2,7	2,4	4,74
CaO	1,4	8,0	9,2	8,7	6,1	7,99
Na_2O	2,9	4,0	3,9	4,0	4,4	4,50
K_2O	2,1	1,9	2,2	2,0	2,2	1,58
P_2O_5	0,53	0,70	0,83	1,0	1,4	0,72

* Обр. 7554 — основная масса палагонитового туфа.

фораминиферовый песок, обломки гранодиоритов и кварцитов и тонкозернистые известняки.

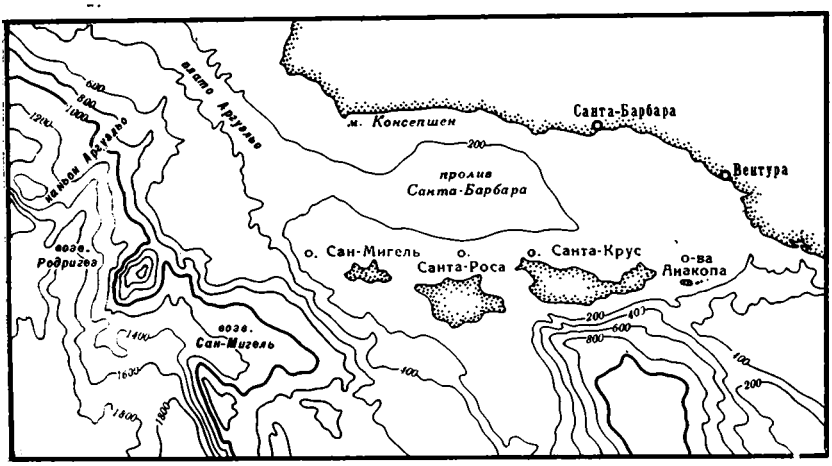
Фосфориты встречаются в виде конкреций коричневого цвета или блестящих поверхностных корок.



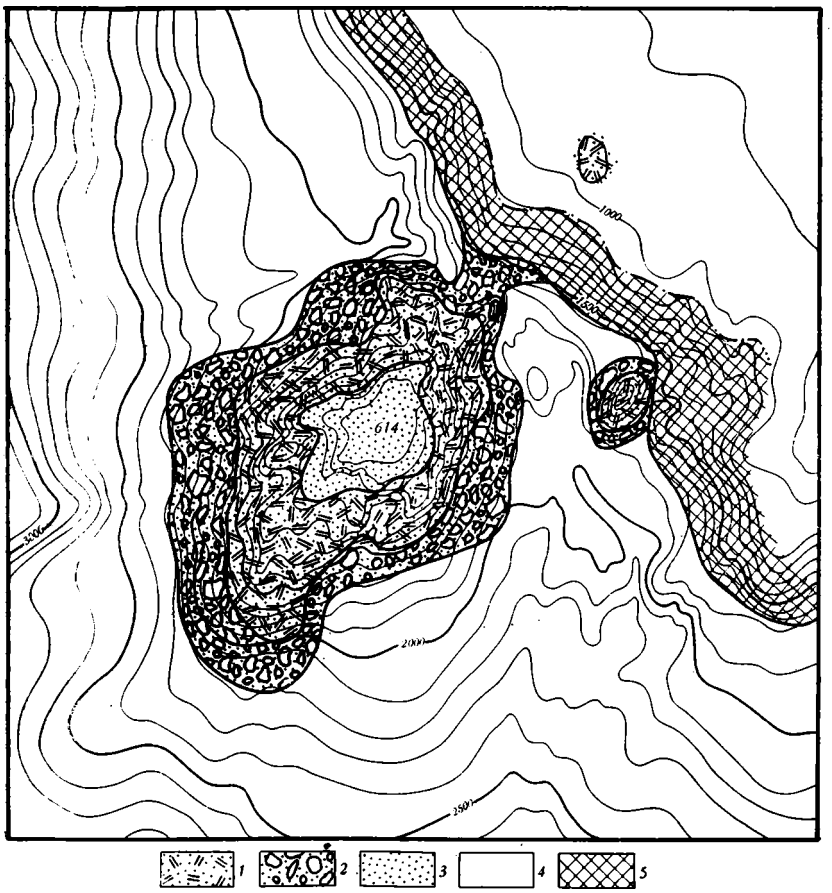
Фиг. 111. Зоны разломов, подводные возвышенности, гайоты и вулканы на океанском дне (Menard, 1956)

1 — плейстоценовые или современные вулканы; *2* — гайоты (вулканические острова); *3* — подводные возвышенности (вулканы). Зоны разломов; *I* — Мендосино; *II* — Меррей; *III* — Кларион; *IV* — Клиппертон

На фиг. 113 видно распространение осадков в пределах описываемого района подводного вулканизма. На верхнем плато локализуются фосфориты, глауконит и фораминиферовый песок. Склоны вулкана сло-



Фиг. 112. Карта островов района Калифорнии (Palmer, 1964)



Фиг. 113. Литология дна Тихого океана в районе подводной возвышенности Родригез (Palmer, 1964)

1 — вулканические обломки; *2* — смешанные гемипелагические отложения и вулканические обломки; *3* — глауконит, фосфориты, фосфатизированный песок, вулканические обломки; *4* — гемипелагические осадки, включающие турбидитные пески; *5* — континентальный склон (литология пород неизвестна)

жены лавами и туфами. Среди них встречаются тонкие слои плотного темного материала, по-видимому, пиролюзита. Седиментация кластического материала на поверхности возвышенности Родригез очень замедлена, и осадки имеются только в небольших депрессиях среди вулканических пород. В окружающих каньонах и у подножья вулкана находятся осадки, которые можно классифицировать как гемипелагические, смешанные с вулканическими обломками. У подножья конуса шлейф таких осадков достигает большой мощности. Основываясь на скорости седиментации осадочного материала, биологической характеристике и некоторых тектонических данных, Г. Пальмер считает возраст подводного вулкана Родригез позднемиоценовым. Об этом свидетельствует внешний облик фосфоритовых конкреций, сходный, согласно К. Эмери, с фосфоритами миоценового времени.

Геологическая история вулкана рисуется в следующем виде (Palmer, 1964): в результате подводных эрупций базальтовых лав был воздвигнут вулканический остров, который подвергся интенсивной абразии и был погружен под уровень моря. Образующаяся на дне депрессия компенсировалась поступлением осадочного материала.

Суммируя имеющийся материал, мы считаем необходимым подчеркнуть некоторые моменты. Щелочные базальтоидные лавы типа гавайитов были насыщены большим количеством летучих компонентов. Основываясь на известных нам данных о выносе фосфора при излиянии подобных лав в Грузии (свита мтавари), Средней Азии (даубабинская свита), Армении и др., а также исходя из теоретических представлений А. Е. Ферсмана (1959), можно допустить, что эндогенный фосфор поступал в зону седиментации в одну из стадий деятельности вулкана Родригез. Существует много примеров очень быстрой абразии возникающих вулканических островов. Видимо, интересующий нас вулкан оказался под водой вскоре после прекращения интенсивной эксплозивной деятельности, но при продолжающемся выносе продуктов эксгаляции. Замедленная терригенная и карбонатная седиментация на верхнем плато позволила четко проявиться процессу концентрации коллоидных фосфатных частиц. Повышенные значения P_2O_5 в породах вулкана (до 1,4%) дают возможность предположить, что при более детальных подводных работах могут быть обнаружены скопления фосфатных минералов и в эффузивах верхнего плато.

Глава VI

ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЕ В СВЯЗИ СО ЩЕЛОЧНЫМИ ПОРОДАМИ НА О-ВЕ РОЖДЕСТВА (ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН)

Образование фосфоритов на островах Океании всеми без исключения исследователями связывается с биохимическими процессами. Массы гуано, отложившиеся на островах за большой промежуток времени, разлагаясь, дают значительное количество фосфата, который просачивается вглубь подстилающих толщ, метасоматически замещая различные породы. Эта простая схема осложняется процессами денудации и последующего переотложения вещества. Изучение многочисленных материалов по геологическому строению островов и характеристике фосфоритов заставило нас обратить внимание на некоторые особенности формирования островных фосфоритов. Вулканические породы, слагаю-

щие цоколь большинства островов, относятся к андезито-базальтам и базальтам с заметно повышенной щелочностью. Согласно исследованиям А. Энгеля (Engel a. o., 1965), богатые щелочами базальты, слагающие подводные возвышенности и многие острова Океании, являются производными толеитовых базальтов и образовались в результате магматической дифференциации. Щелочные базальты отличаются от толеитов повышенным содержанием щелочей, бария, титана и фосфора, более высоким отношением Fe_2O_3/FeO и более низким значением отношения Na/K. Рассмотрим геологическое строение о-ва Рождества, расположенного к югу от побережья Явы. Серия террас и клиффов этого острова возвышается на 300 *м* над уровнем Индийского океана. Фосфоритовые залежи острова представляют промышленный интерес и в связи с этим геологическое строение и особенности фосфатизации хорошо изучены. Остров сложен двумя сериями вулканических и карбонатных пород третичного возраста (Trueman, 1965; White, Warin, 1964). В нижней серии, относящейся к эоцену, вулканические породы представлены трахибазальтами, андезитами, гиперстен-авгитовыми андезитами и вулканическими пеплами. Породы изменены процессами вторичной кальцитизации и хлоритизации. Распространены они на западном и восточном побережье острова. Осадочные отложения представлены массивными кокколитовыми известняками лагунных фаций, переслаивающимися со слоистыми кремнисто-карбонатными породами с большой примесью вулканических частиц.

В верхах серии залегают красные ожелезненные известняки, лишенные ископаемых остатков и содержащие в большом количестве нонтронит. Вулканические породы верхней серии имеют миоценовый возраст и слагают участки центрального плато, отдельные возвышенности и клиффы. Породы в значительной степени фосфатизированы и изменены. По образцам, взятым из неизмененных участков, определены лимбургиты — щелочные породы следующего химического состава (в %):

SiO_2	40,7	Al_2O_3	11,1
FeO	6,7	MgO	15,5
Na_2O	1,0	P_2O_5	1,13
F	0,04	H_2O	2,25
TiO_2	1,4	Fe_2O_3	4,0
MnO	0,17	CaO	11,7
K_2O	1,08	CO_2	0,21
H_2O	2,55		

Вкрапленники состоят из оливина, а основная масса — из пироксена и вулканического стекла. Присутствует значительное количество рудных минералов (хромит и ильменит). Миндалины выполнены нонтронитом. По данным В. Уайта и О. Варин (White, Warin, 1964), в верхней серии встречаются палагонитовые туфы.

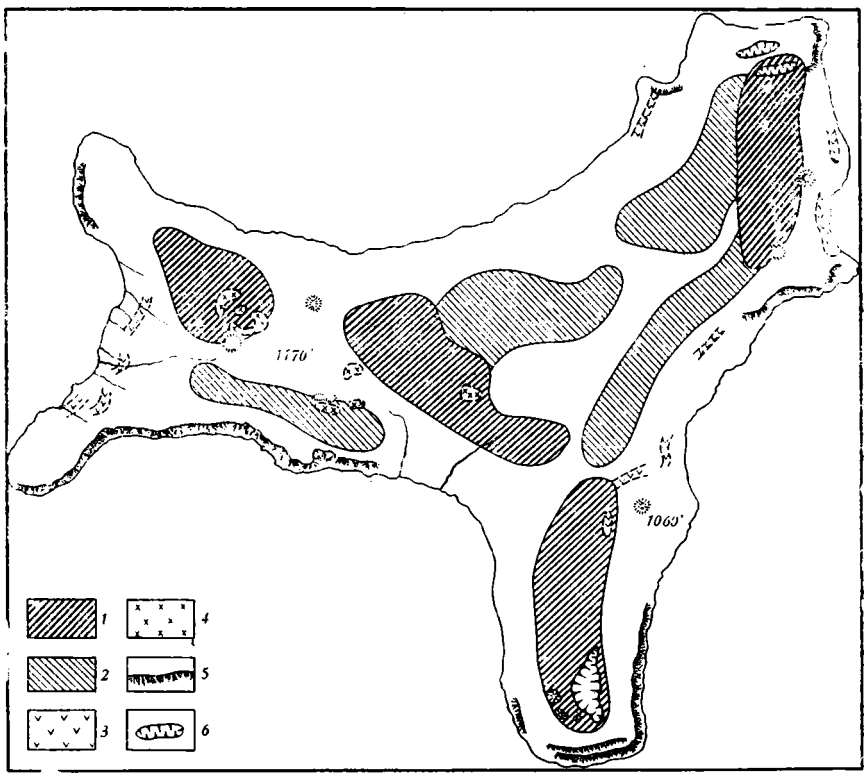
Осадочные породы, преимущественно орбитоидные известняки, слагают верхнюю часть разреза и относятся к фациям древнего рифа. Некоторые разности известняков брекчированы. Встречаются доломитизированные известняки и доломиты различного происхождения. По мнению Н. Трумена (Trueman, 1965), некоторые из них образовались в результате хемогенной садки в зоне лагун, а другие явились результатом метасоматических процессов.

Послетретичные карбонатные породы слагают береговые обрывы и террасы острова, а также растущий риф. Они в значительной степени фосфатизированы.

Отложения фосфатов находятся главным образом на верхнем плато и возвышенностях, а незначительное количество галечных фосфо-

ритов обнаруживается на нижних погруженных террасах. По минералогическому составу различаются фосфориты, сложенные апатитом ($Ca_5(PO_4)_3(F,OH)$), баррондитом ($(Al,Fe)PO_4 \cdot 2H_2O$), грондаллитом ($CaAl_3(PO_4)_2 \cdot (OH)_5 \cdot H_2O$) и миллиститом ($(Na,K)CaAl_6(PO_4)_4(OH)_9 \cdot 3H_2O$).

Фосфатные породы тонкозернистые, сложены коллофаном или слабодвупреломляющим вторичным даллитом. Они покрывают карбонатные породы, образуя в плане пятна неправильной формы (фиг. 114). Мощность их сильно варьирует, достигая 30 — 40 *м*. Различаются массивные фосфатные породы, предположительно образовавшиеся под действием грунтовых вод, и тонкослоистые фосфориты. Слоистость в последних связана с распределением карбонатных частиц и несет следы graded-bedding. По мнению Н. Трумена, фосфориты могли образоваться в результате морской седиментации или же являются отложениями мелкой лагуны, примыкающей к участкам суши, где накапливалось гуано.



Фиг. 114. Геологическая карта острова Рождества (Trueman, 1965)

1 — зона преобладания фосфата Ca; *2* — зона преобладания фосфата Fe/Al; *3* — вулканические породы; *4* — фосфатизированные вулканические породы; *5* — клиффы; *6* — каменоломни

Фосфатные отложения, сложенные баррондитом, приурочены к выходам лимбургитов и не встречаются в зонах выходов вулканических пород нижней серии. Измененные под влиянием фосфатизации лимбургиты содержат незначительные количества кремнезема, магния и кальция и повышенные — железа, алюминия и фосфора. В оолитах, сложенных баррондитом, микроанализом обнаруживаются оболочки,

состоящие из окислов титана. Образование баррондита, как предполагает Н. Трумен, происходит при очень низких значениях pH, что исключает отложение карбонатов. В результате латеритного выветривания фосфатизированных вулканических пород и известняков образуются грандаллит и миллисит, а в редких случаях и вавеллит ($Al_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5H_2O$).

Происхождение фосфатов о-ва Рождества, по аналогии с другими подобными месторождениями, обычно связывают с древними залежами гуано, хотя, как указывает Н. Трумен, залежи эти нигде не сохранились, а остатки костей в отложениях отсутствуют.

К миоценовой серии приурочены эффузивы, среди которых много лимбургитов. Именно щелочной состав лав позволяет предположить, что поствулканическая деятельность оказывала влияние на обогащение вод лагуны рядом элементов, среди которых был и фосфор. Допуская, что единственным источником фосфора было гуано, следует вспомнить, что необходимым условием для существования колоний птиц является большое количество в морских бассейнах питательных веществ. Весьма вероятно, что в замкнутой лагуне при значительной концентрации фосфора могло происходить и непосредственное осаждение фосфатов и образование слоистых коллофанитовых осадков.

Следует отметить, что появление кремнистых пород и ожелезнение наблюдается в толщах нижней серии, в то время как фосфатизация фиксируется только в верхах разреза.

На ряде островов Тихого океана, таких, как острова Фиджи (Тувука, Кабара и др.), сложенных вулканическими породами, помимо фосфоритов имеются промышленные залежи марганцевой руды.

Глава VII

ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЯ В СВЯЗИ С ЭНДОГЕННЫМ ИСТОЧНИКОМ ФОСФОРА

В условном ряду фосфатопроявлений, следуя от вулканических центров к зонам, расположенным на значительном расстоянии от вулканических очагов, мы встречаемся с разнообразными типами фосфоритов и фосфатизированных пород. Рассматривая особенности фосфатонакопления с позиций возможного эндогенного источника фосфора, прежде всего следует обратить внимание на особенности состава расплава в тех зонах, к которым приурочены фосфориты. Весь собранный аналитический материал по химическому составу вулканических пород (табл. 56) был пересчитан на числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и нанесен на петрохимическую диаграмму (фиг. 115). Полученные данные позволили более подробно охарактеризовать вулканические породы, находящиеся в зонах фосфатонакопления. Среди них различаются щелочные базальтоиды, андезитовые порфириты, дацитовые порфириты, диабазы, трахидолериты, игниспумиты и др.

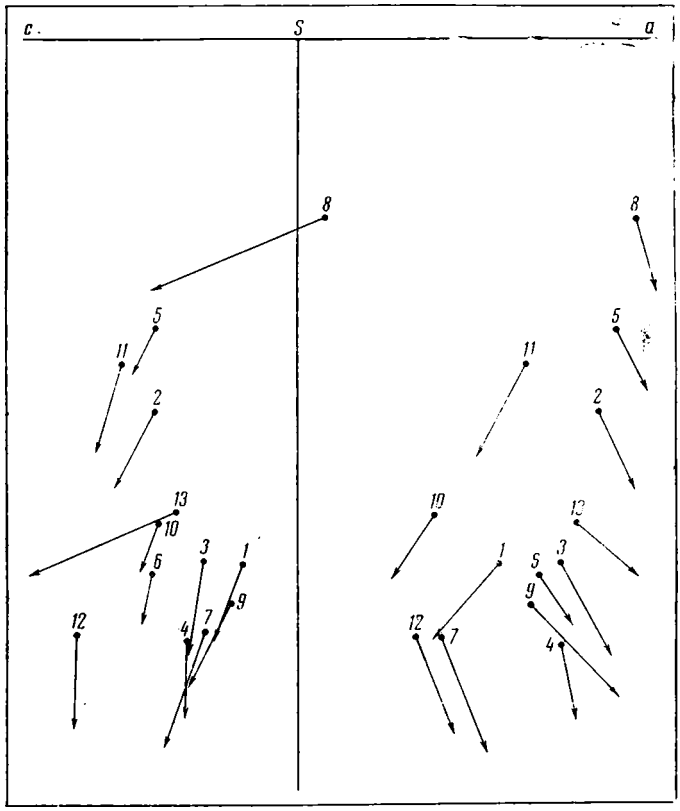
Анализ петрохимической диаграммы показывает, что почти все породы недонасыщены кремнеземом ($Q > -6$) и насыщены щелочами ($a:c > 2$, иногда $a:c > 4$ и даже в одном случае $a:c = 18$). Как правило, натрий преобладает над калием ($n > 65$), а темноцветная составляющая — над лейкократовой ($b : (a + c) > 2$). В составе цветной части основную роль играют магнезиально-железистые компоненты ($(f' + m') : c > 4$) при резком преобладании железа над магнием ($f' : m' > 2$).

Таблица 56

Химический состав эффузивных пород из различных зон фосфатопроявлений

№ анализа	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O	P_2O_5	Числовые характеристики по А. Н. ЗаварицкомУ													
													a	*c*	$\bar{c}$	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	φ	*t*	*Q*	*a/c*
1	55,76	3,75	15,06	6,02	3,71	0,28	4,72	1,65	3,01	1,76	3,58	0,76	8,9	2,1	—	23,5	65,5	37,4	33,4	—	29,2	72,0	21,7	4,8	$\overline{11}$,1	4,2
2	50,55	2,25	17,89	4,22	3,36	0,14	3,59	6,94	3,78	2,77	2,29	0,66	13,2	6,3	—	16,7	63,8	44,4	39,1	16,5	—	68,7	22,8	3,3	$\overline{5}$,1	2,1
3	45,76	3,75	13,72	6,28	9,45	0,25	5,24	6,94	4,17	0,88	2,75	0,57	11,6	4,2	—	23,4	60,8	36,5	41,7	21,8	—	87,0	25,1	6,6	$\overline{5}$,8	2,8
4	43,49	3,75	15,03	7,12	10,39	0,23	5,04	4,88	4,85	0,22	4,28	0,50	11,6	4,9	—	27,6	55,9	61,80	32,9	5,3	—	97,5	23,1	6,1	$\overline{16}$,3	2,4
5	54,12	0,81	18,67	3,78	3,92	0,19	2,00	6,23	4,35	2,45	—	0,42	14,0	6,3	—	13,2	66,5	58,4	27,8	13,8	—	72,9	1,1	1,1	$\overline{1}$,3	2,2
6	48,2	2,8	17,2	9,9	6,7	0,12	3,00	8,0	4,0	1,9	—	0,70	11,8	5,7	—	24,3	58,2	62,2	21,0	16,8	—	76,5	35,3	4,2	$\overline{12}$,9	2,1
7	47,76	2,35	14,11	2,56	5,59	0,13	7,69	7,50	3,74	1,90	5,02	0,37	11,3	4,1	—	26,7	57,9	29,6	50,3	20,1	—	75,1	8,4	3,6	$\overline{10}$,9	2,8
8	68,25	0,26	11,30	2,15	4,21	0,03	1,54	0,62	2,20	7,70	0,06	0,80	14,9	—	0,8	8,1	76,3	59,8	31,2	9,0	—	26,2	12,3	0,4	$2\overline{1}$,9	18,6
9	47,35	2,34	13,80	2,12	4,16	0,11	5,60	9,81	3,74	2,91	4,80	0,34	13,0	3,0	—	25,3	58,7	24,0	39,0	37,0	—	66,1	7,3	3,6	$\overline{11}$,6	4,3
10	53,16	3,38	13,27	10,55	3,34	0,10	3,42	4,01	0,82	2,69	3,24	0,23	6,0	5,6	—	21,3	67,1	60,5	28,7	—	10,8	31,8	44,6	4,6	$\overline{16}$,6	1,0
11	57,8	0,55	19,05	0,32	5,54	0,05	3,33	5,15	3,46	1,62	0,72	—	10,1	7,8	—	14,6	67,5	39,3	39,7	—	21,0	76,5	1,9	0,7	$\overline{7}$,0	1,3
12	46,52	0,57	16,93	3,00	7,01	0,07	6,53	10,70	2,12	0,08	0,74	—	5,2	9,8	—	26,7	58,3	37,9	45,3	16,8	—	97,1	10,6	0,9	$\overline{3}$,6	0,5
13	48,4	2,8	17,4	8,3	3,8	0,09	2,7	9,2	3,9	2,2	—	0,83	12,3	6,1	—	21,6	60,0	52,0	22,0	26,0	—	73,0	34,2	4,1	$\overline{10}$,7	2,0

1 — игниспумит, нижний кембрий, Хабаровский край (Химико-аналитическая лаборатория ГИН АН СССР); 2 — базальт, миоцен, Сахалин (Химико-аналитическая лаборатория ГИН АН СССР); 3—4 — миндалекаменный трахидолерит, нижний кембрий (?), Центральный Казахстан (Химико-аналитическая лаборатория ГИН АН СССР); 5 — андезитовый порфирит, верхний ордовик, Северный Казахстан (Петрова, 1964); 6 — щелочной базальт, миоцен, Калифорния (Palmer, 1964); 7 — базальт, мел, Кавказ (Химико-аналитическая лаборатория ГИН АН СССР); 8 — фельзитовый порфир, протерозой, Прибайкалье (Файзуллин, 1964); 9 — миндалекаменный базальт, верхний мел, Кавказ (Химико-аналитическая лаборатория ГИН АН СССР); 10 — игниспумит, нижний кембрий, Хабаровский край (Химико-аналитическая лаборатория ГИН АН СССР); 11 — лавобрекчия андезитового порфирита, нижний кембрий, Северный Тянь-Шань (Химико-аналитическая лаборатория Геологического института АН КиргССР); 12 — диабаз, нижний кембрий, Северный Тянь-Шань (Химико-аналитическая лаборатория Геологического института АН КиргССР); 13 — щелочной базальт, миоцен, Калифорния (Palmer, 1964).



Фиг. 115. Петрохимическая диаграмма эффузивных пород из различных зон фосфатопроявлений. Номера векторов соответствуют номерам химических анализов в табл. 56

В том случае, когда порода насыщена кремнеземом ($Q = +21{,}9$), резко возрастает перенасыщение породы щелочами ($a:c = 18{,}6$).

Сравнивая полученные данные с петрохимической диаграммой, составленной для вулканических пород свиты мтавари (см. фиг. 64), мы видим, что соотношения числовых характеристик имеют много общего, но дефицит кремнезема и насыщенность щелочами вулканических пород свиты мтавари выражены гораздо резче.

Суммируя изложенные материалы, а также привлекая дополнительные сведения о месторождениях фосфоритов, хорошо известные из литературных источников, мы можем кратко охарактеризовать следующие типы фосфатонакопления.

I. Фосфатонакопления, локализующиеся в непосредственной близости к вулканическим очагам:

а) породы, вмещающие рудные залежи — лавы, вулканокластические породы, туфы;

б) формы залежей — линзы, жилы;

в) преобладающий фосфорный минерал — апатит, франколит;

г) синхронный вулканизм (состав лав) — насыщенные щелочами базальтоидные, реже кислые лавы;

д) структурное положение — «жесткие» участки внутри геосинклинальных систем, внутренние впадины орогенов;

е) примеры: фосфориты свиты мтавари, апатиты Северного Казахстана, апатиты даубабинской свиты Таласского Алатау, апатиты чайской свиты Прибайкалья.

II. Фосфатонакопления, синхронные вулканизму, сосредоточенные по соседству с вулканическим очагом:

а) породы, вмещающие рудные залежи — карбонатно-кремнистые карбонатные (преимущественно рифогенные фации), кремнистые, реже вулканогенно-терригенные;

б) формы залежей — конкреции, линзы, пласты не выдержанные по простиранию, цемент и обломки брекчий;

в) преобладающий фосфорный минерал — коллофанит, франколит;

г) синхронный вулканизм (состав лав) — субщелочные, умеренно богатые щелочами миндалекаменные базальты, диабазы, трахидолериты, андезитовые порфириты и др.;

д) структурное положение — краевые части геосинклинальных систем зоны эвгеосинклиналей вблизи внутренних поднятий, характерны разрывные нарушения и большая сейсмическая активность;

е) примеры: нижний кембрий, хребет Джагды; нижний кембрий, Горная Шория; верхний мел, Кавказ; миоцен, Сахалин; миоцен, Калифорния и др.

III. Фосфатопроявления, синхронные вулканической активности, но расположенные на значительном расстоянии от вулканических очагов, часто в других структурных зонах:

1. Фосфатопроявления в туфогенных толщах:

а) породы, вмещающие фосфориты,— очень разнообразные: морские и озерные песчано-глинистые, прослоями обогащенные пирокластическим материалом, часто угленосные или соленосные, кремнисто-диатомовые со значительной примесью пирокластического материала, глинисто-карбонатные и др.;

б) формы залегания — конкреции, микровключения, фосфатизированные туфовые прослои;

в) преобладающий фосфорный минерал — коллофанит;

г) синхронный вулканизм (состав лав) — андезито-базальтовый, характерна интенсивная эксплозивная вулканическая деятельность;

д) структурное положение зоны фосфатонакопления — миогеосинклинали;

е) примеры: морские фосфатизированные туфы Карпат, Кавказа, фосфориты некоторых кульмовых формаций, озерные отложения Армении, США и др.

2. Фосфатопроявления в карбонатно-кремнистых толщах:

а) породы, вмещающие рудные залежи,— кремнистые, карбонатно-кремнистые, углисто-кремнистые, карбонатные породы рифовых фаций;

б) формы залежей — цемент и обломки брекчий, линзы, пласты, конкреции;

в) преобладающий фосфатный минерал — франколит;

г) синхронный вулканизм (состав лав) — нормальный известково-щелочной ряд — андезитовые порфириты, спилиты, порфириты, кератофиры;

д) структурное положение зон фосфатонакопления — миогеосинклинали, краевые части платформ вблизи глубинных разломов, характерна высокая сейсмическая активность;

е) примеры: фосфориты Малого Кара-Тау, Казахстан; фосфориты формации Фосфория в США.

В I типе фосфатонакопления фосфор поступает на поверхность с постмагматическими эксгаляциями сейчас же после излияния лав или сопровождает эти излияния. Концентрация фосфора в породах большей частью связана с процессами метасоматоза. Видимо, выделение лету-

чих, и в том числе фосфора из остаточного расплава происходит одновременно с подъемом отдифференцированных щелочных лав, богатых фосфором. P_2O_5, как правило, поступает в незначительных количествах, и фосфор получает возможность выкристаллизовываться, метасоматически замещая вулканические и вулканокластические породы.

II тип фосфатонакопления приурочен к вулканогенно-осадочным формациям. Вулканические породы, так же как и в первом типе, отличаются от нормального ряда (умеренно богатые щелочами) и характеризуются значительным преобладанием темноцветной составляющей над лейкократовой; содержание фосфора в породах несколько повышенное. Осадочные комплексы хотя и разнообразны, но ведущими являются кремнистые и карбонатные породы. Кремнистые породы по генезису относятся к вулканогенно-осадочным — это фтаниты и фтанитоподобные кремни, а иногда опоковидные разности. Среди карбонатных пород широко развиты органогенные известняки, нередко рифовых фаций. Терригенная седиментация играет обычно подчиненную роль. Фосфориты и фосфатизированные разности избегают собственно вулканических и вулканокластических пород и локализуются в карбонатно-кремнистых или кремнисто-карбонатных комплексах. Фосфат цементирует и замещает обломки карбонатных брекчий, входит в состав кремнистых брекчий или концентрируется в виде стяжений и крупных линз. Можно предположить, что фосфор и кремнезем поступали в зону седиментации в составе постмагматических эксгаляций в период, когда активная вулканическая деятельность начинала затухать. Вынос кремнезема значительный, и осаждение его в виде коллоидных или биогенных масс в большинстве случаев предшествует концентрации в осадках фосфора. В морской воде, обогащенной кремнекислотой, широко развиты кремневые организмы, высаживающие кремнезем в значительный интервал времени. По мере изменения геохимической обстановки в придонных слоях происходит садка фосфора, как бы на фоне заканчивающегося кремненакопления. Большую роль в осаждении фосфатов играют карбонаты.

III тип фосфатонакопления — в значительно отдаленных от вулканов зонах — связан с выносом фосфора в составе пирокластического материала. В этих случаях концентрация фосфора происходит только при девитрификации пепла в диагенезе и не достигает крупных размеров. Вулканизм в этих случаях, как правило, андезито-базальтового состава с высоким коэффициентом эксплозивности.

Фосфатопроявления, приуроченные к карбонатно-кремнистым толщам, залегающим в миогеосинклиналях и в краевых частях платформ вблизи крупных разломов, не связаны с приносом фосфора из отдаленных вулканических областей.

Мы подчеркиваем большую роль разломных зон в поступлении эндогенного фосфора в результате предшествующей вулканической деятельности.

В заключение можно наметить определенную генетическую связь фосфатопроявления с вулканическими, вулканогенно-осадочными и осадочными формациями.

1. Собственно вулканические формации, в которых обнаруживаются концентрации фосфора, формируются в «жестких» участках геосинклиналей или во впадинах орогенов. По составу лавы и туфы, образующие формации, относятся к базальтоидам, насыщенным щелочами и резко недосыщенным кремнеземом. Реже имеет место вулканизм с кислыми лавами, пересыщенными щелочами. Фосфатопроявления, как правило, не имеют промышленного значения.

2. Вулканогенно-осадочные формации, заключающие в себе месторождения фосфоритов, известны в краевых частях геосинклинальных

систем или в зонах эвгеосинклиналей вблизи внутренних поднятий. Вулканизм, синхронный фосфатопроявлению, характеризуется основным составом лав, богатых щелочами. Преобладают миндалекаменные базальты, диабазы, трахидолериты, андезитовые порфириты. Осадочные комплексы, вмещающие фосфориты, представлены вулканогенно-кремнистыми или карбонатными породами с характерными рифовыми фациями и многочисленными брекчированными зонами.

Незначительная фосфатизация отмечается в туфогенных комплексах вулканогенно-осадочных формаций различного типа. Вулканогенный материал, входящий в состав формаций, представлен пепловыми туфами преимущественно андезито-базальтового состава, а осадочная составляющая широко варьирует (угленосные, соленосные, терригенные комплексы пород). Формации характерны для интенсивно прогибающихся бассейнов как геосинклинальных, так и орогенных зон с большой скоростью седиментации.

3. Наиболее значительные месторождения фосфоритов известны в кремнисто-карбонатных осадочных формациях, образующихся на границе крупных структурных зон различной мобильности и приуроченных к системе глубинных разломов. Очаги синхронного вулканизма располагаются часто на значительном расстоянии в зоне геосинклинальных прогибов, и вулканический материал не участвует в строении формаций. Однако предполагается интенсивный вынос фосфора в составе летучих компонентов, поступающих в бассейн седиментации по зонам трещин, оперяющим разломы. Вулканизм, предшествующий периоду фосфатонакопления, отличается значительной дифференцированностью магматического расплава в сторону увеличения его щелочности. Характерна высокая сейсмическая активность бассейнов фосфатонакопления и замедленная терригенная седиментация.

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ БОКСИТЫ

Установленный в последние годы в областях современного вулканизма вынос в море значительных количеств алюминия и железа ручьями и мелкими речками с кислой термальной водой (Зеленов, 1960$_{1, 2}$, 1964) дал основание к проведению исследований с целью выяснения возможных форм влияния вулканизма на образование геосинклинальных бокситов.

Идеи о связи бокситов с теми или иными проявлениями магматизма зародились уже в самом начале их изучения. Так, на гидротермальное происхождение южнофранцузских бокситов указывалось в работах Кокана, Оже, Сен-Минье, а для венгерских бокситов аналогичные предположения высказывались Павай-Вайном (Горецкий, 1960; Бардоши, 1957). В дальнейшем гипотезы вулканогенного происхождения бокситов высказывались А. В. Пейве (1947), Т. Гедеоном (Gedeon, 1952), К. К. Зеленовым (1960$_{1, 2}$, 1964), А. С. Калугиным (1966, 1967). Однако ни одна из этих идей и гипотез не получила широкого признания, поскольку до сих пор ни на одном из многих изученных месторождений нет прямых доказательств связи геосинклинальных бокситов с теми или иными проявлениями магматизма.

В данной работе возможность вулканогенного происхождения геосинклинальных бокситов так называемого «карстового» типа рассмотрена прежде всего с позиций их структурно-фациального положения в пределах геосинклинальных областей, начиная от современных до наиболее древних [1]. В связи с этим вновь пересмотрен материал, касающийся этапов геосинклинального развития, к которым приурочено бокситообразование, а также места и характера синхронного вулканизма. Эта сторона генезиса бокситов гораздо меньше привлекала внимание исследователей, чем минералого-петрографическое и геохимическое исследование руд и вмещающих пород, а также изучение структуры рудных полей и формы залежей. Подобная характеристика обстановки формирования бокситовых месторождений частично вырисовывается при рассмотрении вмещающих бокситы формаций и соотношения последних с окружающими формациями.

Наиболее четко эти вопросы генезиса бокситов были поставлены и разобраны А. В. Пейве (1947). На основании детальнейшего анализа структурного положения главным образом девонских бокситов Северного

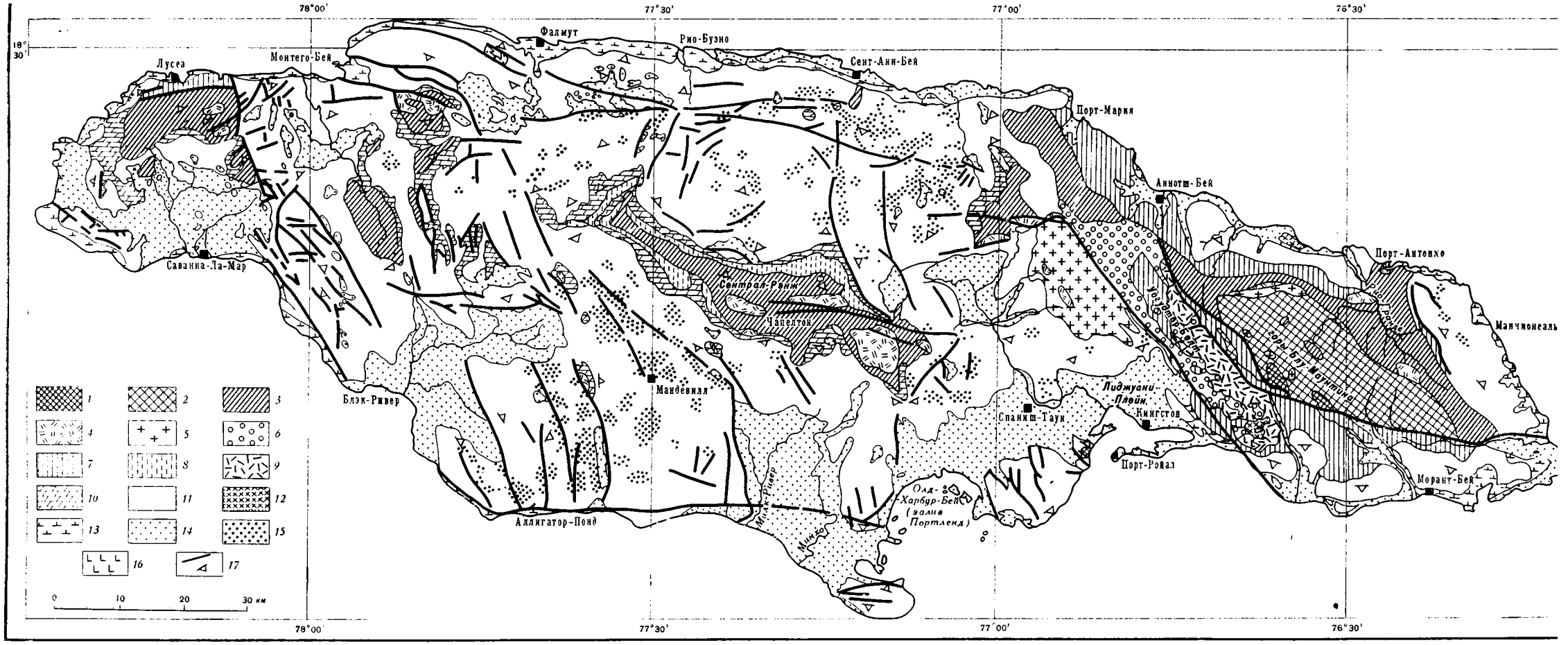
---

[1] Под «карстовыми» многими исследователями принято выделять основной тип геосинклинальных бокситов, тесно связанный с карбонатными толщами; часто, особенно в ранних работах, такие бокситы описаны как тип «терра-росса».

Урала и в значительно меньшей мере бокситов Южного Урала, Средней Азии и альпийского пояса Европы он пришел к следующему выводу: «Благотворными для формирования бокситовых поясов структурными элементами внутри геосинклинальной области являются, с одной стороны, зоны внутренних геоантиклинальных поднятий и, с другой стороны,— внутренние края передовых прогибов, которые по отношению к ближайшему соседнему геосинклинальному прогибу играют роль участков с геоантиклинальным режимом» (стр. 139). Далее А. В. Пейве указывал, что формированию бокситов предшествовал весьма длительный этап геосинклинального развития, в течение которого обособлялись основные структурные элементы: устойчивые поднятия (геоантиклинали), характеризующиеся известняковыми формациями, и прогибы (геосинклинали), характеризующиеся офиолитовыми формациями. Обращалось внимание на то, что эпохи бокситонакопления непосредственно предшествуют эпохам складчатости и отмечают собой смену преобладающего геосинклинального тектонического режима преобладающим геоантиклинальным режимом.

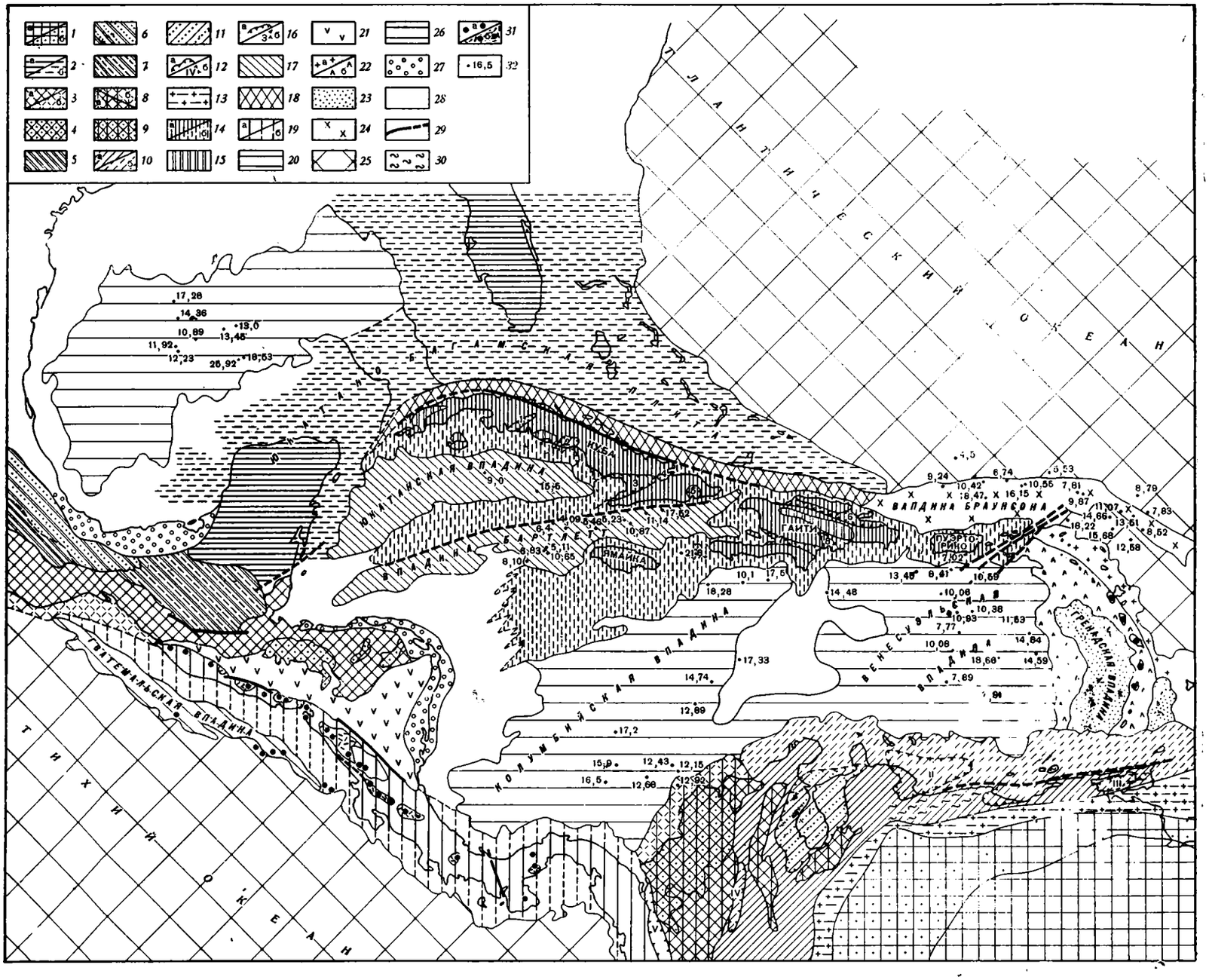
Позднее эти вопросы примерно на том же фактическом материале были рассмотрены в монографии Ю. К. Горецкого (1960), который указывал, что «...бокситоносные отложения геосинклинальных областей связаны исключительно с карбонатными и карбонатно-сланцевыми отложениями, образовавшимися в окраинных частях геосинклинальных областей и в зонах перехода их к консолидированным участкам земной коры — платформам или внутренним массивам. Как правило, бокситоносные отложения образуются в начальные стадии прогибания геосинклинальных областей в периоды трансгрессий со стороны геосинклинальных прогибов в стороны консолидированных массивов... Если трансгрессии проникают сравнительно далеко в зону взаимоперехода между геосинклиналями и платформой, бокситы бывают связаны с сравнительно маломощными толщами, представленными карбонатными породами рифовой, околорифовой фаций, в которых встречаются отдельные свиты и прослои, сложенные переотложенными продуктами выветривания (кварцевые песчаники, породы каолинитового состава и железные руды)... Бокситоносный горизонт месторождений, расположенных непосредственно в окраинных частях геосинклиналей, в зоне развития типичных линейных структур, как правило, связан только с карбонатными породами, в отдельных случаях достигающими значительной мощности. Зоны внутригеосинклинальных впадин, характеризующихся резко дифференцированными движениями, развитием геосинклинального вулканизма и кремнистых отложений, лишены бокситоносных отложений. Так же лишены бокситов формации, образовавшиеся в периоды горообразования и формирования передовых прогибов» (Горецкий, 1960, стр. 92).

В приведенных цитатах некоторые кажущиеся противоречия выводов обусловлены главным образом разной терминологией, употребляемой указанными исследователями в отношении структурных элементов. Во многом же их представления о положении бокситов дополняют друг друга. Как будет показано, отмеченные эмпирические закономерности размещения геосинклинальных бокситов ни в коей мере не потеряли до сих пор своего значения. Однако для того, чтобы иметь возможность оценить их, а также ответить на интересующий нас вопрос о влиянии вулканизма на бокситообразование, рассмотрим интересный в этом отношении фактический материал, тем более, что со времени опубликования перечисленных выше работ А. В. Пейве и Ю. К. Горецкого его накопилось довольно много.



Фиг. 116. Геологическая карта Ямайки (Цанс, 1964)

1 — серпентиниты; *2* — метаморфическая серия; *3* — верхнемеловая флишевая серия и рудистовые известняки; *4* — верхнемеловые андезиты, базальты; *5* — верхнемеловые гранодиориты; *6* — нижне-среднеэоценовые конгломераты Уогуотер; *7* — нижне-среднеэоценовые углистые сланцы; *8* — нижне-среднеэоценовая туфовая серия; *9* — эоценовые порфириты Ньюкасл; *10* — среднеэоценовые известняки Йелоу; *11* — среднеэоценовые-нижнемиоценовые известняки Уайт; *12* — молодые основные шаровые лавы и туфы; *13* — миоцен-плиоценовые прибрежные известковистые и песчанистые породы; *14* — плиоценовые и современные аллювиальные отложения; *15* — бокситы; *16* — гипс; *17* — складки и общее направление падения пород



Фиг. 117. Схема тектонического районирования Карибского региона (Чехович, 1966)

Структуры древних и молодых платформ

1: а — Гвианский щит, *б* — области щита, перекрытые маломощным платформенным чехлом; *2: а* — Юкатано-Багамская плита, *б* — части плиты, погруженные под уровень моря

Складчатые и геосинклинальные структуры

Зона развития палеозойских и мезозойских складчатых комплексов Северной и Центральной Америки. Палеозойские складчатые комплексы: *3: а* — палеозойские складчатые комплексы, *б* — в том числе под уровнем моря; *4* — чехол меловых и третичных пород на палеозойском складчатом основании. Мезозойские складчатые комплексы: *5* — эвгеосинклинальные; *6* — миогеосинклинальные; *7* — область выклинивания мезозойских складчатых комплексов

Зона развития палеозойских и кайнозойских складчатых комплексов Южной Америки. Палеозойские складчатые комплексы: *8: а* — палеозойские складчатые комплексы, *б* — в том числе под уровнем моря; *9* — чехол третичных пород на палеозойском складчатом основании. Кайнозойские складчатые комплексы: *10: а* — кайнозойские складчатые комплексы, *б* — в том числе под уровнем моря; *11* — погребенные срединные массивы; *12: а* — постэоценовые межгорные впадины, *б* — в том числе под уровнем моря; *13* — краевой прогиб

Современная геосинклинальная область

Современная геосинклинальная система Больших Антилл: *14: а* — геоантиклинальные поднятия, *б* — в том числе под уровнем моря; *15* — древние ядра; *16: а* — верхнемеловые и третичные наложенные прогибы на геоантиклинальных поднятиях, *б* — в том числе под уровнем моря; *17* — геосинклинальные прогибы; *18* — внешний карбонатный прогиб

Современная геосинклинальная система Центральной Америки: *19: а* — геоантиклинальные поднятия, *б* — в том числе под уровнем моря; *20* — геосинклинальные прогибы; *21* — вулканический пояс

Современная геосинклинальная система Малых Антилл в начальной стадии дифференциации: *22* — вулканические гряды: *а* — с третичным вулканизмом, *б* — с современным вулканизмом; *23* — межгрядовые впадины; *24* — внешний глубоководный желоб

Океанические структуры

25 — области океанического дна

Структуры неясного генезиса

26 — изометричные глубоководные впадины; *27* — зоны периферических опусканий; *28* — изометричные подводные поднятия

Прочие обозначения

29 — тектонические нарушения регионального порядка; *30* — зоны постмелового метаморфизма; *31: а* — действующие вулканы, *б* — вулканические поля; *32* — точки измерения и значения мощностей земной коры

Наложенные прогибы

1 — Кочинос; *2* — Центральный; *3* — Кауто; *4* — Нипе; *5* — Гуантанамо; *6* — Сан-Хуан; *7* — Энрикильо; *8* — Асуа

Межгорные впадины

I — Карьяко; II — Бонайре; III — Пария; IV — Магдалена; V — Атрато

Глава I

МЕЗОКАЙНОЗОЙСКИЕ БОКСИТЫ

Рассмотрение закономерностей размещения геосинклинальных «карстовых» бокситов следует начать с наиболее молодых образований, в отношении которых имеются наиболее достоверные и обильные фактические данные. К сожалению, в Советском Союзе среди молодых геосинклинальных областей месторождения бокситов неизвестны, если не считать нескольких мелких линз бокситов, обнаруженных в Крыму и Карпатах.

Бокситы в пределах современной геосинклинальной области Больших Антилл

Среди наиболее молодых геосинклинальных областей крупнейшие месторождения «карстовых» бокситов и бокситовых пород известны в геосинклинальной системе Больших Антилл, на о-вах Ямайка, Гаити, Пуэрто-Рико (Цанс, 1964; Хилдебранд, 1964). Бокситы залегают на различных частях разреза третичных отложений: на известняках верхней части среднего эоцена, на верхнеэоценовых, верхнеолигоценовых и нижнемиоценовых известняках. Третичными карбонатными отложениями на этих островах сложены крылья крупных антиклиналей, в ядрах которых выходят меловые и нижнеэоценовые породы нижнего структурного яруса, представленные конгломератами, сланцами, эффузивами и туфами среднего состава, а также интрузивные образования. Представление о распространении бокситов в пределах Больших Антилл дает карта, составленная В. А. Цансом для Ямайки (фиг. 116). Все бокситы Ямайки и Гаити слагают открытые залежи, перекрытые только слоем современной почвы. Залежи бокситов приурочены к округлым и овальным долинам в рельефе известняков подошвы, а также к обширным вытянутым «прогалинам» и более крупным депрессиям на известняковых плато. Поверхность дна депрессий очень неровная, часто она имеет форму, носящую образное название «петушиный гребень». Небольшие залежи на склонах депрессий выполняют карманы, трубки и полости неправильной формы среди кавернозных известняков (Цанс, 1964).

Геосинклинальная система Больших Антилл, судя по материалам В. Д. Чеховича (1965, 1966), состоит из трех ветвей веерообразно расходящихся геоантиклинальных поднятий: Кубинской, Кайманской и Ямайской и сопряженных с ними внутренних глубоководных впадин: Юкатанской, Бартлетт, Брауксона (фиг. 117). Большие Антильские острова являются надводной частью перечисленных выше геоантиклинальных поднятий. В пределах Кубинской ветви расположена большая часть о-ва Куба. В Кайманскую ветвь входит ряд островов и мелководных банок, из которых с востока на запад можно назвать следующие: о-в Пуэрто-Рико, большая часть о-ва Гаити, поднятие Сьерра-Маэстро, расположенное на юго-востоке о-ва Куба, Каймановы острова, банка Мистерьоса. Ямайская ветвь с востока на запад прослеживается через южную часть о-ва Гаити, о-в Ямайка, банки Педро, Розалинд, Горда, Фолс-Кейп, Москитос и др. Весьма интересно, что все острова, расположенные в пределах Кайманской и Ямайской ветвей, и прежде всего те, на которых известны бокситопроявления, отличаются сравнительно высокогорным рельефом. Поверхность этих островов, за исключением узкой прибрежной полосы и долин некоторых рек, лежит на абсолютных отметках от 500 до 3000 *м*.

Месторождения бокситов на Ямайке расположены на отметках от 50 *м* до высоты самых высоких холмов, сложенных третичными известняками. Лучшие промышленные месторождения встречаются на отметках более 300 *м*. На Гаити бокситы известны на отметках от 850 до 1500 *м* над уровнем моря. Весьма примечательно, что для о-ва Куба, где пока не обнаружено каких-либо бокситопроявлений, типичен низменный рельеф с отметками до 200 *м*. Лишь восточная часть Кубы является более высокогорной с абсолютными отметками, превышающими 1000 *м*. При этом южная часть Восточной Кубы (горы Сьерра-Маэстро), как отмечено, не входит в Кубинскую геоантиклинальную структуру. Последняя охватывает только поднятия Северо-Восточной Кубы, сложенные выходящими из-под чехла третичных карбонатных пород массивами меловых ультраосновных и основных пород (горы Сьера де Ниппе, Сьерра де Кристалле, Сьерра де Моа). Вместо бокситов обширные площади этих массивов покрыты плиоценово-четвертичной корой выветривания и связанными с ней железорудными образованиями, богатыми набором малых элементов (Cr, Ni, Co), типичных для исходных серпентинитовых пород (Адамович, Чехович, 1964_2).

Заложение геосинклинальной системы Больших Антилл произошло в позднеюрское — раннемеловое время. Начало развития этой системы характеризовалось мощным подводным вулканизмом с образованием спилито-диабазовых и спилито-кератофировых комплексов, отложения которых широко развиты в нижнем мелу на о-ве Куба (Адамович, Чехович, 1964_1). Превращение Кубинской ветви в геоантиклинальное поднятие было связано с ларамийской (сенонской) складчатостью, во время которой произошло внедрение крупных массивов ультрабазитов. В результате с маастрихта осадконакопление в Кубинской ветви в корне изменилось. В маастрихте накапливались молассовидные терригенные толщи с прослоями туфов. Последние становятся преобладающими в отложениях палеоцена и нижнего эоцена. В течение среднего и позднего эоцена роль пирокластики постепенно уменьшается и увеличивается роль карбонатов, накопление которых доминирует в олигоценовое и миоценовое время.

История осадкообразования в пределах Кайманской и Ямайской ветвей известна лишь с конца мела, и она мало чем отличается от синхронного осадкообразования в Кубинской ветви. Так, в течение позднего мела и раннего палеогена (до среднего эоцена) в них также преобладало накопление вулканогенных толщ пирокластического характера и андезитового состава. В начале среднеэоценового времени в пределах Кайманской и Ямайской ветвей проявилась небольшая складчатость, и в последующее время с конца среднего эоцена, включая поздний эоцен, олигоцен и миоцен, здесь так же, как и в Кубинской ветви, доминировало карбонатонакопление. В конце миоцена третичная известняковая толща была приподнята и подверглась сильной деформации, проявившейся в виде складчатости, сбросов и брекчированных зон (Цанс, 1964). В конце миоцена в пределах геоантиклинальных зон Больших Антилл возникли острова, существующие до настоящего времени. В наиболее приподнятой центральной части более крупных островов были вскрыты отложения нижнего структурного яруса, в составе которых преобладают вулканические породы. Несомненно, что только с этого момента на указанных островах в определенных местах начинается бокситообразование. За пределами островов интенсивное карбонатонакопление с формированием бесчисленного количества рифов сохраняется в пределах геоантиклинальных структур системы Больших Антилл до сегодняшних дней.

О характере отложений мезо-кайнозойского возраста в сопряженных с указанными поднятиями глубоководных впадинах нет никаких

данных. В настоящее время — это депрессии, на дне которых преобладают песчано-глинистые илы с примесью глобигерин. Следует отметить, что интенсивный вулканизм с конца палеогена до наших дней развит в Карибском бассейне только за пределами геосинклинальной системы Больших Антилл, в соседних геосинклинальных системах Центральной Америки и Малых Восточных Антилл. В этих районах четвертичные и современные вулканические образования представлены вулканами центрального типа с лавами и пеплами преимущественно среднего состава.

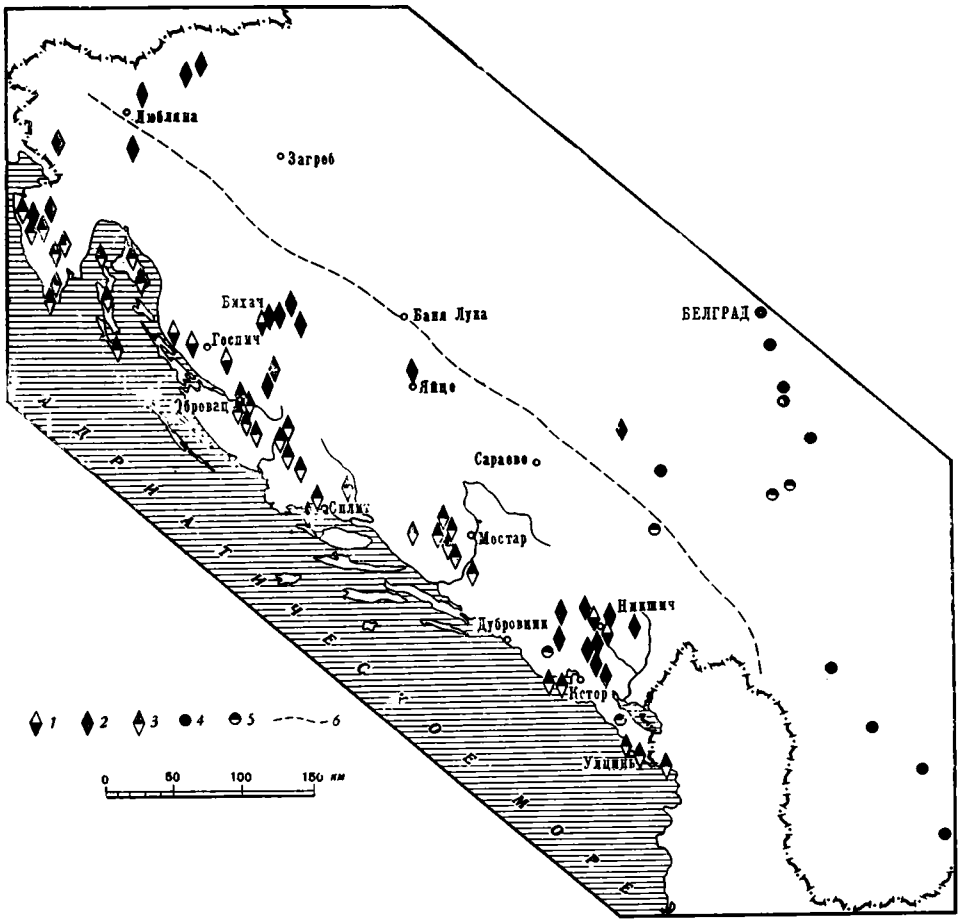
Бокситы в пределах альпийской складчатой области Динарид и Эллинид

В областях альпийской (средиземноморской) складчатости крупные месторождения бокситов «карстового» типа известны на северо-востоке Испании, на юге Франции и Италии, в Югославии, в Греции, а также в Австрии, Венгрии и Румынии (Хардер, 1959). Большинство указанных месторождений расположено в разрезе верхнего структурного яруса, главным образом среди меловых и третичных отложений. Ниже в качестве типичного примера для этой группы месторождений рассмотрено положение бокситов в Югославии и Греции, в пределах Динаридо-Эллинидской геосинклинальной области, строение и развитие которой детально разобрано Ж. Обуэном (Aubouen, 1965). На этой территории насчитывается не менее десяти стратиграфических уровней, к которым приурочены бокситовые месторождения. Однако, следуя за И. Юрковичем и К. Сакачом, эти бокситоносные горизонты можно объединить в четыре группы (Jurković, Sakać, 1964).

Наиболее древними являются триасовые бокситы, известные только в Югославии (Quitzow, 1944; Павић, 1953; Jurkević, Sakać, 1964; Grubić, 1964). Триасовые бокситы недавно обнаружены в Словении около г. Любляны; ими сложены давно известные месторождения Далмации, в районе Велебит-Лика, некоторые рудопроявления Герцеговины (район Дрежница) и несколько месторождений около г. Никшич в Черногории (фиг. 118). В триасе намечаются три бокситовых горизонта: в основании ладинского яруса, в его середине и наиболее широко распространенный в карнийском ярусе. Бокситы верхнего горизонта залегают либо на ладинских известняках, либо на отложениях порфирито-во-роговиковой формации того же возраста. Они приурочены к основанию райблских слоев, где чередуются с красными конгломератами, песчаниками и глинистыми породами. Промышленной ценности триасовые бокситы не представляют главным образом из-за очень высокого содержания в них железа. В ряде мест они первоначально описывались как бобовые железные руды.

В отношении триасовых месторождений следует заметить, что не только по составу руды, но и по характеру вмещающих пород многие из них не могут быть отнесены к настоящему «карстовому» типу. Гораздо больше они сходны с широко распространенными в Югославии — в более восточных частях внутренних Динарид — мезо-кайнозойскими месторождениями железных руд, из которых большинство тесно связано с корой выветривания основных пород (Циссарц, 1958). Указанные железные руды Югославии весьма близки с железорудными месторождениями халиловского типа, рассмотренными Л. Н. Формозовой (1960).

Следующую по возрасту группу месторождений слагают верхнеюрские и нижнемеловые бокситы. Весьма примечательно, что среди них, помимо обычных, наиболее часто встречаемых красных бокситов, в ряде мест описаны розовые и белые разности. Как и в триасовой, в этой группе более или менее четко выделяются также несколько бокситоносных горизонтов (Jurković, Sakać, 1964; Grubić, 1964; Radoičić, 1959).



Фиг. 118. Местоположение югославских бокситов и связанных с корой выветривания железных руд (Циссарц, 1958)

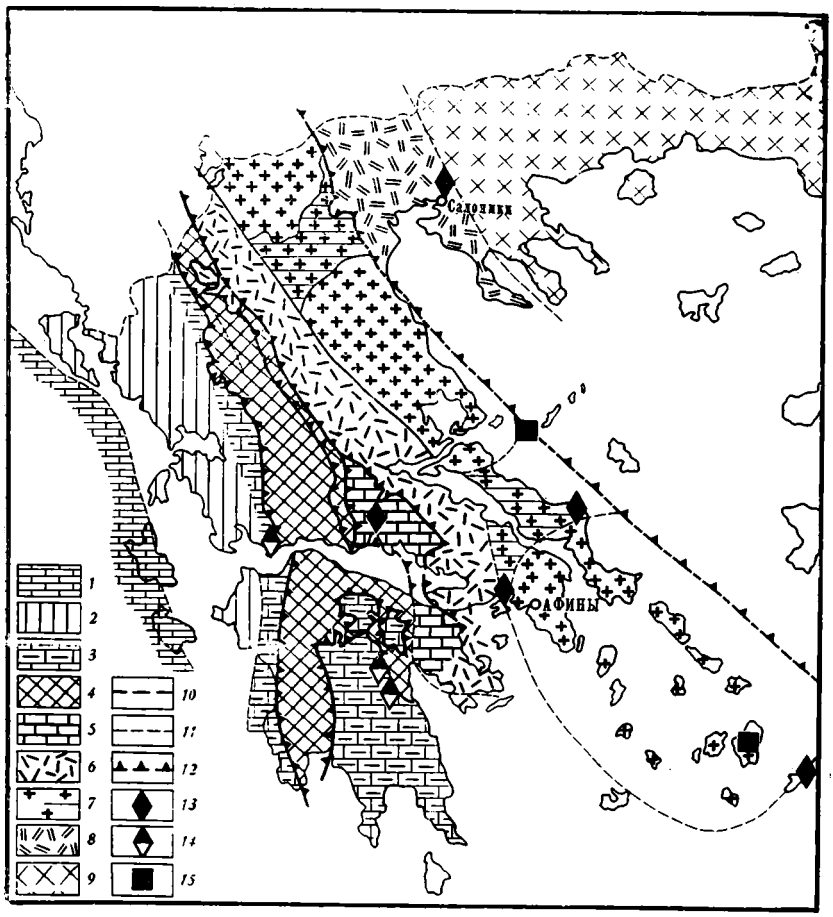
1 — месторождения триасовых бокситов; *2* — месторождения юрско-меловых бокситов; *3* — месторождения третичных бокситов; *4* — железорудные месторождения мезозойского возраста; *5* — железорудные месторождения третичного возраста; *6* — граница Пелагонской и Вардарской зон (по Aubouin, 1965)

Из них как наиболее древние обособляются верхнеюрские бокситы, которые лежат на известняках верхнего триаса, доггера, оксфорда, кимериджа, в основании титонских известняков. Выше выделяются бокситы, залегающие между титонскими и валанжинскими известняками. Многие месторождения этой группы имеют в подошве известняки различных горизонтов юры, а в кровле — туронские известняки. В данном случае нижнемеловой возраст этих бокситов обоснован находками в них остатков флоры (Grubić, 1964).

К рассмотренной верхнеюрско-нижнемеловой группе относятся основные промышленные месторождения высококачественных бокситов Черногории (расположенные между городами Никшич и Контор), наиболее древние бокситы Истрии, а также отдельные месторождения Западной Боснии, Герцеговины, Словении. К этой же группе относится большинство мезозойских бокситов Восточной Греции (фиг. 119).

В качестве самостоятельной группы выделяются верхнемеловые бокситы. Наиболее твердо доказаны они в Западной Боснии (в окрестностях городов Бихач, Боснянска Крупа, Яйце). Здесь бокситы залега-

ют между туронскими рудистовыми известняками и верхнесенонскими глинистыми известняками и мергелями. К этому же горизонту И. Юркович и К. Сакач относят сильно железистые бокситы, известные в Восточной Боснии в районе Власеницы, которые залегают на верхнетриасовых известняках, но, как и в Западной Боснии, перекрыты отложениями верхнего сенона. Не исключено, что возраст железистых бокситов района Власеницы более древний, а именно триасовый, как считает А. Циссарц (1958). Кроме Боснии, верхнемеловые бокситопроявления обнаружены в Словении, а также указываются в Восточной Греции (Aronis, 1954; Papastamatiou, 1964).



Фиг. 119. Местоположение греческих бокситов (Papastamatiou, 1964) в структурных зонах Элленид (Aubouen, 1965)

Структурные зоны: *1* — Апулийская; *2* — Ионическая; *3* — Гавровская; *4* — Пиндусская; *5* — Парнасская; *6* — Субпелагонская; *7* — Пелагонская; *8* — Вардарская; *9* — Родопская; *10* — границы зон; *11* — границы подзон; *12* — надвиги; *13* — месторождения мезозойских бокситов; *14* — месторождения третичных бокситов; *15* — месторождения метаморфизованных бокситов (наждаков)

Группа третичных бокситов представлена очень многими месторождениями в Югославии и Греции. В отличие от мезозойских бокситов, месторождения которых расположены в пределах весьма широкой площади, все третичные бокситы сосредоточены в сравнительно узкой прибрежной полосе Динарид и Западной Греции (фиг. 118, 119). Среди

третичных отложений выделяются два основных бокситоносных горизонта. Нижний заключен между верхнемеловыми рудистовыми известняками и нижнеэоценовыми отложениями (Quitzow, 1944; Sliškovič, Luburić, 1964; Grubić, 1964; Jurković, Sakač, 1964). На островах, в Истрии, Далмации и Герцеговине они чаще всего перекрыты пресноводными озерно-терригенными косианскими отложениями, относимыми к самым низам эоцена, либо вышележащими известняками. В Западной Черногории над ними залегают миллиолиновые известняки, нижняя часть которых одновозрастна косианским отложениям. По-видимому, именно к этому горизонту относятся мелкие месторождения третичных бокситов Западной Греции. Несмотря на небольшой размер залежей и невысокое качество (часто они сильно железисты) нижнеэоценовые бокситы интенсивно разрабатывались и разрабатываются, особенно в Истрии.

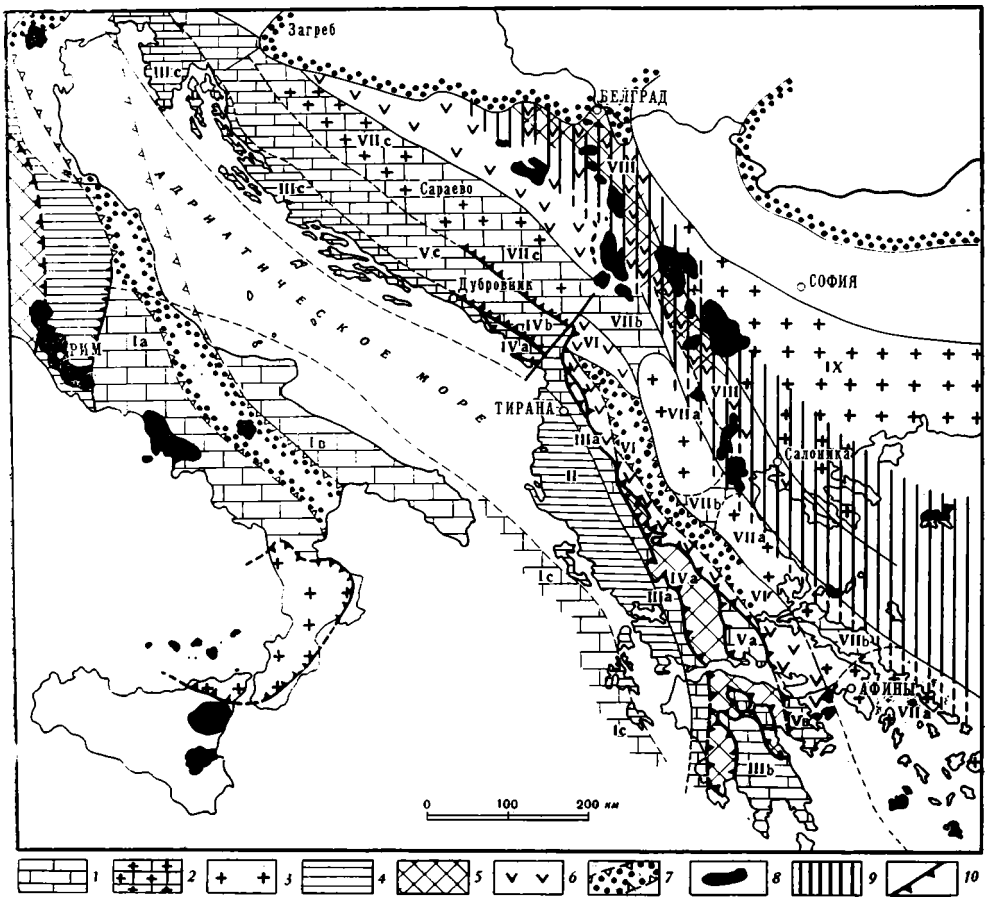
Второй горизонт в группе третичных бокситов приурочен к среднему эоцену (лютетскому ярусу). Они залегают на верхнемеловых и нижнеэоценовых известняках и перекрыты отложениями так называемой проминантовой формации, сложенной конгломератами и мергелями. Сейчас установлено, что среднеэоценовые бокситы распространены не столь широко, как считалось раньше. Они находятся главным образом в Далмации и Герцеговине, но имеют там большое промышленное значение.

Самый молодой бокситовый горизонт известен в основании миоценовых пресноводных мергелей на юге Герцеговины, западнее г. Мостара. Бокситы залегают на верхнемеловых, главным образом туронских известняках, и большинством геологов связываются с перемывом третичных бокситов.

Согласно тектонической схеме Ж. Обуэна, в пределах интересующей нас территории Динаридо-Эллинидской геосинклинальной области выделяется несколько структурно-фациальных зон, вытянутых с северо-северо-запада на юго-юго-восток (фиг. 120). Западная зона выделена им под названием Ионического миогеосинклинального прогиба. Восточнее в Динаридах выделяется геоантиклинальная зона, которая весьма условно, главным образом по аналогии с Эллинидами, разделена Ж. Обуэном на три геоантиклинальные структуры: западную, носящую на его схемах название Далмация, центральную, известную как «Высокий Карст», и восточную — Пелагонскую. Указанные структуры разделены предполагаемыми надвигами. Геоантиклинальная зона Динарид отделяла Ионическую зону от расположенной восточнее Вардарской зоны эвгеосинклинального прогиба, который обрамлял с запада Родопский срединный массив.

Центральная геоантиклинальная зона Динарид в Эллинидах разветвляется на три самостоятельные геоантиклинальные структуры. Ее западная, Далмацкая часть в Греции выделяется как геоантиклинальные структуры зон Гавроно и Триполи. Высокий Карст находит продолжение в геоантиклинальной структуре зон Парнасус и Трапезона. Эти две геоантиклинальные структуры в Эллинидах разделены эвгеосинклинальным прогибом зоны Пиндус. От восточной, Пелагонской геоантиклинальной структуры зона Парнасус-Трапезона отделялась Субпелагонской зоной. Последняя, как и зона Пиндус, имела характер эвгеосинклинального прогиба. Согласно тектонической схеме Ж. Обуэна, можно предполагать, что аналоги зоны Пиндус и Субпелагонской зоны в Динаридах в значительной мере скрыты под надвигами. Вероятно, на продолжении ограничивающих эти зоны разломов находятся хорошо известные во внутренней Черногории выходы триасовых (анизийских) вулканических пород.

Подавляющее большинство месторождений бокситов Югославии и Греции расположено в пределах указанных выше геоантиклинальных



Фиг. 120. Схема соотношений палеогеографических и структурных элементов в Итало-Динарской системе (по Aubouen, 1965 с упрощениями)

1 — зона накопления неритовых, иногда рифовых отложений (эвгеоантиклинальный хребет); *2* — аналогичная зона с мелкими выходами кристаллических пород фундамента; *3* — зона выхода крупных массивов кристаллических пород фундамента; *4* — внешняя зона накопления пелагических осадков (миогеосинклинальный прогиб); *5* — внутренняя зона накопления пелагических осадков (эвгеосинклинальный прогиб); *6* — офиолитовая зона; *7* — постгеосинклинальные прогибы, выполненные молассовыми отложениями; *8* — основные тела поздне- и постгеосинклинальных вулканических и плутонических пород; *9* — районы проявления позднегеосинклинального метаморфизма, интрузий гранодиоритов и трахиандезитового вулканизма; *10* — надвиги

I — Апулийская геоантиклинальная зона с подзонами: *a* — Абруцц, *b* — Апуло-Гарганской, *c* — Предапулийской; II — Ионическая миогеосинклинальная зона; III — Гавровская миогеоантиклинальная зона с подзонами: *a* — собственно Гавровской, *b* — Триполинской, *c* — Далмацкой; IV — Пиндусская эвгеосинклинальная зона с подзонами: *a* — собственно Пиндусской, *b* — Цукальской, *c* — Будвинской; V — Парнасская эвгеоантиклинальная зона с подзонами: *a* — собственно Парнасской, *b* — Трапезонской, *c* — Высокого Карста; VI — Субпелагонская офиолитовая зона; VII — Пелагонская эвгеоантиклинальная зона: *a* — выходы кристаллического фундамента, *b* — отложения осадочного чехла, *c* — Дурмиторская подзона; VIII — Вардарская офиолитовая зона; IX — Родопский массив

структур Динаридо-Эллинидской геосинклинальной области (см. фиг. 118, 119). Лишь некоторые месторождения мезозойских, по-видимому, главным образом триасовых бокситоподобных железистых пород в Словении и Восточной Боснии, а также в Греции, около г. Салоники, попадают в пределы Вардарского прогиба. В Греции намечается четкое разделение в положении мезозойских и третичных бокситов. Первые расположены на востоке, в пределах зон Парнасус-Трапезона

и Пелагонской, а вторые — на западе, только в пределах зоны Гаврово-Триполи. В Югославии третичные бокситы также сосредоточены на западе, не выходя за пределы Далмацкой структуры. Мезозойские бокситы Югославии хотя тяготеют к более восточным участкам, но в отличие от Греции они известны и на самом западе Динарид вместе с третичными бокситами (например, в Истрии).

Доаптский период мезозойской истории Динаридо-Эллинидской геосинклинальной области соответствует ранней стадии ее развития (Aubouen, 1965; Муратов, 1962). Этот период характеризовался заложением перечисленных выше эвгеосинклинальных троговых прогибов и формированием в них кремнистых отложений, тесно связанных с характерным для этого периода подводно-трещинным вулканизмом. В наиболее хорошо изученных прогибах зоны Пиндус и Субпелагонской зоны в Эллинидах этому периоду соответствует накопление спилитово-яшмовой формации (см. том I, главу I). В них начало излияния основной магмы (спилитов) приурочено к лейасу, но максимальные излияния типичных офиолитов происходили в конце юры (Ciric, 1961).

В Динаридах Югославии, в пределах Вардарского трога, начальному этапу его развития соответствуют отложения, известные у югославских геологов под названием «порфиритово-роговиковой формации» триаса и «диабазово-роговиковой формации» юры (Циссарц, 1958; Petković и др., 1960; Ciric, 1961). Среди эффузивов этих формаций преобладают диабазы и мелафиры. От спилитово-яшмовой формации Эллинид вулканогенно-кремнистые формации Динарид отличаются большей ролью в их составе терригенного (песчано-сланцевого) и туфогенного материала.

Во внутренней Черногории, в районе развития известняковых фаций, триасовый вулканизм охарактеризован подводными излияниями и субвулканическими интрузиями кварцевых кератофиров, кварцевых порфиров, авгит-порфиритов и санидин-порфиритов. Излияния основных лав в указанных выше трогах были сосредоточены в узких зонах их сочленения с соседними поднятиями, что наиболее четко наблюдается в Эллинидах. В пределах геоантиклинальных структур в это время происходило формирование мелководных, местами рифовых известняков. Обломки этих известняков в виде своеобразных карбонатных «фланговых» микробрекчий сползали в прилежащие троги.

Следующий этап развития Динаридо-Эллинидской геосинклинальной области, многими называемый флишевым, охватывает период с конца раннего мела примерно до начала олигоцена. Этот этап, в течение которого сформировалось большинство бокситовых месторождений, характеризовался возникновением флишевых трогов и кордильер. В ранне- и позднемеловое время флишевые отложения накапливались во внутренних Динаридах вдоль западных окраин Родопского массива (Petković и др., 1960). В Эллинидах в это время в пределах Пелагонской, Субпелагонской и смежной части Вардарской зон возникает крупная кордильера (Aubouen, 1965). Эта кордильера являлась основным поставщиком терригенного материала в прилежащий с запада флишевый Эпирский прогиб (Муратов, 1962). В центральной части зоны Пиндус, захваченной этим прогибом, флишевые отложения известны уже с конца раннего мела, но максимальное их накопление происходило в эоцене, когда поступавший терригенный материал перекрыл и территорию геоантиклинальной зоны Парнасус-Трапезона. Только в западных геоантиклинальных структурах зон Триполи-Гаврово-Далмация в течение позднего мела и эоцена сохранялось отложение мелководных, главным образом органогенных известняков. В разрезе этих отложений много локальных стратиграфических перерывов, говорящих об остров-

ном характере этих зон. В олигоцене флишенакопление переместилось еще западнее, в пределы Ионийского прогиба, в котором до этого на протяжении всего мезозоя и эоцена отлагались карбонатные пелагические осадки. Это время было началом заключительной (орогенной) стадии развития Динаридо-Эллинидской геосинклинальной области.

Важно отметить, что для флишевого этапа развития в пределах этой области не известно никаких проявлений вулканической деятельности. Широко распространенный в ее пределах наземный трахиандезитовый и базальтовый вулканизм известен лишь со среднего миоцена. Весьма примечательно, что во внутренних Динаридах, в пределах растущих кордельер, во время флишеобразования были вскрыты и размывались вулканогенные породы, возникшие в более ранние стадии геосинклинального развития. К этому времени относится формирование кор выветривания на серпентинитовых массивах триасовых ультраосновных пород и тесно связанное с ними образование железных руд.

Глава II

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ БОКСИТЫ

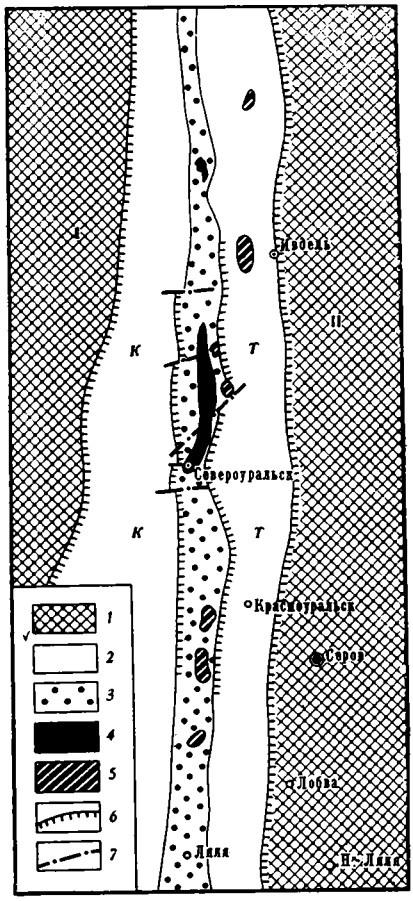
В отличие от мезокайнозойских бокситов все наиболее значительные месторождения палеозойских геосинклинальных бокситов «карстового» типа сосредоточены на территории Советского Союза. Они известны в пределах Урало-Тяньшанской и Алтае-Саянской складчатых областей.

Бокситы в пределах герцинской Урало-Тяньшанской складчатой области

В пределах Урало-Тяньшанской складчатой области месторождения бокситов «карстового» типа известны на восточном склоне Северного Урала, на западном склоне Среднего и Южного Урала, а также в Средней Азии — от Центрально-Кызылкумских возвышенностей на западе до северных предгорий Туркестанского и Алайского хребта на востоке.

Все месторождения Северо-Уральского бокситового пояса расположены в пределах Тагильского синклинория, который в структуре уралид является частью Восточно-Уральской эвгеосинклинальной зоны (Херасков, Перфильев, 1963). С востока Тагильский синклинорий обрамлен Урало-Тобольским антиклинорием, а на западе примыкает к антиклинорию Урал-Тау, отделявшему девонскую эвгеосинклинальную зону восточного склона Урала от соседней миогеосинклинали западного склона. В Тагильском синклинории бокситы приурочены к нижнему и среднему девону — к трем стратиграфическим уровням (Андронов, 1965; Пейве, 1947). Бокситы известны в основании кобленца (субровский горизонт), в основании эйфеля (козьеречинский горизонт) и в основании живета (богословский горизонт). Таким образом, бокситы расположены в отложениях нижнего и частично среднего структурных этажей, характер которых отражает собственно геосинклинальный этап развития уралид (Херасков, Перфильев, 1963).

Тектоническое строение Тагильского синклинория и положение в нем бокситов детально разобрано А. В. Пейве (1947). В пределах Тагильского синклинория на территории Северо-Уральского бокситового пояса



Фиг. 121. Тектоническое положение Северо-Уральского бокситового пояса (Пейве, 1947)

1 — области поднятий: Центрально-Уральское (I) и Исетско-Салдинское (II); *2* — прогибы: Кумбинский (*К*) и Турьинский (*Т*); *3* — Петропавловское поднятие; *4* — кобленцские бокситы; *5* — живетские бокситы; *6* — глубинные разломы; *7* — главнейшие нижнедевонские сбросы

протяженностью более 250 *км* он выделил три меридионально вытянутые структурно-фациальные зоны (с запада на восток): Кумбинскую, Петропавловскую и Турьинскую, зажатые между Центрально-Уральским поднятием (частью антиклинория Урал-Тау) на западе и Исетско-Салдинским поднятием (частью Урало-Тобольского антиклинория) на востоке (фиг. 121). Большинство месторождений Северо-Уральского бокситового пояса расположено в пределах Петропавловской зоны. Эта зона, представляющая, по мнению А. В. Пейве, интрагеоантиклиналь, отличалась от соседних зон формированием с конца лудлова на протяжении нижнего и среднего девона почти исключительно карбонатных отложений, среди которых первостепенную роль играли рифогенные образования.

Согласно палеогеографическим схемам, составленным группой геологов Уральского геологического управления (Мухина и др., 1965; Мухина, Шуйский, 1965), в эйфельское время Петропавловская рифовая зона являлась восточным обрамлением Центрально-Уральского геоантиклинального поднятия. Его центральная часть, возникшая в пределах полосы активного верхнесилурийского вулканизма, в эйфельское время представляла меридионально вытянутые острова, сложенные вулканогенными и карбонатными породами. Эти острова защищали эвгеосинклинальную область от заноса в ее пределы терригенного материала с континента, существовавшего на востоке Русской платформы.

Предположение А. В. Пейве о наличии к западу от Петропавловской зоны узкого Кумбинского интрагеосинклинального прогиба исследованиями уральских геологов не подтвердилось. В Турьинской интрагеосинклинальной зоне одновозрастная с бокситами кобленцско-эйфельская часть разреза, на широте р. Вагран, сложена флишеподобной толщей, состоящей из граувакковых песчаников, туфопесчаников, туффитов и кремнистых сланцев с тонкими прослоями и отдельными пачками роговообманковых порфиритов и их туфов. На юге Турьинской зоны, в бассейне р. Лобвы, количество вулканогенных пород увеличивается. Аналогичные порфириты и их туфы встречаются здесь и среди живетских отложений. Кроме того, на юге этой зоны в основании кобленца широко развиты кварцевые и бескварцевые альбитофиры. Известняки среди нижне- и среднедевонских отложений Турьинской зоны встречаются в виде изолированных линзовидных тел рифогенной природы.

На палеогеографических схемах Урала для эйфельского времени, составленных В. П. Мухиной и др. (1965), Петропавловская полоса карбонатонакопления прослеживается на юг вдоль современного восточного склона Урала, переходя на широте г. Нижний Серег в пределы его западного склона. Следует отметить, что в ряде мест этой полосы (район г. Нижней Серег, бассейн р. Большой Ик), как и в Североуральском районе, известны крупные рифовые постройки, иногда с рудопроявлениями бокситов (Горбачев, 1965). Как и на Северном Урале, восточнее полосы карбонатонакопления в среднем девоне располагался интрагеосинклинальный прогиб, наиболее широкий в пределах Магнитогорского синклинория. Здесь, в его центральной части, были особенно распространены трещинные излияния лав основного состава, а в западной части его, как и на Северном Урале, шло накопление эксплозивных андезито-дацитовых толщ, связанных с вулканической деятельностью центрального типа (Мухина и др., 1965; Сергиевский, Петрова, 1962).

Есть основания предполагать, что Урало-Тобольский антиклинорий, как и антиклинорий Урал-Тау, в среднем девоне представлял геоантиклинальную зону, состоявшую из ряда подводных плато и острозов, одним из которых было Салдинское поднятие на Среднем Урале. К восточному краю этой геоантиклинальной зоны приурочены интересные в отношении поиска бокситов рифовые постройки. Как и в Петропавловской зоне, они были расположены на стыке геоантиклинальной зоны с более восточным интрагеосинклинальным прогибом, заполнявшимся вулканогенными отложениями, распространенными в Аятском синклинории.

На западном склоне Среднего и Южного Урала, за исключением отмеченных эйфельских бокситопроявлений в окрестностях г. Нижний Серег, месторождения бокситов имеют франский возраст. Выделяется два бокситовых горизонта: в основании франского яруса (пашийский горизонт) и в верхнефранском подъярусе (орловский горизонт). Первый распространен на Среднем Урале, в бассейне р. Чусовой, а второй — на Южном Урале. В последнее время Б. Ф. Горбачев (1960) высказал мнение, что бокситы в основании франских отложений не относятся к пашийскому горизонту, а имеют верхнеживетский возраст. Располагаясь на периферии Уфимского выступа, девонские бокситы западного склона Урала занимали однотипное положение в структуре уралид. Они, как это отмечал А. В. Пейве (1947), лежат на приплатформенном краю Уральской миогеосинклинали, приподнятом по отношению к ее внутренней части. Согласно палеогеографическим схемам для конца девона, составленным Г. А. Смирновым и Т. А. Смирновой (1960, 1961), полоса распространения верхнедевонских бокситов попадает в пределы зоны распространения относительно мелководных карбонатных отложений. Бокситы пашийского и орловского горизонтов залегают среди сравнительно маломощных верхнедевонских отложений, часто содержащих наряду с известняками прослои кварцевых песчаников. Кроме бокситов, к этим горизонтам приурочены месторождения оолитовых железных руд башкирского типа, которые широко распространены вдоль всего западного склона Урала, а также и на прилегающих участках Русской платформы (Формозова, 1960; Горецкий, 1960; Горбачев, 1960).

К востоку от полосы распространения мелководных карбонатных толщ, вмещающих бокситы, располагалась полоса накопления глубоководных отложений доманикового типа и далее — зона формирования глубоководных флишеподобных отложений типа зилаирской свиты. Последние, как показали исследования Г. А. Смирнова, широко распространены на восточном склоне Урала. В позднем девоне, как и в среднем, антиклинорий Урал-Тау не представлял собой сколько-нибудь крупного и устойчивого поднятия. В это время основным поставщиком обломочного материала являлась территория Урало-Тобольского анти-

клинория. К востоку и западу от нее в позднем девоне располагались локальные проявления вулканической деятельности. Это были главным образом извержения центрального типа, в которых вулканокластические продукты резко преобладали над лавовыми потоками.

В средней Азии полоса палеозойских бокситопроявлений приурочена к Южноферганской подзоне Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоны и прослежена с запада на восток более чем на 1000 *км*. Палеонтологическая (главным образом микрофаунистическая) характеристика подрудных и надрудных известняков позволяет отнести большинство известных в Средней Азии палеозойских бокситопроявлений к верхнебашкирскому подъярусу, хотя в его пределах их положение варьирует от одного месторождения к другому. В последние годы геологами Южно-Киргизской комплексной экспедиции (С. Н. Баногиным, Л. Н. Кугураковым, Б. Е. Дмитруком, А. Сагындыковым) открыты новые бокситопроявления среди девонских известняков в горах Катранбаши, Акшагыл, Тохтабуз (Медведев, Орловский, 1965; Миклухо-Маклай и др., 1966) Часть из них расположена в пределах распространения известняков охнинской свиты живетского яруса. Считается, что эти бокситы приурочены к франскому перерыву. Кроме того, бокситы встречаются в вышележащей, так называемой переходной свите, и их считают связанными с нижнетурнейским перерывом. Франские бокситы максимально развиты в горах Катранбаши, нижнетурнейские — в более западных районах (горы Акшагыл). Однако возраст указанных бокситов пока окончательно не доказан, и имеются представления о более молодом (среднекарбоновом и даже мезозойском) их возрасте. Предполагаемые девонско-нижнекарбоновые и ранее известные верхнебашкирские бокситопроявления расположены в пределах единой Южноферганской структурно-фациальной подзоны, по соседству друг с другом.

Строение Южно-Тяньшанской геосинклинальной области в девонское время во многом остается еще не распознанным. Однако по территории Южной Ферганы, где как раз и сосредоточены девонские рудоуправления бокситов, имеется наиболее полный материал, приведенный в работах Д. П. Резвого (1959), Г. А. Каледы (1960), Г. С. Поршнякова (1960), Г. С. Поршнякова, А. Д. Миклухо-Маклая (1954), Г. С. Поршнякова и др. (1961), Л. Д. Медведева, М. Б. Орловского (1965). Указанная часть территории Южно-Тяньшанской геосинклинальной области располагалась в девоне между крупным Фергано-Кураминским поднятием на северо-западе и Таримской платформой на юго-востоке, представлявшими собою сушу. Восточная и западная части территории Южной Ферганы резко отличались по структуре и типу девонских осадков.

Восточная часть, выделяемая Г. А. Каледой как Ферганская провинция девонского осадконакопления, состояла из серии внутренних субширотных интрагеосинклинальных поднятий и прогибов. Для прогибов в ранне- и частично в среднедевонское время было характерно накопление карбонатно-кремнистых, кремнистых и эффузивных пород (туфов и диабазовых порфиритов), в целом обычных для отложений диабазово-кремнистой формации. Для поднятий было свойственно накопление менее мощных органогенных карбонатных осадков, главным образом в виде рифовых построек. Наиболее протяженная полоса барьерных рифов была расположена в пределах Южно-Алайской (Тамчинской) геоантиклинальной структуры. Эта полоса рифов протягивалась вдоль Таримской суши и отделяла внутренние части Ферганской провинции от Притаримского прогиба, заполненного терригенными отложениями (отложениями южного волноприбойного пояса — по Л. Д. Медведеву и М. Б. Орловскому (1965)).

В западной части рассматриваемой территории Южно-Тяньшанской геосинклинальной области (Туркестанской провинции — по Г. А. Кале-

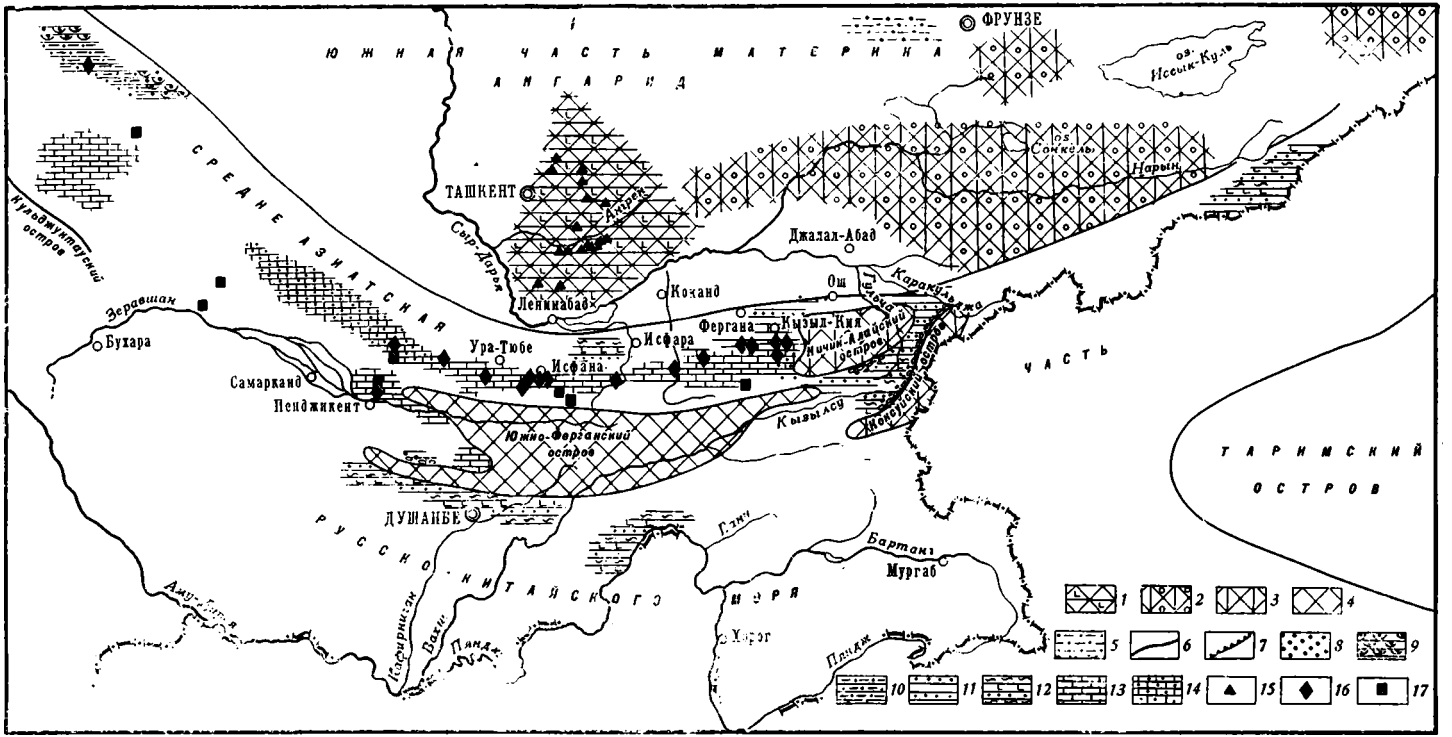
де (1960)) на протяжении всей девонской истории выделялось лишь одно широтное геоантиклинальное поднятие (Катранская зона — по Г. А. Каледе). Это поднятие было вытянуто вдоль Фергано-Кураминской суши. В его пределах, начиная с нижнего девона, располагался северный пояс барьерных рифов (Катран-Ярунтузский), максимальное развитие получивших в живетское время, когда они на западе доходили до гор Тохтабуз.

Между этим поднятием и Фергано-Кураминской сушей находился прогиб, где шло накопление сносимого с нее терригенного материала (отложений северного подводнодельтового и волноприбойного поясов — по Л. Д. Медведеву и М. Б. Орловскому). Это преимущественно полимиктовые песчаники, алевролиты, сланцы, а также конгломераты и брекчии береговых обвалов. Катран-Ярутузская зона рифов препятствовала распространению терригенного материала из северного волноприбойного пояса в более южные участки. В прогибе к югу от этой зоны преобладало накопление сравнительно глубоководных карбонатных осадков с примесью глинисто-углистого материала и кремнезема (отложения Кштутской зоны — по Г. А. Каледе или центральноотстойного пояса — по Л. Д. Медведеву, М. Б. Орловскому). Некоторое количество более грубозернистого материала начинает поступать сюда с живетского века. Это было связано с размывом возникшего в это время на юге Туркестанской провинции Ходжаачканского антиклинория.

Нижнедевонские вулканогенные породы в Туркестанской провинции известны лишь в нескольких точках как к северу, так и к югу от Катранской зоны. Рассматривая девонский вулканизм в восточной и западной частях указанной области, следует отметить его максимальное развитие в кобленцское время и резкое сокращение в среднем девоне. В отложениях верхнего девона проявлений вулканизма пока не известно. В целом для среднепалеозойской истории развития Южно-Тяньшанской геосинклинальной области были характерны сравнительно небольшие и локальные проявления вулканизма по сравнению с теми, которые обычно типичны для начальных моментов развития других геосинклиналей. На этом основании Е. Д. Карпова (1960) даже считает указанную область близкой к миогеосинклинали.

Все известные верхнедевонские бокситопроявления приурочены к указанной Катранской геоантиклинальной рифовой зоне. В позднедевонское время значительные участки этой зоны и частично прилежащие участки смежных зон были выведены над уровнем моря в виде островов (Медведев, Орловский, 1965). По аналогии для поиска девонских бокситов интересна и Тамчинская структура.

Для позднебашкирского времени структура и палеогеография Южно-Тяньшанской геосинклинальной области вырисовывается в пределах гораздо большей площади (Григорьев, 1965). Во многом они были унаследованными с девонского периода. Как и в девонское время, эта территория представляла собой субширотный морской бассейн, ограниченный с севера Курамино-Северотяньшанской частью материка Ангарида, а с юго-востока — Таримской сушей (фиг. 122). В позднебашкирский век полоса, в пределах которой сосредоточены все известные верхнебашкирские бокситопроявления, выделялась в Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоне как внутреннее геоантиклинальное поднятие. На востоке ее положение в основных чертах совпадает с положением Катранской геоантиклинали девонского возраста (намечается лишь некоторое разрастание геоантиклинали). Морфологически она представляла собой известняковую гряду с отдельными островами, на которых формировались бокситы. На остальных участках гряды шло накопление мелководных известняков относительно небольшой мощности.



Фиг. 122. Палеогеографическая схема Средней Азии в верхнебашкирское время (Григорьев, , 1965)

1 — участки суши с большим количеством действующих вулканов, характеризующиеся высокогорным, резко расчлененным рельефом, относительно суровым климатом и накоплением во многих местах мощных отложений лав и туфов; *2* — участки суши, характеризующиеся гористым рельефом, сухим жарким континентальным климатом и локальным накоплением грубообломочных пролювиальных осадков; *3* — участки суши, характеризующиеся гористым рельефом и мягким тропическим климатом; *4* — предполагаемые пенепленизированные низменные участки суши с мягким тропическим климатом; *5* — участки накопления озерно-аллювиальных отложений; *6* — границы суши и моря; *7* — скалистые берега; *8* — прибрежно-морские участки накопления конгломератов; *9* — прибрежно-морские и дельтовые участки накопления молассовых отложений; 10 — мелководные участки моря с накоплением песчано-глинистых отложений; *11* — относительно глубоководные участки моря с накоплением флишеподобных отложений; *12* — участки моря с накоплением глинисто-кремнистых илов и вулканогенно-терригенных осадков; *13* — мелководные участки моря с большим количеством небольших плоских рифоподобных островов, характеризующихся интенсивной садкой известковых осадков; *14* — те же участки, но с накоплением известковых осадков, содержащих заметную примесь терригенного материала; *15* — районы распространения вторичных кварцитов; *16* — районы распространения бокситов и бокситовых пород; *17* — районы распространения наждаков (метаморфизованных бокситов)

Южнее ее также отлагались известняки, но мощность их резко возрастает. Вероятно, эта территория унаследовала черты девонского центральноотстойного пояса, и в позднебашкирское время являлась областью сравнительно интенсивного прогибания. Северная прибрежная часть Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоны, расположенная к северу от отмеченной выше известняковой гряды, представляла собой некомпенсированный прогиб (Карачатырский прогиб), в котором накапливались флишеподобные терригенные толщи полимиктового состава. Восточную часть Алай-Кокшаальской структурно-фациальной зоны (собственно Кокшаальский прогиб) целиком заполняли аналогичные терригенные толщи. Очень редко в Алай-Кокшаальской зоне среди терригенных толщ среднего карбона встречаются туфы и эффузивы андезит-дацитового состава.

Таким образом, среднекарбоновый вулканизм в самой Алай-Кокшаальской зоне был развит очень слабо.

В позднебашкирское время накопление флишевых толщ происходило и за пределами Алай-Кокшаальской зоны. Так, например, в Южногиссарском прогибе, по-видимому отделенном от прогибов Алай-Кокшаальской зоны крупным геоантиклинальным поднятием, накопление намюрской спилитово-кератофировой формации в среднем карбоне сменяется отложением преимущественно терригенных флишеподобных толщ, но с гораздо большим, чем в прогибах Алай-Кокшаальской зоны, количеством вулканогенных пород — порфиритов и туфов андезитового и дацитового состава (Карпова, 1960; Горецкая, 1962).

Разбирая верхнепалеозойское осадконакопление в Южно-Тяньшанской геосинклинальной области, необходимо отметить активнейшие проявления вулканизма к северу от Алай-Кокшаальской зоны в пределах Кураминской суши. Здесь, начиная со среднего карбона до перми включительно, шло накопление мощных наземных вулканогенных отложений типичной порфировой формации, состоящей из многокилометровой толщи эффузивов и туфов андезитового и дацитового состава (Васильковский, 1952; Кушнарев, Каждан, 1958).

Бокситы в пределах Алтае-Саянской складчатой области

Алтае-Саянская складчатая область имеет весьма сложное строение. В ее пределах выделяются разновозрастные элементы (салаириды, каледониды, герциниды), каждый из которых имеет свою историю развития (Зоненшайн, 1959; Кузнецов, 1954; Хоментовский, 1960). Бокситы в этой области известны в пределах каледонских структур Салаира и в пределах Восточно-Саянского массива, являющегося частью салаирской складчатой зоны.

На территории Салаира бокситы «карстового» типа приурочены к основанию жедина (верхнебердский горизонт), к основанию кобленца (обуховский горизонт) и к основанию эйфеля (бердский горизонт). Все известные в этом районе месторождения и рудопроявления бокситов расположены на западном склоне Центрально-Салаирского антиклинория (в Верхнебердской и Матренихинской синклиналях) и в соседней Залесовской впадине. На территории последней бокситы вскрыты в пределах сравнительно небольшой Обуховской антиклинали (Нагорский, 1960).

Ранняя стадия развития Салаирской геосинклинали, в течение которой накопились отложения спилитово-кератофировой формации и произошло внедрение тесно связанных с нею интрузий Салаирского гипербазитового пояса, относится еще к кембро-ордовикскому периоду (Кузнецов, 1954). В раннесилурийское время происходило накопление мощных флишевидных песчано-сланцевых толщ, что было связано с

возникновением Центрально-Салаирской кордильеры. В то время еще продолжалась вулканическая деятельность, обусловившая наличие среди ландоверийских терригенных толщ редких и маломощных прослоев туфопесчаников и туфов, плагиоклазовых порфиритов и кератофиров (Фомичев, 1958).

В течение позднего силура и раннего девона (т. е. времени бокситообразования на Салаире) Центрально-Салаирская геоантиклинальная структура с обнаженными в ее пределах вулканогенными породами кембрия и ордовика в виде островной суши продолжала разделять смежные с ней прогибы — юго-западную окраину Кузнецкого бассейна и юго-западную часть Присалаирья. В пределах последних стало доминировать карбонатонакопление. Для первого из этих прогибов, протягивавшегося вдоль северо-восточного склона Центрально-Салаирского поднятия, кроме накопления известняков, в отдельные моменты рассматриваемого отрезка геологического времени было характерно формирование песчаных горизонтов, несомненно связанных с размывом основных пород. Это титаноносные песчаники низов лудлова, гематитизированные граувакки основания жедина (синхронные с верхнебердским бокситовым горизонтом) и полимиктовые песчаники с ильменитовыми россыпями основания эйфеля (синхронные с бердским бокситовым горизонтом).

В центральной части Присалаирского прогиба, окаймлявшего с юго-запада отмеченное выше геоантиклинальное поднятие, нижнедевонские отложения представлены темноцветными тонкослоистыми известняками с прослоями глинистых сланцев, относимыми к фациям открытого моря. С приближением к Центрально-Салаирскому геоантиклинальному поднятию характер отложений меняется — появляются типичные прибрежно-мелководные отложения. Широкое развитие среди них получают бело-розовые рифогенные известняки, которые известны в лудлове, жедине (мочечинская, талицкая свиты), кобленце (хвощевская свита). Эти известняки, по-видимому, слагали полосу береговых рифов, обрамлявших с юго-запада Центрально-Салаирское поднятие на участке между реками Бердь (на северо-западе) и Аламбай (на юго-востоке).

По простиранию этой полосы к северо-западу и юго-востоку рифы сменялись песчано-глинистыми прибрежными отложениями с прослоями амфипоровых известняков. В пририфовых участках среди прибрежных отложений отмечается большое количество крупных глыб коралловых известняков, а также песчаников, материал которых состоит преимущественно из обломков криноидей, кораллов и брахиопод. С удалением от рифов состав песчаников становится преимущественно силикатным. В нижнедевонских песчаниках в юго-западном Присалаирье преобладает кварцевый материал с редкими зернами полевых шпатов и обломками алюмосиликатных пород. В отличие от нижнедевонских эйфельские песчаники в Присалаирском прогибе имеют преимущественно полимиктовый состав и более широкое площадное распространение.

Все девонские бокситы западного склона Салаира расположены в рассмотренной прибрежной зоне, где они лежат на рифогенных известняках либо лудлова, либо талицкой, либо хвощевской свит и перекрыты также карбонатными породами.

В пределах Салаира, начиная с венлока до живета какие-либо проявления вулканизма неизвестны. Лишь в живете на его восточном склоне накопилась мощная преимущественно континентальная терригенная толща, содержащая многочисленные пачки вулканических пород — главным образом кератофиров, различных порфиритов (плагиоклазовых, авгитовых, диабазовых) и их туфов (Фомичев, 1958; Ржонсницкая, 1958). Этот вулканизм ознаменовал начало новой орогенной стадии развития Салаира и был связан с активизацией движений по разломам на западном борту заложившейся Кузнецкой впадины.

Проявления вулканической деятельности в более раннем девоне известны лишь в соседних с Салаиром структурах Алтае-Саянской складчатой области. Так, в Ануйско-Чуйской депрессии, расположенной юго-западнее и вытянутой параллельно Присалаирскому прогибу, в раннем девоне, как и в силуре, продолжалось накопление флишевидных песчано-глинистых отложений, среди которых в среднем девоне (главным образом в эйфеле) появляется большое количество кислых эффузивов (фельзитов, плагиопорфиров, кварцевых порфиров) и их туфов (Вифанский и др., 1958).

Интенсивный наземный вулканизм, свойственный основной стадии орогенного развития в раннедевонское и эйфельское время, был характерен для расположенной восточнее Салаира древнекаледонской части Алтае-Саянской складчатой области (Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963, 1965). В пределах большинства структур на этой территории с указанным вулканизмом было связано формирование типичных отложений порфировой формации, в составе которой выделяются следующие основные группы эффузивных пород: 1) диабазы и диабазовые порфириты; 2) андезитовые и лабрадоровые порфириты; 3) кварцевые порфириты, фельзиты, фельзито-порфиры; 4) трахитовые порфиры, ортофиры, кварцевые альбитофиры и кератофиры. В частности, такой вулканизм проявился в ближайшем к Салаиру поднятии Кузнецкого Алатау. Лишь в Минусинской наложенной впадине раннедевонский наземный вулканизм имел несколько иной характер и отличался резким преобладанием базальтовых, трахибазальтовых и типичных щелочных расплавов.

Как было отмечено выше, вторым бокситоносным районом в Алтае-Саянской складчатой области является Восточно-Саянский складчатый массив, в пределах которого встречены древнейшие бокситы геосинклинального типа. Единственное здесь месторождение бокситов (Боксонское) приурочено к восточной центроклинали Боксон-Сархойского синклинория. Кроме того, небольшие бокситопроявления известны несколько южнее, в северной части соседнего Ухагольского синклинория (Ильина, 1958; Орлова, 1958; Семихатов, Серебряков, 1967). Строение обоих синклинориев сходно. Они выполнены венд-нижнекембрийскими отложениями забитской серии, в то время как для большей части Восточно-Саянского складчатого массива характерны выходы более древних отложений, в том числе и архей-нижнепротерозойских кристаллических толщ. Бокситовый пласт соответствует нижней части средней подсвиты боксонской свиты, имеющей верхневендский возраст.

Боксон-Сархойский и Ухагольский синклинории в венд-раннекембрийское время (забитское) являлись частью миогеосинклинального пояса, протягивавшегося вдоль западного и юго-западного края Сибирской платформы (Хоментовский, 1957; Семихатов, 1962; Григорьев, 1963; Семихатов, Хоментовский, 1964; Семихатов, Серебряков, 1967). Граница этого миогеосинклинального пояса со смежной Алтае-Саянской эвгеосинклинальной областью в северо-западной и центральной части Восточных Саян проходила по ограниченному глубинными разломами Восточно-Саянскому антиклинорию. Последний в течение венда и раннего кембрия являлся регионально приподнятой над уровнем моря геоантиклинальной зоной (кордильерой), поставлявшей в прилежащие миогеосинклинальные прогибы большое количество терригенного материала.

Однако в интересующем нас районе соотношение эв- и миогеосинклинальных участков было иным, так как юго-восточнее междуречья Оки и Ии Восточно-Саянский антиклинорий не прослеживается. По-видимому, граница эв- и миогеосинклинали здесь резко отклонялась к югу и юго-западу, следуя вдоль Восточно-Тувинского гранитного пояса, выделенного на палеотектонической схеме Л. П. Зоненшайна и Г. А. Кудрявцева (1960). В этом районе Тувинский эвгеосинклинальный прогиб зату-

хал, по простиранию упираясь в выступ миогеосинклинального пояса, каким, по-видимому, являлся Восточно-Саянский складчатый массив. Подобное сочленение эв- и миогеосинклинали отразилось на некотором своеобразии сформировавшегося в пределах этого выступа Сархой-Сарского миогеосинклинального прогиба. Останцами последнего, кроме Боксон-Сархойского синклинория, являются Ухагольский синклинорий и Саган-Сарская синклиналь.

Наряду с отложениями базальной молассовой формации, характерной для периода заложения в рассматриваемом миогеосинклинальном поясе в начале вендского времени отдельных прогибов, в западной части Сархой-Сарского прогиба, происходило накопление необычно большого количества пестроцветного вулканогенного материала (Семихатов, Серебряков, 1967; Митрофанов, Авдонцев, 1964). Здесь базальная часть забитской серии — сархойская свита, подстилающая боксонскую свиту, сложена кварцевыми порфирами, кератофирами, альбитофирами, порфиритами среднего состава, а также большим количеством туфов этих пород и туфопесчаников. Большинство исследователей считает, что накопление этих отложений происходило в преимущественно континентальных условиях. По составу и условиям образования сархойская вулканогенная толща отличается от синхронной ей спилитово-кератофировой формации, развитой в соседней, Тувинской части Алтае-Саянской эвгеосинклинальной области.

Строение миогеосинклинального пояса, обрамлявшего Сибирскую платформу в венд-раннекембрийское время, было весьма неоднородным. Наряду с прогибами существовали внутренние поднятия, являвшиеся источниками обломочного материала. Контрастность структур и движений обусловили широкое развитие в некоторых из этих прогибов не только молассовых, но флишевых и граувакко-аспидных формаций (Хоментовский, 1960; Григорьев, Семихатов, 1961). Однако на фоне подобного развития всего миогеосинклинального пояса детали строения и развития Сархой-Сарского миогеосинклинального прогиба, и в частности его Боксон-Сархойского участка, вырисовываются не всегда отчетливо и часто весьма условно. Следует отметить, что венд-нижнекембрийская структура Боксон-Сархойского синклинория осложнена множеством разломов, надвигами, интрузиями основных пород и гранитоидов, а многие его площади перекрыты третичными платобазальтами и четвертичными отложениями.

Строение Боксон-Сархойского синклинория рассмотрено в работах Н. С. Ильиной (1958), П. В. Орловой (1958), М. А. Семихатова, С. Н. Серебрякова (1967). Этими работами установлено, что в течение венда в развитии Боксон-Сархойского участка чувствовалось влияние расположенной где-то на северо-востоке крупной положительной структуры. По-видимому, как и в более раннее рифейское время, такой структурой была Гарганская глыба архейских пород. Влияние этого поднятия проявляется в уменьшении с запада на восток мощности вулканогенно-терригенных отложений сархойской свиты при одновременном появлении в ее составе конгломератов и развитии на востоке наиболее резкого углового несогласия между сархойской и вышележащей боксонской свитами. Весьма примечательно, что только в восточной части Боксон-Сархойского синклинория, около этой глыбы, в конце раннебоксонского времени (т. е. в предбокситовый период) происходило формирование сравнительно маломощных (30—60 *м*) строматолитовых биогермов. Последние являются прямыми показателями большого мелководья, существовавшего в этой части бассейна.

Следует отметить, что представления Н. С. Ильиной (1958), П. В. Орловой (1958), Ю. К. Горецкого (1960) о связи Боксонского месторождения непосредственно с Денжигурским массивом основных пород, распо-

ложенным на периферии предполагаемого поднятия, более поздними работами ставятся под сомнение. Так, М. А. Семихатов и С. Н. Серебряков (1967) показали, что вероятнее всего породы этого массива прорывают отложения забитской серии. По-видимому, эта интрузия, как и большинство других интрузий основных пород в Восточных Саянах, имеет средне- или позднекембрийский возраст (Додин, 1958). Поэтому те закономерности в строении залежей, которые отмечались Н. С. Ильиной и П. В. Орловой, хотя и остаются в силе, но, вероятно, контролировались Гарганской структурой, на склонах которой и формировались бокситы.

В настоящее время простирание былой геоантиклинальной структуры, в которую входила и Гарганская глыба, как и простирание Боксон-Сарского прогиба, недостаточно ясно. Вероятно, оно было субширотным.

Второе геоантиклинальное поднятие намечается к юго-юго-западу от Боксон-Сархойского синклинория. Наиболее ярко близость этого поднятия чувствуется в верховьях р. Сархой. Наблюдаемое здесь уменьшение общей мощности отложений боксонской свиты, а также мощности отдельных ее подсвит, увеличение примеси терригенного материала, интенсивные следы размыва в подошве средней подсвиты боксонской свиты, по-видимому, обусловлены этим поднятием.

Между указанными поднятиями располагался прогиб, ось которого в пределах Боксон-Сархойского синклинория в боксонское время несколько смещалась с северо-востока на юго-запад. В среднебоксонское время, когда формировались бокситы, в юго-западной части этого прогиба, по-видимому, возникли некомпенсированные участки, для которых было характерно накопление сравнительно маломощных углистых аспидно-черных слоистых доломитов, глинисто-кремнистых пород, а также своеобразных конгломерато-брекчий и тиллитоподобных конгломератов, характерных для участков морского дна с расчлененным рельефом. Вероятно, здесь существовала относительно глубоководная ванна. В позднебоксонское время этот прогиб был заполнен мощной толщей кремнистых доломитов, кремнезем которых некоторыми исследователями связывается с вулканизмом. Однако следует отметить, что какие-либо признаки наличия вулканических пород в боксонской свите пока не известны. Кроме сархойской свиты, вулканогенные породы в пределах Боксон-Сархойского синклинория обнаружены только в гораздо более молодых отложениях мангатгольской свиты нижнего кембрия, венчающей разрез забитской серии. Это главным образом туфы и подчиненные им лавы липаритового состава среди аргиллитов, туфопесчаников и известняков.

Глава III

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТОВ

В приведенном выше обзоре размещения бокситов «карстового» типа, начиная с венда до четвертичного времени, отчетливо проступают определенные закономерности.

Бокситы этого типа расположены в пределах как эвгеосинклинальных, так и миогеосинклинальных структур. В качестве примера последних можно указать на вендские бокситы Боксонского района и верхнедевонские бокситы Западного Урала. По мнению А. В. Пейве (1947), сходное

с ними тектоническое положение занимают и меловые бокситы Южной Франции.

Во всех рассмотренных случаях бокситы приурочены к структурам, испытывавшим геоантиклинальное развитие. В геосинклинальных системах Больших Антилл, Динарид, Эллинид, Южного Тянь-Шаня и восточного склона Урала эти структуры представляли собой интрагеоантиклинали, являвшиеся поясами длительного накопления мелководных органогенных карбонатных пород и рифообразования. Рифовые постройки в этих структурах имели барьерный характер. Они протягивались сообразно с общим простиранием геосинклинальных областей, параллельно берегам крупных участков палеосуши, на удалении нескольких десятков километров. В этом отношении интересно отметить, что и современные барьерные рифы окаймляют берега континентов и островов на расстоянии 30—140 *км* («Коралловые острова». Б. С. Э., т. 22). Значительную часть площади этих интрагеоантиклинальных зон составляли периодически возникавшие более или менее крупные острова, существование которых отражено в наличии большого количества локально развитых стратиграфических несогласий. Как известно, залежи бокситов приурочены только к указанным поверхностям стратиграфических несогласий. Интенсивные воздымания и эрозия приводили к тому, что во время бокситообразования в пределах крупных островов часто обнажались породы фундамента, подобно тому как это наблюдается на Больших Антильских островах.

В сходных условиях накапливались карбонатные толщи, вмещающие салаирские и восточно-саянские бокситы. Они отлагались в прибрежных частях морей, непосредственно окаймляя участки древней суши, которая уже к этому времени была сильно разрушена. В таких условиях прежде всего формировались береговые рифы мочегинской, талицкой и хвощовской свит Салаира.

Бокситы «карстового» типа являются весьма обычными спутниками карбонатных формаций геоантиклинального типа, в парагенетическом комплексе отложений которых основную роль играют очень чистые, часто органогенные известняки (коралловые, строматопоровые, брахиоподовые, фораминиферо-водорослевые, рудистовые и т. п.). Обращает на себя внимание почти повсеместная многоярусность геосинклинальных бокситопроявлений. В пределах одной и той же структуры бокситы соседних месторождений часто разновозрастны. Отмеченная многоярусность указывает на стабильную предрасположенность геоантиклинальных зон карбонатонакопления к бокситообразованию и, вероятно, может быть объяснена унаследованностью структурного плана районов. По-видимому, все перерывы в разрезе таких зон должны рассматриваться как перспективные в отношении бокситов. Говоря о многоярусности, следует отметить тот факт, что почти все геосинклинальные области, в которых обнаружены палеозойские бокситы (Урал, Тянь-Шань, Салаир), характеризуются развитием в их пределах и гораздо более молодых (мезозойских) бокситовых горизонтов.

В сопряженных с геоантиклинальными поднятиями прогибах синхронными бокситоносным отложениям оказываются либо тонкослоистые, богатые органическим веществом (пелагические) карбонатные отложения, часто содержащие весьма специфические карбонатные брекчии оползания, либо флишеподобные терригенные толщи. Несомненно, что тонкослоистые известняки и флишеподобные отложения накапливались в относительно глубоководных трогах. Флишеподобные терригенные толщи тяготеют к прогибам, обрамлявшим участки суши. Благодаря глубине эти прогибы являлись основными отстойниками терригенной мути, что способствовало расцвету рифостроящих организмов в расположенных за ними барьерных рифах. Тонкослоистые карбонатные отложения тяго-

теют к центральным, часто межрифовым прогибам, наиболее удаленным от суши.

Затрагивая вопрос о парагенетических соотношениях геосинклинальных бокситоносных формаций с другими отложениями, нельзя не отметить тесную пространственную связь и синхронность самих бокситов с глиноземсодержащими железными рудами башкирского и халиловского типа (Формозова, 1960).

В истории развития геосинклинальных областей, начиная с их зарождения и кончая этапами орогенеза, бокситообразование известно в весьма широких интервалах. Однако в начальные периоды ранней стадии развития геосинклинальных областей, когда происходило заложение прогибов, которые характеризовались интенсивным подводным вулканизмом, обильным кремненакоплением и образованием эксгаляционно-осадочных руд железа и марганца (см. т. I, глава I; т. II, часть I и II), формирование бокситов, по-видимому, почти не происходило. Неизвестно образование бокситов рассматриваемого типа и на орогенных стадиях развития геосинклиналей, характеризующихся накоплением мощных молассовых толщ и вулканогенных отложений порфировой формации. Указанные формации, как известно, меденосны, причем медные руды содержатся как в непосредственно переработанных вторичными процессами эффузивах, так и в красноцветах. Таким образом, начальные и конечные этапы развития геосинклинальных областей не были подходящими для формирования бокситов «карстового» типа[1]. Средний этап развития геосинклинальных областей, когда в них четко определились интрагеоантиклинальные поднятия и интрагеосинклинальные прогибы, этап контрастных движений и флишеобразования, был основным периодом бокситообразования. Как известно, этот этап сопровождался возникновением кордельер и частичным выводом в их пределах на дневную поверхность и активным разрушением магматогенных пород, сформированных на более ранних стадиях геосинклинального развития.

Весьма характерной чертой, на которую только в последнее время стали обращать внимание, представляется почти постоянный парагенез геосинклинальных бокситов с терригенными толщами полимиктового состава, развитыми в районах, соседних с участками бокситообразования. Такой парагенез трудно увязать с представлениями об обязательной связи геосинклинальных бокситов с размывом существующих где-то латеритных кор выветривания. Вероятно, что таких кор вблизи бокситовых месторождений, как правило, могло и не быть, чем частично и объясняется обычная бесплодность их поиска.

Среди рассмотренных выше примеров только по соседству с североуральскими нижнедевонскими бокситами, в Турьинском прогибе, отмечается синхронное накопление большого количества вулканогенных толщ. В очень ограниченном количестве они, по-видимому, имеются в Карачатырском прогибе Средней Азии к северу от верхнебашкирских бокситопроявлений. Формирование триасовых и, возможно, верхнеюрских бокситов в Адриатической провинции также происходило еще в период развития вулканизма в соседних прогибах.

Однако гораздо чаще накопление синхронных с бокситами вулканогенных толщ отмечается в более удаленных районах, уже в совершенно иных тектонических областях. Так, например, от салаирских бокситов районы формирования нижнедевонских вулканогенных толщ Кузнецкого Алатау и Минусинской впадины, а также среднедевонских эффузи-

[1] Для орогенного этапа, вероятно, характерны открытые Л. Н. Котовой (1966) бокситопроявления совершенно иного типа, связанные, по ее мнению, с автометасоматозом щелочных эффузивов. Однако возможность промышленной значимости подобного бокситообразования пока не ясна.

вов Ануйско-Чуйского прогиба отстоят не менее чем на 200 *км*. По отношению к южноуральским бокситовым месторождениям ближайшие верхнедевонские вулканогенные толщи Магнитогорского синклинория удалены на расстояние до 100 *км*. Среднекарбоновые эффузивы Кураминской зоны и Южногиссарского прогиба расположены примерно на расстоянии 100 *км* от ближайших месторождений верхнебашкирских бокситов. Современные вулканы Центральной Америки и Малых Антилл отстоят не менее чем на 1000 *км* от Ямайки и Гаити. Для боксонских бокситов, а также верхнемезозойских и третичных бокситов Югославии и Греции вообще трудно решить, где располагались ближайшие районы синхронного вулканизма. Таким образом, близость центров проявления синхронного вулканизма к районам геосинклинальных бокситовых месторождений «карстового» типа является скорее исключением, чем правилом.

На примере месторождений Боксона, Салаира, Средней Азии, Югославии и Греции хорошо видно, что активный вулканизм в истории развития этих регионов предшествует или проявляется позднее основных периодов бокситообразования. Такая картина вполне закономерна, если вспомнить, что бокситы формировались на средних этапах развития геосинклинальных областей, а максимальные проявления вулканизма характерны для начальных и конечных (орогенных) периодов. Как известно, для начальных периодов развития большинства геосинклиналей характерен подводно-трещинный основной вулканизм, а для заключительных периодов — наземный вулканизм центрального типа с преобладанием эффузивов среднего и кислого состава (Пейве, Синицын, 1950; Моссаковский, 1965). Промежуточная (флишевая) стадия развития геосинклинальных областей, в которую укладывается формирование большинства месторождений бокситов, отличается сравнительно слабым вулканизмом, а иногда и его отсутствием (Муратов, 1962).

В большинстве случаев одновозрастные с бокситами вулканические отложения как в более близких, так и в более удаленных структурах имеют средний или кислый состав и большое количество эксплозивного материала, что хорошо согласуется с представлениями о той или иной роли пеплового материала в бокситообразовании.

Глава IV

ГИПОТЕЗЫ ВУЛКАНОГЕННОГО ИСТОЧНИКА ГЛИНОЗЕМА ДЛЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ БОКСИТОВ

За последние 20 лет советскими исследователями были высказаны три гипотезы о роли вулканизма в бокситообразовании.

Первая из них была предложена А. В. Пейве (1947) и основана им на материале детального изучения тектонического положения и структуры залежей нижнедевонских месторождений бокситов в пределах Североуральского бокситового пояса. По его представлениям, бокситы относятся к осадочно-метасоматическим образованиям и связаны с высачиванием на дне моря кислых, богатых глиноземом, супратермальных растворов. Поступление раствора совпадало с моментами погружения крупных блоков геоантиклинальных поднятий по дорудным разломам под уровень моря, после периодов перерыва в осадконакоплении. По мнению А. В. Пейве, в начале процесса рудообразования происходило формиро-

вание слоя сильнокремнистых бокситов верхней части залежей в результате выпадения глинозема из растворов на морское дно вблизи разломов. Позднее, при продолжавшемся подтоке кислых супратермальных растворов, происходило формирование метасоматических бокситов нижней части рудного пласта в результате замещения под слоем ранее отложившихся бокситов подстилающих известняков.

В супратермальной гипотезе до сих пор остаются неясными условия формирования и миграции рудоносных растворов. Богатые алюминием и железом кислые термальные воды, указывавшиеся А. В. Пейве, в пределах современных вулканических областей связаны не с глубинными, а с наземными поствулканическими процессами. Как показано в работах К. К. Зеленова (1960а, б, 1964) и Р. И. Ткаченко (1966), эти воды формируются за счет растворения выделяющихся из магмы перегретых вулканических эманаций (главным образом CO_2, H_2S, SO_2, HCl) в подземных водах атмосферного происхождения и последующей реакции их с вмещающими породами как собственно вулканических аппаратов, так и верхней части складчатого фундамента. В результате возникают остаточные вторичные кварциты, которые широко известны в пределах не только современных, но и древних вулканических областей, среди толщ порфировой формации. Однако гидрогеологически очень трудно представить, что местом разгрузки вод, формирующихся в наземных условиях, являлись участки дна моря, сколько-нибудь значительно удаленные от вулканических островов. Допущению же привноса алюминия с глубины противоречит то, что в отличие от железа и титана его соединения летучи только при очень высоких температурах (более 1000° С).

Отсутствие в подошве бокситовых горизонтов каких-либо следов движения рудоносных растворов также плохо увязывается с супратермальной гипотезой. Между тем следы движения супратерм через необычайно реакционноспособные карбонатные толщи большой мощности должны были бы остаться.

Невозможно применение супратермальной гипотезы к объяснению генезиса месторождений бокситов Ямайки и Гаити, в континентальном происхождении которых не может быть никаких сомнений. Однако эти бокситы очень многими исследователями считаются своего рода генотипами геосинклинальных бокситов «карстового» типа, в особенности месторождений Югославии и Греции, которые, в свою очередь, сходны с красными маркими и немаркими североуральскими бокситами.

Вторая гипотеза была наиболее подробно развита в работах К. К. Зеленова (1960а, б, 1964). Изучая в областях современной вулканической деятельности (на Камчатке, Курилах и в Индонезии) отмеченные выше кислые термальные источники и наблюдая в ряде случаев поверхностный вынос ими в море большого количества Al и Fe, этот исследователь высказал предположение, что с подобным выносом связано формирование геосинклинальных бокситов. Интенсивная коагуляция гелей и выпадение гидроокиси алюминия и железа, сопровождающееся сорбцией редких элементов и титана (т. е. образование бокситов), по его мнению, происходили при нейтрализации кислых термальных вод карбонатами на поверхности рифов, соседних с вулканическими грядами.

Как и супратермальную, эту гипотезу можно пытаться применять для объяснения генезиса только тех месторождений, в непосредственной близости от которых имеются вулканические центры. Для североуральских бокситов такое допущение, как один из возможных вариантов их образования, было высказано Ю. М. Родченко (1964). Однако близкое расположение районов проявления вулканизма к месторождениям бокситов наблюдается, как было показано, редко. Кроме того, поскольку бокситы «карстового» типа, как правило, характеризуются сильной железистостью, при этой гипотезе необходимо допускать резкую нейтрализацию

очень кислых терм, могущих еще содержать в растворе окисленные соединения железа. Но сколько-нибудь длительное сохранение сильно кислого характера вод в морской среде по мере удаления от устья термальных источников невозможно. Поэтому теоретически наиболее благоприятным для бокситообразования был бы вариант попадания подобных кислых термальных вод по мере их течения еще в пределах суши на карбонатные породы.

Современных примеров таких условий пока не известно. Осадки современных кислых термальных озер и речек содержат лишь сульфатные соединения алюминия типа алунита, квасцов и т. п., а также каолинит и, как правило, не содержат соединений свободного глинозема (Зотов, 1967; Зеленов, 1965). Трудно подобрать примеры бокситов такого происхождения и среди изученных месторождений. По-видимому, следует искать бокситы такого генезиса, но не среди геоантиклинальных карбонатных формаций, в которых заключены все рассмотренные выше месторождения бокситов, а среди вулканогенных отложений порфировой формации, неподалеку от районов распространения в ней вторичных кварцитов.

Третья гипотеза недавно выдвинута А. С. Калугиным (1966, 1967). По его представлениям, геосинклинальные бокситы «карстового» типа — это латеритно преобразованный вулканический пепел, отложившийся в полосе барьерных рифов на известняковой поверхности островов. Помимо самых общих и приблизительных расчетов скорости накопления пеплов и их разложения, а также других косвенных соображений, в качестве доказательства этой гипотезы им указываются следующие особенности строения отдельных месторождений:

1) положение месторождений бокситов в рифогенных массивах одного и того же региона на уровне различных по времени и длительности локальных поднятий и субаэральных перерывов, нередко при отсутствии или слабом проявлении этих перерывов за пределами площади оруденения;

2) нередко наблюдаемый переход бокситов по простиранию в вулканомиктовые породы;

3) присутствие местами обломков бокситизированных и свежих эффузивов и туфов в подрудном карсте;

4) появление туфогенных или вулканомиктовых отложений в кровле бокситов;

5) присутствие в самих бокситах редких бокситизированных обломков эффузивов и зерен устойчивых минералов, местами с признаками их пепловой природы.

Эта гипотеза лучше, чем предыдущие, может быть увязана с рассмотренными закономерностями положения геосинклинальных бокситов «карстового» типа. Прежде всего она не входит в противоречие с обычно наблюдаемой значительной удаленностью районов бокситообразования от центров синхронного эксплозивного вулканизма. В подтверждение ее правомочности можно отметить наблюдавшуюся в бокситовых породах Средней Азии структуру, очень напоминающую пепловую, и сходную структуру в некоторых белых бокситовых породах Югославии (Григорьев, 1968). Тем не менее подобное происхождение бокситов в чистом виде представляется далеко не частым случаем. Аналогично пеплам мог выветриваться любой другой алюмосиликатный материал, попавший на известняковый субстрат. Это мог быть эоловый осадок, приносимый из районов разрушения коренных алюмосиликатных пород. Такая гипотеза, как известно, предложена Е. Роком для бокситов Южной Франции (Roch, 1959). Это может быть делювиальный материал, связанный с разрушением более древних эффузивных пород, вскрытых где-либо в центральной части острова, выше по склону, по-

добно тому, как это представляет В. А. Цанс (1964) для бокситов Ямайки и Гаити. Надо заметить, что перечисленные выше факты, говорящие, по мнению А. С. Калугина, в пользу пепловой гипотезы, не противоречат и связи бокситов с размывом более древних эффузивных толщ, а частый парагенез с полимиктовыми песчаниками больше говорит в пользу такой связи. По-видимому, лишь бокситы на мелких коралловых островах, типа некоторых островов Тихого океана (Нюэ, Лифу, Маре, Лау), можно более или менее уверенно считать целиком продуктами разложения пеплового материала.

ВЫВОДЫ

Предпосылкой для возникновения гипотез о связи бокситов с вулканизмом прежде всего являлся сам факт положения бокситов в геосинклинальных областях, в которых широко распространены вулканогенные формации и заведомо с ними связанные месторождения железных и марганцевых руд. В какой-то мере появление вулканогенных гидротермальных гипотез происхождения геосинклинальных бокситов было обусловлено и неувязкой между господствовавшими среди советских исследователей после работ А. Д. Архангельского (1937) представлениями о хемогенном характере бокситов, с одной стороны, и безрезультатными поисками в геосинклинальных областях древних кор выветривания, откуда можно было бы предполагать поступление рудоносных растворов,— с другой стороны. Однако в последнее время сама теория хемогенного происхождения бокситов встретила серьезные возражения (Виноградов, 1957; Страхов, 1960; Бушинский, 1958а, б, в, 1966). Кроме того, выдвинутое В. А. Цансом и поддержанное уже многими геологами представление об экзодиагенетическом субаэральном переходе в боксит делювиального или любого другого алюмосиликатного осадка в пределах самого месторождения позволяет отказаться от обязательной генетической связи бокситов с гипотетическими латеритными корами выветривания вне месторождения.

Представляется, что в тех случаях, когда такие коры существовали, развитие их и бокситов могло происходить параллельно и чаще всего они не были связаны друг с другом. Кроме того, экзодиагенетическая гипотеза позволяет отказаться от наиболее старой и явно нереальной гипотезы происхождения бокситов «карстового» типа за счет нерастворимого остатка подстилающих известняков. Как известно, частично в противовес этой гипотезе «терра-росса», долгое время господствовавшей среди зарубежных исследователей бокситов, А. Д. Архангельский выдвинул хемогенную гипотезу.

Характер первичного алюмосиликатного материала, давшего бокситы, его источник, способ переноса, условия накопления могут быть выяснены только при детальном изучении самих месторождений. Вероятно, в разных случаях он был различным. Несомненно, что вулканомиктовый и пепловый материал по своему составу был особо подходящим для бокситизации (аналогично плато-базальтам для платформенных латеритных бокситов Индии и Африки). Но, по-видимому, не только состав первичного алюмосиликатного материала определял образование бокситов. Не меньшую роль в этом играли условия его выветривания, а именно: рельеф местности и связанный с ним гидрогеологический режим грунтовых вод, наличие и характер карбонатного субстрата, климат. Рыхлость и водопроницаемость субаэральных пеплов и делювия также способствовали быстрому их разложению. По-видимому, в некоторых случаях обломочные структуры, следы слоистости, которые часто наблюдаются в бокситах, являются остаточными структурами первичного алюмоси-

ликатного материала, будь то пепел, вулканомиктовый или полимиктовый песчаник, подобно тому как строение исходных пород сохраняется в так называемых «структурных бокситах», развитых на Африканской платформе (Михайлов, 1966). Наиболее хорошо первичные структуры сохраняются не в самих бокситах, а в бокситовых породах, в пределах зон выклинивания залежей, в связи с чем изучение их представляет большой интерес.

Основываясь на представлении о субаэрально-экзодиагенетическом происхождении геосинклинальных бокситов «карстового» типа, являющемся одним из вариантов латеритной теории, легче всего объяснить большинство особенностей строения залежей: их соотношение с рельефом, форму подошвы, структуру и химический состав руд и т. п.

Следует заметить, что из разнообразных типов железных руд, рассмотренных Л. Н. Формозовой (1960), в синхронных с бокситами отложениях, часто по соседству с ними встречаются: 1) железные руды халиловского типа, заведомо связанные с выветриванием основных и ультраосновных пород, и 2) железные руды башкирского типа. Для последних Л. Н. Формозова также считала, что богатые железом вулканические породы были лишь источником материала, переносившегося гипергенными растворами.

Итак, в отличие от железных и марганцевых руд, которые формировались при эндогенных, вулканогенно-осадочных и экзогенных процессах, все известные месторождения бокситов в геосинклинальных областях, как и на платформах, образовались в процессе выветривания. Вулканизм по отношению к бокситам являлся главным образом поставщиком наиболее легко бокситизируемого первичного алюмосиликатного материала как в виде пепла, так и в виде вулканомиктового делювия. Последним объясняется давно замеченная близость местоположения геосинклинальных бокситов к районам развития более древних вулканогенных пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выводы о закономерностях распространения в вулканических областях прошлого каждого из изучавшихся видов минерального сырья (руды железа, марганца, фосфора и алюминия) даны в конце соответствующих разделов монографии. В заключение можно сформулировать некоторые положения общего характера, вытекающие из приведенной работы.

Выяснено, что в вулканогенно-осадочных формациях, особенно связанных с подводным геосинклинальным вулканизмом, широко распространены разнообразные месторождения руд железа, марганца и фосфора, вынос которых в придонные слои воды осуществлялся эксгаляциями и гидротермами. Такие месторождения встречаются не только в непосредственной близости от бывших очагов вулканизма, но также и в удалении от них на расстояние до нескольких десятков километров. Такие условия Н. С. Шатский считал характерными для образования «отдаленно-кремнистых» формаций, связанных с подводным вулканизмом. Расстояние от очагов вулканизма, а также состав вулканических и осадочных пород формации влияют на минеральный состав, текстуру и структуру руд.

На большом количестве примеров установлено, что руды железа, марганца и фосфора могут быть связаны с вулканическими породами разной основности, но обычно с повышенным содержанием щелочей. Особенно часто рудоносность бывает связана с формациями, в которых из вулканических пород преобладают основные и отчасти средние натровые породы типа спилитов и кератофиров. Спилито-кератофировые вулканогенно-осадочные формации всегда бывают богаты кремнистыми породами (яшмы, фтаниты, кремнистые сланцы, радиоляриты). В спилито-кератофировых формациях и в замещающих их по простиранию кремнисто-карбонатных формациях встречаются железные, марганцевые и фосфатные руды, а также месторождения смешанного состава.

Металлогеническая специализация этих формаций зависит от временных и пространственных факторов. Так, на периферии Тихого океана в них преобладают марганцевые или железо-марганцевые руды (нижний кембрий Зее-Селемджинского междуречья, верхний палеозой-мезозой Японии и Новой Зеландии, верхняя юра Калифорнии, эоцен штата Вашингтон, верхний палеоген Новой Каледонии). В верхнем рифее и нижнем кембрии внутренних частей Азии в формациях такого типа широко распространены залежи пластовых фосфоритов. Иногда они сопровождаются бедными рудами железа и марганца, но в девоне Казахстана и Центральной Европы, а также в триасе Динарид в них преобладают железные и железо-марганцевые руды.

Рудоносные формации, связанные с вулканическими породами другого состава, обычно имеют более узкую металлогеническую специализацию. Так, в глубоком докембрии с сильно щелочными породами порфиро-лептитовой формации связаны пластовые магнетитовые руды

с повышенным количеством фосфора, но без марганца. В некоторых формациях с кислыми вулканическими породами без ясно выраженной щелочной тенденции развиты сульфидные руды железа (Северный Уэльс, Рио-Тинто). В вулканогенно-карбонатных формациях с породами кислого состава развиты месторождения чисто марганцевых руд с незначительным количеством железа и кремнезема (нижний кембрий Кузнецкого Алатау, ордовик Средней Азии).

В бескарбонатных кремнисто-сланцевых формациях нижнего палеозоя с породами преимущественно диабазового состава встречаются многочисленные месторождения оолитовых гематит-хлоритовых руд, незначительные рудопроявления фосфоритов, но марганцевые руды в них отсутствуют.

Несомненно, что выяснение закономерностей металлогенической специализации вулканогенных и вулканогенно-осадочных формаций прошлого еще требует дальнейшей работы.

Интересно, что образование в таких формациях железных руд всегда сопровождается отложением кремнистых пород вулканического происхождения. Марганцевые же руды, связанные с вулканогенными породами кислого состава, могут не сопровождаться отложением вулканогенного кремнезема, но в этом случае они содержат мало железа.

Вулканогенно-осадочные рудоносные формации обнаруживают определенную эволюцию в истории Земли. Она особенно отчетлива для формаций, содержащих руды железа. Известно, что порфиро-лептитовая формация с рудами типа Кируна и джеспилитовые формации развиты исключительно в докембрии (в дорифейских отложениях). Только с верхним докембрием и нижним палеозоем связана бескарбонатная кремнисто-сланцевая формация с оолитовыми рудами. Только с девона появилась вулканогенно-карбонатная группа формаций с рудами типа Лан-Дилль и типа Караджал.

Для месторождений фосфоритов в вулканогенно-осадочных формациях эволюция сказывается лишь в том, что на обширных пространствах такие месторождения приурочены к определенному стратиграфическому интервалу, охватывающему верхний рифей и нижний кембрий. В отложениях другого возраста они неизвестны, так как образования пермских фосфоритов Скалистых гор, по-видимому, нельзя связывать с вулканическими процессами.

Про марганценосные вулканогенно-осадочные формации калифорнийского типа можно сказать, что они пока неизвестны в отложениях древнее палеозоя.

Вулканогенно-осадочные руды железа и фосфора встречаются только в морских отложениях, причем образовывались они на разной глубине и на различных расстояниях от береговой линии, что влияло на минералогический состав и текстуры руд. Вулканогенно-осадочные руды марганца известны также в континентальных отложениях, причем их образование происходило не только в гумидных, но и в аридных климатических зонах, в которых образование марганцевых руд, связанных с процессами выветривания, не происходит.

Незначительные накопления фосфора отмечены в туфогенных комплексах вулканогенно-осадочных формаций, связанных с породами андезито-базальтового состава. Накопление руд железа и марганца в такой обстановке не наблюдалось.

Что касается руд алюминия (бокситов) в геосинклинальных формациях прошлого, то изученные месторождения карстового типа не показывают прямой связи их образования с вулканизмом. Вулканические процессы давали лишь тот материал, выветривание которого приводило к образованию бокситов. Однако не исключено, что в некоторых формациях могут быть найдены руды, связанные с выщелачиванием вулканических пород кислыми фумарольными водами.

ЛИТЕРАТУРА

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Введение и глава I

Войткевич Г. В., Тугаринов А. И. Геохронология докембрийских материков. Изд-во «Недра», 1965.

Гейер П., Магнуссон Н. Железные руды Швеции.— В кн. «Железорудные месторождения мира». Т. 2. ИЛ, 1955.

Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во «Недра», 1965.

Марков М. С. Джеспилитовая формация вулканогенно-кремнистого ряда в Карсакпайском синклинории.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых», Т. 2. Изд-во АН СССР, 1959.

Обручев В. А. Рудные месторождения. Изд. 2-е. Л.—М., ОНТИ, 1935.

Обручев С. В. Основные подразделения протерозоя в СССР.— В кн. «Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 10. Геология докембрия». Изд-во «Недра», 1964.

Салоп Л. И. Геохронология докембрия и особенности раннего этапа развития земли.— В кн. «Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 10. Геология докембрия». Изд-во «Недра», 1964.

Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 8.

Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории земли. Гостехиздат, 1963.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков (О гриналите). М.— Л., Главн. изд-во геол.-развед. и геодез. лит-ры, 1936.

Точилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. Госгеолтехиздат, 1963.

Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 70.

Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные железные руды типа Лан-Дилль в Рейнских сланцевых горах.— Труды ИГН АН СССР, 1963а, вып. 81.

Формозова Л. Н. Вулканогенно-осадочная формация триаса Динарид и связанные с ней железорудные месторождения.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963б, № 4.

Формозова Л. Н. Генезис и формационный характер докембрийских железных руд Северной Швеции.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.

Чернов В. М. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. М.— Л., изд-во «Наука», 1964.

Шатский Н. С. О марганценосных формациях и 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.

Шнейдерхен Г. Рудные месторождения, ИЛ. 1958.

Bäckström H. Om Ekströmsbergs. och Mertainens jernmalmfälts geologi.— Geol. Fören. Stockholm Förhandl., 1904, 26.

Dave A. S. Paragenetischer und geochemischer Aufbau der Eisenerzlagerstätte Braunsumpf bei Hüttenrobe im Harz.— Freiberger Forschungsh., 1963, N c-146.

Geijer P. Igneous rocks and iron ores of Kirunavaara, Luossavaara — and Tuollovaara.— In: Scientific and practical researches in Lappland, arranged by Luossovaara — Kirunoyaara Aktiebolag. Stockholm, 1910.

Geijer P. Studies on the geology of the iron ores of Lappland.— Geol. Fören. i Stockholm Förhandl., 1912, 34.

Geijer P. Recent developments at Kiruna.— Sver. Geol. Undersökn. Årsbok Avh., Ser. C, 1918, 12, N 288 (1919).

Geijer P. Cällivare Malmfält geologisk beskrivning.— Sver. Geol. Undersökn. Årsbok Avh., Ser. Ca, 1930, N 22.

Geijer P. Berggrunden inom malmtrakten Kiruna — Gällivare — Pajala.— Sver. Geol. Undersökn. Årsbok Avh., Ser. C, 1931a, **24**, N366.
Geijer P. The iron ores of the Kiruna type.— Sver. Geol. Undersökn. Årsbok Avh., Ser. C, 1931б, **24**, N 367.
Geijer P. The Rektor ore body at Kiruna.— Sver. Geol. Undersökn. Årsbok Avh., Ser. C, 1950, N 514.
Geijer P., Magnusson N. H. De mellansvenska järnmalmernas geologi. — Sver. Geol. Undersökn. Årsbok Avh., Ser. C, 1944, N 35.
Högbom A. G. Pre-Cambrian geology of Sweden.— Bull. Geol. Inst. Upsala, 1910—1911, **N 10.**
Landergren S. On the geochemistry of Swedisch iron ores and associated rocks. — Sver. Geol. Undersökn. Årsbok Avh., Ser. C, 1948, 42, N 496.
Magnusson B. H. Neue Untersuchungen innerhalb des Grängesbergfeldes.— Sver., geol. undersökn. Årsbok Avh., Ser. C, 1938, **32**, N 418.
Magnusson N. H. Malmgeologi. Stockholm, 1953.
Oelsner O. Übersicht über die Genese von Eisenerzlagerstätten — Neue Hütte, 1957, Jg. 2, H. 1.
Oelsner O. Zur Genese der nord — und mittelschwedischen Eisenerzlagerstätten.— Geologie, 1961, Jg. 10, H. 6.
Stutzer O. Geologie und Genesis der Lapländischen Eisenerzlagerstätten.— Neues Jahrb, Mineral., Geol., Paläontol., 1907, Beilage-Bd. 24, H. 8.
Sundius N. Grythyttefältetes geologi.— Sver. Geol. Undersökn. Årsbok Avh., Ser. C., 1923, **16**, N 312.
Van Hise C. R., Leith C. K. The geology of the Lake Superior region.— U. S. Geol. Surv. Monogr., 1911, N 52.

Глава II

Гавличек В. и др. Геологические экскурсии по Баррандиену. Прага, 1958.
Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. Перев. с англ. ИЛ, 1954.
Основы тектоники Китая. Госгеолтехиздат. 1962.
Павловский Е. В. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 11.
Свобода И., Прантл Ф. Баррандиен (Баррандова мульда). Прага, 1958.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—2. Изд-во АН СССР, 1960.
Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья.— Труды ГИН АН СССР, 1959, вып. 20.
Формозова Л. Н. Формационные типы оолитовых железных руд.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 70.
Хворова И. В. Ордовикская вулканогенно-сланцевая формация Уэльса.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.
Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей.— В кн. «Совещание по осадочным породам», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
Ager D. V. Introducing Geology. London, 1961.
Astine R. E. Van. Geology and mineral deposits of the Laurense area Burin Peninsula, Newfoundland.— Bull. Newf. Geol. Surv., 1948, **23**.
Babčan J., Vtělenský J. Chemicko-mineralogické studium železných rud Barrandienu. I. Lokalita Chrustenice. Vestn. UUG, 1958, r. 33, 37—57.
Bailey E. B. Sedimentation in relation to tectonics.— Bull. Geol. Soc. America, 1936, **47**.
Beaven R. V., Fitch F. J., Rast N. Nomenclature and diagnostic characters of ignimbrites with reference to Snowdonia.— Liverpool a Manchester Geol. J., 1960, **2**, pt 4.
Boučck B. Chrustenice.— Cěsop. Národn. musea, 1926, **12**.
Boučck B. O vrstvách Zahořanskych de českeho ordoviku.— Rozpr. Česksl. akad., 1928, Čislo 2.
Boučck B. Stratigraphie et parallelisme de l'Ordovicien supérieur de la Bohême.— Bull. Soc. géol. France, 1937, 7, 1—3.
Candido de Medeiros A. Géologia da jazigo de ferro de Guadranmil.— Etudos, notas et trab. Scrw. de fomenio mineiro, 1950, **6**, N 1—4.
Collins W. H., Quirke T. T., Thompson E. Michipicoten iron ranges.— Mem. Geol. Surv. Canada, 1926, **147**.
Cotello Neiva I. M. Génèse des principaux giséments Portugals de minerais de fer. Dans: Compt. rend. Congr. géol. internat. XIX session. La génèse des gites de fer. Alger, 1952.
Cox A. H. Geology of the Cader Idris Range (Merionethshire).— Quart. J. Geol. Soc. London, 1925, **81**.

Davies Bryn D. A. The Ordovician rocks of the Trefrew district (North Wales).— Quart. J. Geol. Soc. London, 1936, **92**.
Fearnsides W. G. North and Central Wales.— In: Geology in the field, v. 2. London, 1910a.
Fearnsides W. G. The Tremadoc slates and associated rocks of South-East Carnarvonschire.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1910б, **66**.
Freyberg B. Erz- und Minerallagerstätten des Thüringer Waldes. Berlin, 1923a.
Freyberg B. Die untersilurischen Eisenerzlager des ostthüringischen Schiefergebirges.— J. Hall. Verb., 4, 1923б.
Greenly E. The geology of Anglesey.— Mem. Great Britain Geol. Surv., 1919.
Greenly E. Further researches on the succession and metamorphism in the Mona complex of Anglesey. — Quart. J. Geol. Soc. London, 1923, **79**.
Hallimond A. F. Iron ores: Bedded ores of England and Wales. Petrography and Chemistry.— Mem. Great Britain Geol. Surv., 1925.
Havliček V., Šnajdr M. Kambrium a ordovic v Brdskych Frebenech a na Jineku.— Sbor. Ústred ustavu geol., Praha, 1951, N 18.
Havliček V., Šnajdr M. Železné rudy Barrandienu-zhodnoceni oblasti Březina.— Arch. ÚÚG Praha, 1953, 44 s.
Havliček V., Šnajdr M. Žasiální Vývoj Skidavu, Ilanvirnn a Ilandeilla v Barrandienu. Sborn. ÚÚG, sv. 23, 1956, odd. Geol. l. dill, 1957.
Hayes A. O. Wabana iron ore of Newfoundland.— Mem. Geol. Surv. Canada, 1915, **78**.
Hayes A. O. Investigations in New Brunswick and Nova Scotia — Nictaux — Torbrook, iron ores, Nova Scotia. Summary Rer., Geol. Surv. Canada, 1916, N 1616.
Hayes A. O. Further studies of the origin of the Wabana iron ore of Newfoundland.— Econ. Geol., 1928, **24**, N 7.
Hayes A. O. Structural geology of the Conception Bay Region and of the Wabana iron ore deposits of Newfoundland. — Econ. Geol., 1931, **26**, N 1.
Helkmacher R. Die geognostischen Verhältnisse und der Eisensteinbergbau in der Silurformation zwischen Prag und Beraun., Abhandl. böhm. Ges. Wiss., 1871, **3**.
Heyl G. R. Geology and mineral deposits of the Bay of Exploits area, Newfoundland.— Dept. Nat. Res. Bull., 1936, **3**.
Heyl G. R. Silurian strata of White Bay, Newfoundland.— Bull. Geol. Soc. America, 1937, **48**.
Hise C. R., Van Leith C. K. The geology of the Lake Superior Region.— U. S. Geol. Surv. Monogr., 1911, **52**.
Jones O. T. The mining district of North Cardiganschire and West Montgomeryshire.— Great Britain Geol. Surv., Mem. Mineral Res., 1922.
Jones O. T. The geology of the Llandovery district. Pt I. The Southern Area.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1925, **81**.
Jones O. T. The Lower Paleozoic rocks of Britain. In: Internat. Geol. Congr. 16 Session. Rept., v. 1. Washington, 1936.
Jones O. T. On the evolution of a geosyncline.— Quart. J. Geol. Soc. London, 1938, **94**.
Kettner R. L'évolution tectonique du Barrandien.— Bull. Soc. Geol. France, 1937, 7, N 1—3.
Kettner R., Kodym O. Nová stratigrafie Barrandien.— Časop. Musea Král. česk. Praha, 1919, **93**.
Kettner R., Kodym O. Coupe géologique du Barrandien. Praga, 1922.
Kodym O. Contribution à la stratigraphie du coin sud — ouest de la feuille de Prague.— Ceskosl. Akad. ved., Roch, 1921, **31**.
Petranék J. a kol. Základni terminologie usazehých hornin.— Vestn. Ú. Ú. G. roč., 1961, **36**.
Pruvost P. Les mers et les térres de Bretagne aux temps paléozoique.— Ann. Hebért et Haug, Livre jubilaire Ch. Jacob, 1949, **7**.
Puzenat L. La siderurgie Armoricaine.— Mém. Soc. géol. et minéral. Bretagne, 1939, **4**.
Sampson E. The ferruginous chert formations of Notre Dame Bay, Newfoundland.— J. Geol., 1925, **31**.
Schackleton R. M. The structural evolution of North Wales.— Liverpool a Manchester.— Geol. J. (1953), 1954, **1**, pt. 3.
Skoček V. Petrografické slozeni a genese Železných rud v oblasti Březiny. Rozpr. ČSAV, 1963a, sešit 4, rocn. 73.
Skoček V. Ooliticke Železné rudy v oblasti Rače a Bechlova. Sborn. Geol. ved., řada LG, 1963б, sv. I.
Slavik F. L'activité volcanique du Barrandien.— Bull. Soc. Géol. France, 1937, 7, N 1—3.
Slavik F., Slavikova L. Etudes sur les minérais de fer du silurien de la Bohême.— Bull. Internat. Acad. Sci. Bohême, 1920, **22**.
Smith B., George T. N. North Wales.— In: British Regional Geology. 2nd ed. London, 1948.
Smith B., Neville G. T. North Wales.— In: British Regional Geology. London, 1935.

Stille H. Das mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des gesamteuropäischen.— Geol. Jahrb., 1951, H. 2.
Svoboda J., Fiala F. Geologicko-petrografické poměry algonkia mezi Telčicemia Týncem n. z. v. Železných horach.— Sbor. Ustřed. ústavu geol., sv. 23, Odd. geol. dil., 1957, 2.
Svoboda Dr. J., Prantl Dr. F. Geologický profil rudnim ložiskem na skalce u Mnišku. Předloženo 27, Března, 1946.
Svoboda J., Prantl F. Železné rudy Barrandienu I. Oblast Zdice.— Geotechnica, sv. 20, Praha, 1955.
Vtělenský. J. Mineralogie oolitických železných rud z některých ložise Barrandienu.— Geotechnica, sv. 26, Praha, 1959.
Williams H. The geology of Snowdon (North Waies).— Quart. J. Geol. Soc. London, 1927, 83.
Williams M. J. Arisaig — Antigonish district Nova Scotia.— Mem. Geol. Surv. Canada, 1914, 60.
Woodman J. E. Iron ore deposits of Nova Scotia.— Mines Branch. Ottawa Publ., 1909, 20.

Глава III

Белостоцкий И. И. Основные черты палеогеографии и геологической истории Горного Алтая в девоне.— Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, 1961, № 5.
Бубнов С. Н. Основные проблемы геологии. Изд-во Моск. гос. ун-та, 1960.
Вейц Е. И. Минералогический состав Атасуйских железных руд.— Изв. Каз. филиала АН СССР, серия геол., 1944, вып. 2-3.
Геологическая карта Алтая масштаба 1 : 500 000. Объяснительная записка. Сост. Нехорошев В. П. Гостехиздат, 1958.
Гертнер Г. Р., Ватцнауэр А. Среднеевропейские варисциды. Тектоника Европы. Объяснительная записка к Международной тектонической карте Европы в масштабе 1 : 2 500 000. Изд-во «Наука» и изд-во «Недра», 1964.
Гинцингер А. Б. Стратиграфическая схема отложений ордовика, силура и девона Горного Алтая.— Материалы по геологии Зап. Сибири, ГНТИ, 1958, вып. 61.
Гинцингер А. Б. Материалы по стратиграфии силурийских и девонских отложений Горного Алтая.— Труды СНИИГИМС, 1959, вып. 5.
Грацианова Р. Т. Морские отложения турнейского яруса в Горном Алтае.— Докл. АН СССР, 1959, 127, № 4.
Жинью М. Стратиграфическая геология. ИЛ, 1952.
Зайцев Н. С. Особенности развития каледонид Сибири в среднем и верхнем палеозое.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.
Зимин С. С. К вопросу о генезисе железных руд Коргонского типа на Алтае.— В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области», Т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959
Калинин В. В. Железо-марганцевые месторождения Караджал. Изд-во «Наука», 1965.
Калугин А. С. Обзор месторождений рудопроявлений и перспектив Алтая по железным рудам. Гл. 2, раздел 1. Алтайский железорудный район.— В кн. «Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области». Т. 1, кн. 2. Изд-во АН СССР, 1959.
Калугин А. С. Новые данные о перспективах Рудного Алтая по железным рудам.— Труды СНИИГИМС, 1962, вып. 25.
Калугин А. С. Вулканогенно-осадочный тип железорудных месторождений в складчатых зонах юга Сибири.— В кн. «Доклады советских геологов на XXII сессии международного геологического конгресса. Проблемы генезиса руд». Изд-во «Недра», 1964.
Калугин А. С. Вулканогенно-осадочные железные руды в девонских отложениях Алтая.— Материалы по геологии, геофизике и полезным ископаемым Сибири, 1965, ч. II, вып. 34.
Калугин А. С., Ананьев А. Р., Грацианова Р. Т. и др. Стратиграфическое положение и возраст горизонта вулканогенно-осадочных железных руд в девонских отложениях Алтая.— «Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Труды СНИИГИМС», 1964, вып. 29.
Калугин А. С., Груздева-Пешкова А. В., Кузман А. Г. и др. Сингенетичные железные и марганцевые руды вулканогенных формаций Среднего палеозоя Алтая.— В кн. «Осадочные формации Сибири. Труды V Всесоюзного литологического совещания». Т. II. Новосибирск, 1964.
Калугин А. С., Иванов В. И. О связи с диабазами и метаморфизме некоторых вулканогенно-осадочных железорудных месторождений в девонских отложениях Алтая.— В кн. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Изд-во «Недра», 1964.

Калугина Т. С., Маринч В. А. Марганцевое оруденение в железоносном горизонте девонских вулканогенных отложений Западного Алтая.— В кн. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Изд-во «Недра», 1964.
Калугин А. С., Пономарев В. Г., Кассандров Э. Г. и др. Вулканогенно-осадочные и метаморфизованные железорудные месторождения Алтая.— СНИИГИМС, серия поиски и разведка м-ний полезных ископаемых, 1967, вып. 44.
Каюпова М. М. О фриделите из железо-марганцевых месторождений Джумарт и Камыс в Центральном Казахстане.— Докл. АН СССР, 1960а, **135**, № 2.
Каюпова М. М. О наложении метаморфизма на железо-марганцевые месторождения Джумарт и Камыс в Атасуйском районе.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960б, вып. 2.
Каюпова М. М. Силикаты марганца из месторождений Джумарт и Камыс в Центральном Казахстане.— Изв. АН СССР, серия геол, 1961, вып. 2 (43).
Каюпова М. М.. Литолого-минералогические особенности месторождений Джумарт и Камыс (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дисс., 1962.
Каюпова М. М. К минералогии железо-марганцевого месторождения Джумарт.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, вып. 6 (57).
Кузнецов Ю. А. Главные типы вулканических формаций. Изд-во «Недра», 1964.
Лапин Б. Н. Девонский вулканизм и его роль в металлогении Горного Алтая.— Труды Ин-та геологии и геофизики, Новосибирск, 1963, вып. 13.
Лучицкий И. В. О девонской вулканогенно-красноцветной формации Минусинского межгорного прогиба.— Докл. АН СССР, 1957, **116**, № 2.
Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. Изд-во АН СССР, 1960.
Марганцевые и железорудные концентрации Джаильминской мульды. Изд-во «Наука», 1966.
Маймин Ю. С., Янов Э. Н. О присутствии в Уйменской впадине (Горный Алтай) нижнего девона.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, **38**.
Мещерякова В. Б. Девонский вулканизм западной части Центрального Казахстана. Материалы симпозиума по вулкано-плутоническим формациям и их рудоносность. Алма-Ата. изд-во «Наука» Казахской ССР, 1966.
Моссаковский А. А. Девонские вулканогенные формации ранних каледонид (Салаир) Саяно-Алтайской области и проблема связи вулканизма с тектоникой.— Труды Лабор. палеовулканологии. Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций, Алма-Ата, 1963, вып. 2.
Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, **1**, № 2.
Муратов М. В. Главнейшие эпохи складчатости и мегастадии развития земной коры.— Геотектоника, 1965, **1**, № 1.
Нетт Л. Железорудные месторождения Югославии.— В кн. «Железорудные месторождения мира». Т. 2. ИЛ, 1955.
Нехорошев В. П. Геология Алтая. Госгеолтехиздат, 1958.
Нехорошев В. П. Тектоника Алтая.— Труды ВСЕГЕИ, Новая серия, 1966, **139**.
Новохатский И. П. О генезисе руд Атасуйских месторождений.— В кн. «Железорудные месторождения Центрального Казахстана». Изд-во АН СССР, 1960.
Островская Г. А. Особенности формирования свинцово-цинковых руд в туфокарбонатных отложениях.— В кн. «Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса». Изд-во АН СССР, 1960.
Падве Э. М., Соколова Е. А. Новые данные по стратиграфии верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Джаильминской мульды Атасуйского района Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 7.
Пейве А. В. Типы и развитие палеозойских структур Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 6.
Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 4.
Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая.— Изв. Томского ун-та, 1915.
Поспелов Г. Л. Железорудные месторождения Алтае-Саянской Горной области и некоторые вопросы теории рудообразования. Автореф. докт. дисс. Новосибирск, 1963.
Попов В. Е. Стратиграфическое положение Коргоно-Кумирской группы железорудных месторождений.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, **60**.
Попов В. Е. Материалы по стратиграфии и фациям девонских отложений Коргонской структурно-фациальной зоны.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1962, **74**.
Рожнов А. А. Разрез вулканогенно-осадочных пород верхнедевонского возраста в районе Джайрема (Западный Атасу).— Изв. АН КазССР, серия геол., 1962, вып. 6(51).
Садыков А. М. О возрасте рудоносной толщи Атасу — Сов. геология, 1956, сб. 52.
Садыков А. М. Стратиграфия верхнего девона и нижнего карбона района Атасуйских месторождений. Изд-во АН КазССР, 1959.

Садыков А. М. Стратиграфия осадочных толщ девона и карбона района Атасуйских месторождений (Центр. Казахстан).— Труды Совещания по унификации стратиграфических схем Восточного Казахстана, 1960.
Садыков А. М. Принципы построения единой стратиграфической шкалы верхнего девона и нижнего карбона Центрального Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1966, № 5.
Сапожников Д. Г. Караджальское железо-марганцевое месторождение.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 89.
Сапожников Д. Г., Ковун В. И., Калинин В. В., Рожков М. Н. Особенности распределения железа и марганца на Караджальском месторождении.— Геология рудных месторождений, 1961, № 4.
Смилкстын А. О. Некоторые геохимические особенности среднедевонских кислых эффузивов Горного Алтая.— В кн. «Геология и металлогения эффузивно-осадочных формаций Сибири». Изд-во «Недра», 1964.
Соколова Е. А. Геологическое строение девонских и нижнекаменноугольных отложений юго-западной части Центрального Казахстана и закономерностей размещения в них железо-марганцевых месторождений. Автореф. канд. дисс., 1954.
Соколова Е. А. Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железо-марганцевых руд в Джаильминской мульде.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
Соколова Е. А. Положение Усинского марганцевого месторождения в отложениях нижнего кембрия хребта Кузнецкий Алатау.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 2.
Соколова Е. А. Формационная характеристика и генезис марганцевого месторождения Тахта-Карача.— Литология и полезные ископаемые, 1963, № 3.
Соколова Е. А. Некоторые закономерности размещения рудных концентраций в марганценосных вулканогенно-осадочных формациях.— В кн. «Марганцевые месторождения СССР». Изд-во «Наука», 1967.
Соколова Е. А., Ботвинкина Л. Н. Опыт фациального анализа рудоносных вулканогенно-осадочных отложений (на примере железорудного месторождения Джайрем в Центральном Казахстане).— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.
Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
Формозова Л. Н. Эксгаляционно-осадочные железные руды типа Лан-Дилль в Рейнских сланцевых горах.— Труды ИГН АН СССР, 1963а, вып. 81.
Формозова Л. Н. Вулканогенно-осадочная формация триаса динарид и связанные с нею железорудные месторождения.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963б, № 4.
Циссарц А. Полезные ископаемые Югославии, ИЛ, 1958.
Шатский Н. С. О развитии земной коры. Тезисы доклада.— Сов. геология, 1938, 9, № 8.
Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогеннии марганца.— Изв. АН СССР, серия геол., 1954, № 4.
Шатский Н. С. О фосфоритоносном кульме Карагандинского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 3.
Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканогенно-осадочных пород и формаций.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 5.
Шатский Н. С. Избранные труды. Т. III. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Изд-во «Наука», 1965.
Штрейс Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1938, № 4.
Янов Э. Н. Стратиграфия девонских отложений Юго-Восточного Горного Алтая.— Инф. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 21.
Albrecht F. Zur Geochemie der oxydischen Eisenerze, ins besondere vom Typus Lahn — Dill. Diss. Univ. München, 1952.
Anger G. Schwefelisotopen-Untersuchungen in norwegischen und deutschen Schwefelkies — Lagerstätten. Ber. Geol. Ges., Bd. 9, H. 4/5. Berlin, 1964.
Barth V. Der devonische Vulkanismus der Zone Sternberk — Horny Benesov im Niederen Gesenke.— Acta Min. Palackianae Olomoucensis, Geographica geologica I, Praha (tschechisch mit deutscher Zusammenfassung), 1960.
Bottke H. Die exhalativ-sedimentären devonischen Roteisenlagerstätten des Ostsauerlandes. Beih. Geol. Jahrb., H. 63, 1965.
Cirič B. Einige Betrachtunge über die Diabas — Hornstein — Formation der Dinariden.— Bull. Serv. Geol. Serb., 1954, 11.
Čirič B. Die wichtigsten Charakteristiken der mesozoischen Eruptiv-Hornsteinbildungen. «Simpoz. problemima alpisk. inicijaln magmatizma», ref. VIII. Vares, 1960.
Čirič B. Über die Diabas-Hornstein Formation der Dinariden und analoge Bildungen.— Z. Geol. Ges., 1961, 113, т. 1.
Čirič B., Geartner H. R. Zur Frage der varistischen Faltung in Jugoslawien.— Geol. Jahrb., 1962, 81, 7 Alb., S. 1—10.

Cirič B., Karamata S. L'évolution du magmatisme dans le géosynclinal Dinarique au Mésozoique et au Cénozoique.— Extrait du Bull. Soc. géol. France, 7 sér., 1960, t. 11.
Cissarz A. Lagerstätten des Geosynklinalvulkanismus in den Dinariden und ihre Bedeutung für die Geosynklinale Lagerstättenbildung.— Neues Jahrb. Mineral, 1957, **91**, S. 485 — bis. 540.
Dave A. Paragenetischer und Geochemischer Aufbau der Eisenerzlagerstätte Brauner Sumpf. bei Hüttenrode (Harz). Diss. Bergakademie Freiberg Forsch.— H. C., 1961, **146**. Freiberg Forschungsh., 1963.
Decker H. Mineralogisch — lagerstätten genetische Untersuchung an der Erzlagerstätte Pormitz bei Schleiz/Thür. — Unveröffentl. Diplomarbeit. Freiberg. 1955. Autoref.: Geologie 5. Berlin, 1955.
Dengler H. Vorbericht zur Befahrung der Eisenerzgrube Lindenberg usw.— In: Exkursionsbericht Lahn — Dill anlässlich der 37. Jahrestagung der DMC in Wetzlar, 1959.
Fojt B. Petrograficka charakteristika oblasti Hornomestskych lozisek kyzu a rud barevnych kovu.— Práce Brněnské zakland. ČSAV, 1962, 9/XXX IV.
Geological problems of Dinarids. Carpato Balkan Geol. Assoc. VIII Congr. Belgrad, 1957.
Gräbe R. Zur Stratigraphie und Tektonik des eisenerzführenden Oberdevons und des Unterkarbons im Schleizer Trog. Dipl. Arbeit (unveröffentlicht). Jena, 1952.
Gräbe R. Ausbildung und Entstehung der oberdevonischen Roteisenerze und ihrer Nebengesteine im Schleizer Trog.— Ber. Geol. Ges. DDR, 1956, **1**, S. 155—197.
Gräbe R. Beziehungen zwischen der tektonischen und faziellen Entwicklung des Oberdevons und Unterkarbons sowie zur Genese der Eisenerze vom Lahn — Dill Typus am NW-Rand des Bergaer Sattels (Thüringisches Schiefer-Gebirge).— Freiberger Forschungsh. C, 1962, **140**, 83 S., 25 Abb, 6 Taf., 1 Tab.
Jovanović R. Prilog. poznavanju prostrastva i facija mezozoika «Unitzasnje zone». Dinarida «Zavod inzenjersk Geol. tehn. faculteta». ref. II. VIIa Saraevo, 1959.
Jovanović R. Entwicklung der «Diabas-Hornstein-Formation» in der Umgebung von Kalinovik. «Simpoz problemima alpisk. inicijaln magmatisma», ref. VIIa. Vares, 1960.
Karamata S. Beitrag zur Kenntnis des Magmatismus der Diabas-Hornstein-Formation.— Zbor. radova Univer. Beogradu, 1958, sv. 6.
Karamata S. Die Melaphyre von Vares. Simpoz. problemima alpisk. inicijaln. magmatizma, ref. III, Vares, 1960a.
Karamata S. Petrologische Charakteristiken des Alpinen «Initial-Magmatismus» in den Dinariden. Simpoz. problemima alpisk. inicijaln. magmatizma, ref. IX, 1960б.
Kassel W. Abt. Ein Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Rammelsberges auf Grund von Spezialuntersuchungen der Tuffe und der Tektonik.— Z. Ges. Dtsch. Geol. Ges., 1958, **110**, T. 1.
Katzer F. Geologie Bosniens und Herzegovina, т. 1. Saraevo, 1926.
Kegel W. Zur Kenntnis der devonischen Eisenerzlager in der südlichen Lahnmulde — Z. prakt. Zeol., 1923, **31**, H. 1/2.
Kegel W. Über den Diabas Vulkanismus in Lahn-Dill-Gebiet.— Jahrb. Preuss. geol. Landesanst., 1932, 1933, **53**.
Kossmat F. Geologie der zentralen Balkanhalbinsel.— Kriegschauplätze, 1926, H. 12, S. 1914—1918.
Kossmat F. Ein Problem der Harztektonik: Der Überschiebungsbau des Unterharzes.— Zbl. Mineral. usw., 1927a, B., S. 33—49.
Kossmat F. Gleiderung des varistischen Gebirgsbaues.— Abhandl. Sächs. Geol. Landesanst., 19276, **1**,
Krebs W. Stratigraphie, Vulkanismus und Fazies des Oberdevons zwischen Donsbach und Hirzenhain (Rheinisches Schiefergebirge, Dill-Mulde).— Abhandl. Hess. Landesamt Bodenforsch., 1960a, **33**, 119 S., 21 Abb., 7 Tab.
Krebs W. Neuere Ergebnisse zur Stratigraphie des Oberdevons und Unterkarbons in der Südwestlichen Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge).— Notizbl. Hess. Landesamt Bodenforsch., 19606, **88**, S. 216—242, 3 Abb., 3 Tab.
Kretschmar F. Die erzführende Diabas- und Schalsteinzone von Sternberg — Bennisch.— Arch. Lagerstättenforschung, 1917, **24**.
Lehman E. Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde. Wetzlar, 1941.
Lehman E. Über die Genesis der Eisenerzlagerstätten von Lahntypus.— Z. Erzbergbau und Metallhüttenwesen, 1949, **2**.
Lippert H. Zur Gesteins Lagerstattenbildungs in Roteisenstein-Gruben des ostlichen Dill — Gebietes.— Abhandl. Senckenberg. Naturforsch. Ges., 1951, N 485.
Marić L. Efuzivne stijene u rudnoi oblasti uzmed Zletovai Kratova «Spomenica mise Kispaticu jugosl. akad. Znanosti i umetnosti». Zagreb, 1953.
Markovič B. Dijabaz-rožnačka formacija na obodu Zlatiborskog masiva. Dokt. diss. Belgrad, 1956.
Möbus G. Abriss der Geologie des Harzes. Leipzig, 1966.
Pamić J. Spilitsko — keratofirska associacija stijene u podrucju Jablonice in Prozore.— Acta geol., 1962, **3**.

Pamić J. Ygneous rocks. The geological problems of Dinarids, 1967.
Petránek J. Predbezna zprava o genesi haematitovych rud z Medlova u Unicova.— Vestn. UUG, 1951, **26**, S. 87—89.
Pilger A. Innerdinarische Trog in Profil von Sarajevo.— Z. Dtsch. Geol. Ges., 1939a, **91**, H. 10.
Pilger A. Die Stellung der dinarischen Schiefer — Hornstein — Formation.— Zbl. Mineral., 1939б, N 182.
Pilger A. Die Stellung der innerdinarischen Trogs im Alpinen Orogen.— Neues Jahrb. Mineral., 1942, Beilage-Bd. 86.
Ramdohr P. Mineralbestand Strukturen und Genesis der Rammelsberglagerstätte.— Geol. Jahrb., 1953, **67**.
Reichstein M. Die fazielle Sonderentwicklung im Elbingeröder Raum des Harzes.— Geologie, 1959, Jahrg. 8, H. 1, S. 13—46.
Reichstein M. Zur frühvariszischen Reliefentwicklung im Mittelharz.— Ber. Geol. Ges., 1964, **9**, H. 4/5.
Richter H. Beitrag zur geologischen Kenntnis der Lahn-Dill-Mulde mit besonderer Berücksichtigung der Diabase, Schalsteine und Roteisensteine.— Z. Internat. Bergwirtsch. und Bergtechnik, 1930, **23**.
Rösler H. J. Zum oberdevonischen Quarzporphyrvulkanismus in Ostthüringen.— Z. angew. Geol., 1959, **5**, 10.
Rösler H. J. Zur Petrographie, Geochemie und Genese des oberdevonisch-unterkarbonischen Magmatismus und seiner Lagerstätten in Ostthüringen.— Freiberg Forschungsh, 1960a, C. **92**.
Rösler H. J. Bemerkungen zur Genese von Geosynklinalmagmatiten. Report 21. Session (Norden) Internat. Geol. Kongr. Copenhagen, 1960б.
Rösler H. J. Zum Chemismus der oberdevonischen und unterkarbonischen Karbonatgesteine in Ostthüringen.— Geologie, 1960в, **9**, 8, S. 867—883.
Rösler H. J. Versuch einer genetischen Deutung der Eisenerze vom Typ Lahn-Dill bei Schleiz-Pörmitz in Ostthüringen.— Geologie, 1961, **10**, H. 1.
Rösler H. J. Zur Entstehung der oberdevonischen Eisenerze vom Typ Lahn-Dill in Ostthüringen.— Freiberger Forschungsh., 1962, C. **138**.
Schlegel G. Ergebnisse einer Grubenkartierung im Oberdevon und Unterkarbon des Schleizer Troges bei Pörmitz in Ostthüringen. Unveröffentl. Diplomarbeit. Jena, 1956.
Schlegel G., Wiefel H. Die Bemusterung oberdevonischer Roteisenerze des Schleizer Gebietes und ihre Auswertung.— Z. angew. Geol., 1959, **6**, 12, S. 573—576.
Schönenberg R. Stratigraphie, Tektonik und Geosynklinaler Magmatismus der ältesten Oberdevonzeit am Bergaer Sattel (Ostthüringen).— Geol. Jahrb., 1951, **66**.
Schriel W. Die Geologie des Harzes. Hannover, 1954.
Skácel J. Die Eisenerzlagerstätten des mahrisch-schlesischen Devons.— Ber. Geol. Ges. DDR, 1964, **9**, H. 4/5.
Steinicke K. Mineralogische Untersuchungen an der Roteisenerzlagerstätte bei Schleiz in Thüringen.— Z. angew. Geol., 1958, **4**, S. 376—377.
Stille H. Die subvaristische Vortiefe.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1929, **81**.
Watznauer A. Die kaledonische Orogenese in Sachsen und Thüringen.— Internat. Geol. Congr., Rept XXI Sess., 1960, Pt XIX.
Wiefel H. Feinstratigraphische und geochemische Untersuchungen an der Lahn-Dill-Erzlagerstätte von Görkwitz bei Schleiz (Ostthüringen).— Ber. Geol. Ges. DDr, 1964, **9**, H. 4/5.
Zöllich M. S. Zur Deckenfrage im Mittelharz — die tektonische Stellung der Schalsteinsattel bei Elbingerode.— Abhandl. Preuss. Geol. Landesanst. Berlin, N. F., 1939, H. 191.

Глава IV

Бубнов С. Н. Геология Европы. Внеальпийская Западная Европа, каледониды и вариссиды. Т. II, ч. I. Главн. изд-во геол.-развед. и геодез. лит-ры, 1935.
Дзоценидзе Г. С. Влияние вулканизма на образование осадков. Изд-во «Недра», 1965.
Иванов С. Н. Метаморфизм уральских колчеданных месторождений.— Сов. геология, 1939, **9**, № 2.
Смирнов В. И. Конвергентность колчеданных месторождений.— Вестн. МГУ, серия геол., 1960, № 2.
Смирнов В. И. Сульфидное рудообразование в субмаринных вулканогенных геосинклинальных комплексах. В кн.: Рудоносность вулканогенных формаций. Изд. «Недра», 1965.
Формозова Л. Н. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембрии.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 70.
Хворова И. В. Ордовикская вулканогенно-сланцевая формация Уэльса.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.
Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. ИЛ, 1958.

Berg G. Zur Frage nach der Entstehung des Erzlagers im Rammelsberg.— Z. prakt. Geol., 1926, **34**, S. 23—27.
Berg G. Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Rammelsberg bei Goslar.— Z. Berg, Hütten- und Salinenwes, 1933, **81**, 10 Abb.
Bornhardt W. Die Entstehung des Rammelsberger Erzvorkommens. — Arch. Lagers. Forsch., 1939, **68**, 6 Abb.
Bornhardt W. Zur Entstehung des Rammelsberger Erzvorkommens.— Neues Arch. Landes- und Volkskunde, Nieders., 1948, H. 5, 5 Abb.
Carstens G. W. Der Unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet.— Norsk geol. tidsskr., 1924, **8**, h. 3—4.
Carstens C. W. Lokkenfeltets geologi.— Norsk geol. tidsskr.,1951, **29**.
Carstens H. Jernmalmene i det vestlige Trondhjemsfelt og forholdet til Kisforekomstene.— Norsk. geol. tidsskr., 1955, **35**, p. 211—220.
Dave A. S. Paragenetischer und geochemischer Aufbau der Eisenerzlagerstätte Brauner Sumpf bei Hüttenrode (Harz). Diss., Bergakademie.— Freiberger Forschungh., 1963, C. **146**.
David W. Further relations on the origin of the porphyries and ores of Rio-Tinto, Spain.— Bull. Inst. Min. and Metall, 1962, N 633.
Davies D. A. The Ordovician rocks of the Trefew district (North Wales). — Quart. J. Geol. Soc. London, 1936, **92**, pt 1, N 365.
Ehrenberg H., Pilger A., Schröder F. Das Schwefelkies — Zinkblende — Schwerspatlager von Meggen (Westfalien). Beih. Geol. Jahrb., 1954, H. 12.
Gjelsvik T. The Skorovass Pyrite Deposit, Grong Area Norwey.— Rept. XXI session Norden. Genetic Problems of ores, 1960a.
Gjelsvik. T. The Skorovass Pyrite Mine Grong area. Lokken Pyrite Mine.— Internat. Geol. Congr. XXI session Norden, 19606.
Heseman J. Der Rammelsberger Kupferkniest und seine Entstehung.— Z. prakt. Geol., 1925, **33**, 5, Abb.
Ivanov S. N. Die Bildungsbedingungen der Kies- und Magnetitlagerstätten in Geosynklinalsystemen.— Ber. geol. Ges. DDR, 1964, **9**, H. 4/5.
Kassel W. Abt. Ein Beitrag zur Kenntnis der Erzlagerstätte des Rammelsberges auf Grund von Spezialuntersuchungen der Tuffe und der Tektonik.— Z. Dtsch. geol. Ges., 1958, **110**, T. 1, N 1.
Kinkel A. R. Observations on the pyrite deposits of the Huelva District, Spain and their relation to volcanism.— Econ. Geol., 1962, **57**, p. 1071—1080.
Klockman F. Über den Einflüss der Metamorphose auf die mineralische Zusammensetzung der Kieslagerstätten.— Z. prakt. Geol., 1904, **12**.
Kraume E. Neue Erkenntnisse über das Rammelsberger Erzlager.— Erzmetall, 1951, **4**, S. 45—55, 19 Abb.
Kraume E. Banderz und vererzter Kniest die sogenannten Armerze der Rammelsberger Lagerstätte, ihre Ausbildung, Verbreitung, Entstehung und Verarbeitung.— Erzmetall, 1953, **6**, 14 Abb.
Kraume E. Die Erzlager des Rammelsberges bei Goalar.— Beih. Geol. Jahrb., 1955, **4**, H. 18.
Kraume E. Stratigraphie und Tektonik in der Umgebung der Rammelsberger Lagerstätte.— Erzmetall, 1957, **10**, S. 42.
Kraume E., Jasmund K. Die Tufflager des Rammelsberges bei Goslar. — Heidelberg. Beitr. Mineral. Petrogr., 1951, **2**, Abb. 6.
Lange H. Paragenetische und genetische Untersuchungen an der Schwefelkieslagerstätte. «Einheit» bei Elbingerode (Harz).— Freiberger Forschungsh. C, **33**, Mineralogie Lagerstättenkunde, 1957, N 59, S. 1—96.
Oftedahl Ch. A theory of exhalative-sedimentary ores.— Geol. Fören. i Stockholm Förnhandl., 1958, **80** h. 1, N 492.
Ramdohr P. Mineralbestand, Strukturen und Genesis der Rammelsberger Lagerstätte.— Geol. Jahrb., 1953, **67**, S. 367—494.
Schmidt W. E. Das Rammelsberger Lager, sein Nebengestein, seine Tektonik und seine Genesis.— Z. Berg-Hütten-u Salinnes, 1933, **81**, 22 Abb.
Schumann H. Die mikroskopische Untersuchung von Mineralien der Karbonatgruppe.— Heidelberg. Beitr. Mineral und Petrogr., 1950, **1**, H. 4.
Seim R. Über Tufflagen in devonischen Tonschiefern bei Drei — Annen — Hohne im Harz.— Geologie, 1955, **4**, H. 2, S. 189—191.
Strand T. Gabbrokonglomeratet i Sjodalen.— Nordes Geol. undersökelse, 1956a, N 195, s. 43—55 med ill., Bibliogr. S. 56.
Strand T. Namsvatnet med en del av Froyningsfjell. Geologisk kart av Steinar Foslie. Beskrivelse av Trygve Strand. Oslo, 19566.
Vorkes Fr. M. Mines in South and Central Norwey. Internat. Geol. Congr. XXI, session. Norden, 1960.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Глава I

Варенцов И. М. О геохимии Усинского марганцевого месторождения в Кузнецком Алатау.— Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 70.

Калинин В. В. 1965 — см. лит., стр. 326.

Каюпова М. М. 1962 — см. лит., стр. 327.

Кинг Ф. Ю. Геологическое развитие Северной Америки. Перев. с англ. ИЛ, 1961.

Куршс В. М. Существует ли Усинская антиклинальная структура? — Вестн. ЗСГУ, 1957, № 2.

Миртов Ю. В., Цыкин Р. А., Валюженич З. Л., Александров К. И. Марганценосные и форсфоритоносные формации книжнего кембрия и верхнего докембрия (синия) Западной Сибири. Осадочные формации Сибири.— Труды Всес. литологич. совещания. Новосибирск, 1964, 2.

Митряева Н. М., Рожнов А. А., Щерба Г. Н. К генезису полиметаллических руд Атасуйского района (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, вып. 6 (51).

Мухин А. С., Ладыгин П. П. Новые данные по геологопромышленной характеристике Усинского месторождения марганцевых руд.— Вестн. ЗСГУ, 1957, № 2.

Островская Г. Я. 1960 — см. лит., стр. 327.

Рожнов А. А. 1962 — см. лит., стр. 327.

Сапожников Д. Г. 1963 — см. лит., стр. 328.

Соколова Е. А. 1958 — см. лит., стр. 328.

Соколова Е. А. 1961 — см. лит., стр. 328.

Соколова Е. А. 1963а — см. лит., стр. 328.

Соколова Е. А. О марганценосных вулканогенно-осадочных формациях калифорнийского типа.— Труды ГИН, АН СССР, 1963б, вып. 81.

Соколова Е. А. Карбонатные марганцевые руды месторождения Тахта-Карача (Зеравшанский хребет).— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 4.

Соколова Е. А. 1967 — см. лит., стр. 328.

Соколова Е. А., Ботвинкина Л. Н. 1965 — см. лит., стр. 328.

Соколова Е. А., Шумихина И. В. О диагенетических текстурах в породах вулканогенно-осадочных комплексов и некоторых особенностях их химического состава.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 4.

Страхов Н. М. 1963 — см. лит., стр. 323.

Хворова И. В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 81.

Херасков Н. П. Геология и генезис Восточно-Башкирских марганцевых месторождений.— В кн. «Вопросы литологии и стратиграфии. Памяти академика А. Д. Архангельского». Изд-во АН СССР, 1951.

Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1952, 27, вып. 5.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 91.

Хоментовский В. В. Структурно-фациальные зоны нижнего кембрия и рифея юго-западного обрамления Сибирской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1959, №10.

Чекунов В. С. Марганценосная эффузивно-осадочная формация силура гор Кара-Тюбе.— В кн. «Геология и полезные ископаемые Узбекистана». Ташкент, 1964.

Шатский Н. С. 1954 — см. лит., стр. 323.

Шатский Н. С. 1960 — см. лит., стр. 324.

Шатский Н. С. Избранные труды, т. III. Геологические формации и осадочные полезные ископаемые. Изд-во «Наука», 1965.

Balley E. N., Irvin W. P., Jones D. L. Franciscan and related rocks and their significance in the geology of Western California.— California Division of Mines and Geology Ferry Building, San Francisco Bull., 1964, 183.

Irwin W. P. Franciscan group in Coast Ranges and its equivalents in Sacramento Valley. California Bull., 1957.

Reed J. J. Petrology of the Lower Mesozoic rocks of the Wellington district.— N. Z. Geol. Surv. Bull., 1957, 57.

Reed J. J. Additional data on the volcanic argillites from Red Rock Point, Wellington.— N. Z. J. Geol. Surv. and Geophys., 1958, 1, N 4.

Reed J. J. Manganese ore in New Zealand. N. Z. J. Geol. and Geophys., 1960, 3, N 3.

Taliaferro N. L. Franciscan-Knoxville problem.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geolo[illegible], 1943, 27.

Taliaferro N. L., Hudson F. G. Genesis of the manganese deposits of the Coast Ranges of California.— Bull. Div. Mines Dept Natur. Resources. State Calif., 1943, 125.

Wellman H. W. Pillow lava at Red Rock Point, Wellington.— Trans. Roy. Soc. N. Z., 1949, 77.

Wellman H. W. The Permian — Jurassic stratified rocks.— In. Symposium sur les scries de Condvana. Alger, 1952.
Wellman H. W. Structural outline of New Zealand.— N. Z. Dept Scient and Industr. Res. Bull., 1956, N 121.

Глава II

Hewett D. F. In: Ore deposits of the Western States (Lingrin velume), Amer. Inst. Min. Metall. Engrs, 1933, p. 488—489.
Hewett D. F., Grittenden M. D., Pavlides L., De Huff G. L., Jr. Manganese deposits of the United States.— Sympos. Sobre yasimientos de manganese., t. III. Mexico, 1956.
Hunt C. B., McKelvey V. E., Wiese J. H. The Three Kids manganese district, Clark County, Nev.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1942, 936 — L, p. 297—319; Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1942, **41**, N 10.
Kerr P. E. Tungsten-bearing manganese deposits at Golconda, Nevada. Geol. Soc. Amer. Bull., 1940, **51**, 1359—1390.
Lasky S. G., Webber B. N. Manganese resources of the Artillery Mountains region Mohave County, Arizona.— U. S. Geol. Survey Bull., 1948, **961**, p. 86.
Lindgren W. A recent deposit of a termal spring in Bolivia.— Econ. Geol., 1922, **17**, p. 305.
McKelvey V. E., Wiese J. H., Johnson V. H. Preliminary report on the bedded manganese of the Lake Mead region Nevada and Arizona.— U. S. Geol. Surv. Bull., 1949, 948-D, p. 83—101.
Penrose R. A. F., Jr. A. A pleistocene manganese deposits near Golconda Nevada.— J. Geol., 1893, **1**, p. 275—282.

ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ

Главы I—VII

Абдрахманов К. А., Иванов А. И., Монич В. К., Мороков В. Д. Абсолютный возраст щелочных пород северо-запада Таласского Алатау.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1961, **4** (45).
Адамов Е. А. Чайская свита Домугдо-Кутимского междуречья и новые данные по ее фосфоритоносности.— В кн. «Новые данные по геол., нефтенос. и полезным ископаемым Иркутской области». Изд-во «Недра», 1964.
Анкинович Е. А., Анкинович С. Г. Об условиях образования и палеогеографической позиции накопления нижнепалеозойских ванадиеносных сланцев, фосфоритов и алюмофосфатных пород Каратауского типа.— Труды Ин-та геологии АН КазССР, 1966, **16**.
Аскинази Д. Л. Фосфатный режим и известкование почв с кислой реакцией. Изд-во АН СССР, 1949.
Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Кара-Тау и основные результаты геолого-поисковых работ.— В кн. «Фосфориты Кара-Тау». Алма-Ата, 1954.
Белянкин Д. С. Тешенит из Курсеби и его положение в системе горных пород.— Труды СПб Политехн. ин-та, 1912, **17**, 1.
Богданов А. А., Четверикова Н. П. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна.— Бюлл. МОИП, 1961, **66**, отд. геол., **36**, вып. 4.
Бродская Н. Г. Фосфатонакопление в третичных отложениях Сахалина.— Сообщ. Сахалинск. комплексн. науч.-исслед. ин-та АН СССР, 1959, вып. 7.
Бродская Н. Г. Фосфориты полуострова Шмидта (Сахалин).— Геология рудных месторождений, 1961, № 1.
Бродская Н. Г. О трех генетических типах кремнистых пород в геосинклинальных формациях.— В кн. «Геохимия кремнезема». Изд-во «Наука», 1966.
Бродская Н. Г., Ильинская М. Н. Фосфатизация в вулканогенно-осадочных комплексах верхнего мела Грузии.— Докл. АН СССР, 1963, **151**, № 2.
Бродская Н. Г., Соловьев А. В. Фосфориты в третичных отложениях Сахалина.— Докл. АН СССР, 1956, **109**, № 4.
Бродская Н. Г., Холодов В. Н. О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Кара-Тау.— Докл. АН СССР, 1965, **165**, № 6.
Вушинский Г. И. Древние фосфориты Азии и их генезис.— Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 149.
Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7.
Герасимовский В. И., Волков В. П., Когарко Л. Н. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. Изд-во «Недра», 1966.
Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. Изд-во «Недра», 1965.
Гиммельфарб Б. М., Нарчемашвили О. В. Новые данные о фосфоритизации верхнемеловых отложений Грузии.— Докл. АН СССР, 1955, **103**, № 2.

Гугушвили В. И. Явления гальмиролиза в вулканогенной свите мтавари.— Сообщ. АН ГрузССР, 1964, **33**, № 1.
Гущенко И. И. Пеплы Северной Камчатки и условия их образования. Изд-во «Наука», 1965.
Дзоценидзе Г. С. Коллофанит из свиты мтавари (груз. яз., резюме на русском яз.).— Сообщ. АН ГрузССР, 1941, **11**, № 6.
Дзоценидзе Г. С. Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГрузССР, 1948.
Дзоценидзе Г. С. Об одном случае миграции фосфата кальция в фосфоритовом месторождении.— Сообщ. АН ГрузССР, 1954, **15**, № 10.
Дзоценидзе Г. С. 1965 — см. лит., стр. 323.
Еганов Э. А. Случай формирования пластовых фосфоритов на регрессивных стадиях осадконакопления.— Геол. и геофиз., 1964, № 3.
Ерохов В. Ф., Шилов В. Н. Неогеновый вулканизм и неогеновые вулканогенные формации Сахалина.— Труды Второго Вулкан. совещ., 1966, **2**.
Заридзе Г. М. Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ним рудопроявления.— Техника да шрома, 1947.
Зеленов К. К. Некоторые особенности подводного вулканизма на примере вулкана Бану-Вуху (Индонезия).— В кн. «Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые». Изд-во «Наука», 1965.
Игнатьева Л. А. Редкоземельный апатит из Абовянского железорудного месторождения.— Геохимия, 1967а, № 6.
Игнатьева Л. А. Литология сисианской диатомовой свиты в неогене Армении.— Труды МОИП, отд. геол., 1967б, **42**, вып. 4.
Ильинская М. Н. О фосфоритоносных вулканогенных породах Западной Грузии (свита мтавари).— Докл. АН СССР, 1962, **147**, № 3.
Ильинская М. Н. О фосфатной минерализации в щелочном вулканическом комплексе свиты мтавари.— Литология и полезные ископаемые, 1964, № 3.
Ирдли А. 1954 — см. лит., стр. 324.
Казаков А. В. Фосфатные фации.— Труды НИУИФ, 1939, **145**.
Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н. К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, **101**, № 4.
Кирилова И. В., Люстих Е. К., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. Изд-во АН СССР, 1960.
Константинов А. К. Фосфориты межозерного участка в Селеты-Степнякском районе.— Минеральное сырье, 1964, **10**.
Королев В. Г. Позднедокембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Блисковский В. З., Шмелькова Ю. Ф., Оболейская Г. А. Фосфориты Алтае-Саянской складчатой области.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 4.
Ксёнжкевич М., Визэр Т. Верхнемеловой вулканизм карпатской флишевой геосинклинали.— Бюлл. Польск. Акад. наук, отд. 3, 1954, **2**, № 4.
Ксёнжкевич М., Самсонович Я. Очерк геологии Польши. ИЛ, 1956.
Левина С. Д. Формационный и палеогеографический контроль размещения ордовикских фосфоритов Северного Казахстана.— Минеральное сырье, 1964, **10**.
Лисицына Н. А. К методике геохимического изучения кор выветривания.— Литология и полезные ископаемые, 1966, № 1.
Ломизе М. Г. Мезозойский эффузивный вулканизм северо-западного Кавказа и его связь с тектоникой. Автореф. канд. дисс. М., 1963.
Ляхович В. В. К минералогии палагонитов.— Мин. сб. Львовск. геол. об-ва, 1957, № 11.
Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан).— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 93.
Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Дала.— Труды ГИН АН СССР, 1961, вып. 62.
Масленников Б. М., Квицкая Ф. А. О фосфатном веществе фосфоритов.— Докл. АН СССР, 1956, **109**, № 5.
Милтон Ч. Минеральные ассоциации формации Грин-Ривер.— В кн. «Геохимические исследования». ИЛ, 1961.
Мищенко В. С. О генетической связи полиметаллического, редкометального и фосфорного оруденения с эффузивно-интрузивным комплексом пород Карадокского яруса (северо-восток Центрального Казахстана).— Изв. высш. учебн. завед., серия геол. и разведка, 1962, № 8.
Молчанова Т. В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных щелочных пород (на примере Срединного Тянь-Шаня и Алдана).— Труды ГИН АН СССР, 1966, вып. 159.

Набоко С. И. Вулканические эксгаляции и продукты их реакций.— Труды Лабор. вулканологии АН СССР, 1959, вып. 16.
Нарчемашвили О. В. Верхнемеловые фосфориты Грузии. Автореф. канд. дисс., М., 1957.
Нарчемашвили О. В. Верхнемеловые фосфориты Грузии.— Труды ГИГХС, 1958, вып. 4.
Недовизин А. А. Докембрий и кембрий Чу-Илийских гор и Юго-Восточной Бет-Пак-Далы.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1963, вып. 3.
Недовизин А. А. Докембрий и нижний палеозой Чу-Балхашского водораздела и юго-восточной Бет-Пак-Далы. Автореф. канд. дисс. Алма-Ата, 1964.
Николаев В. А. К стратиграфии и тектонике северных цепей Тянь-Шаня.— Труды III Всес. съезда геологов в 1928 г. Ташкент, 1930.
Орлова М. П. Щелочные базальтоиды реки Даубаба (Таласский Алатау).— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 16.
Пастушенко Ю. Н. О верхнемеловом магматическом комплексе в бассейнах рек Псоу, Мзымты и Сочи (юго-западный Кавказ).— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 12.
Петренко А. А., Ренгартен Н. В. Фосфатопроявления в нижних угленосных свитах Карагандинского бассейна и Завьяловского месторождения.— Докл. АН СССР, 1954, **97**, № 2.
Петрова Е. А. Петрографический состав и геохимические особенности эффузивных пород фосфоритоносных формаций ордовика Селеты-Степнякского района Северного Казахстана.— Минеральное сырье, 1964, вып. 10.
Ратновский И. И. Геологическое строение полуострова Шмидта на Сахалине.— Труды ВНИГРИ, 1960, вып. 146.
Сатпаев К. П., Монич В. К., Иванов А. П. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций Казахстана.— Изв. АН КазССР, серия геол., 1963, вып. 3.
Смилкстын А. О. Геология и геохимия фосфоритоносной кремнисто-карбонатной формации Алтае-Саянской складчатой области. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1967.
Соколова Е. А., Ботвинкина Л. Н. 1965 — см. лит., стр. 328.
Страхов Н. М. Климат и фосфатонакопление.— Геология рудных месторождений, 1960, № 1.
Схиртладзе Н. С. Тешенитовая формация Западной Грузии.— Труды ГИН АН ГрузССР, петрограф. серия, 1943, **1**, вып. 1.
Сычев П. М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. Изд-во «Наука», 1966.
Табылдиев К. Т. Литолого-геохимические особенности фосфоритоносной толщи и вопросы генезиса фосфоритов Малого Кара-Тау.— Труды Ин-та геологии АН КазССР, 1966, **16**.
Файзуллин Р. М. Петрохимическая и геохимическая характеристики среднепротерозойских эффузивов Западного Прибайкалья и Северо-Байкальского нагорья.— В кн. «Новые данные по геологии нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области». Изд-во «Недра», 1964.
Ферсман А. Е. Избранные труды. Т. 5. Изд-во АН СССР, 1959.
Фремд Г. М. Даубабинский щелочной стратовулкан в Таласском Алатау. В кн. «Геологические и геофизические исследования в вулканических областях». Изд-во СО АН СССР, 1963.
Хворова И. В. Метасоматические фосфориты среди нижнепермских отложений Урала.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 6.
Холодов В. Н., Корякин А. С. К вопросу о палеогеографии Малого Каратау в век отложений «нижних доломитов».— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1967, **52**, № 3.
Ченцов И. Г. Некоторые минералого-геохимические особенности апатитовых проявлений Северного Казахстана.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1962, **70**.
Ченцов И. Г. О некоторых формах миграции фосфора.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 99.
Шатский Н. С. 1955 — см. лит., стр. 324.
Шехоркина А. Ф., Погорелова М. Г. Фосфоритоносность кремнисто-вулканогенных формаций рифея и нижнего кембрия Ханкайского массива.— Сообщ. Дальневосточн. фил. СО АН СССР, 1963, вып. 18.
Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Беляева Г. В., Журавлева И. Т., Мамонтов Ю. А. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя бассейна р. Уды (Хабаровский край).— Сов. геология, 1966, № 7.
Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Мамонтов Ю. А., Махинин А. В., Беляева Г. В., Щербина Ю. И. Новые данные о распространении кембрия в хребте Джагды (Хабаровский край).— Геол. и геофиз., 1965, № 11.
Школьник Э. Л., Сигов В. Ф., Мамонтов Ю. А., Щербина Ю. И., Махинина А. В. Фосфориты в вулканогенно-кремнистых отложениях нижнего кембрия хребта Джагды.— Геол. и геофиз., 1966, № 12.

Щерба Г. Н. Частные типы связей оруденения с магматизмом.— Вестн. АН КазССР, 1964, № 9.
Яговдик В. В. О влиянии pH на устойчивость некоторых фосфатов в водных растворах.— Изв. Днепропетр. горного ин-та, 1955, 23.
Ames L. L. The genesis of carbonate + apatites.— Econ. Geol., 1959, 54, N 5.
Baak J. A. A comparative study on recent ashes of the Java Volcanoes Smeru, Kelut, Merapi.— Algem. Proefst. voor de Lamdboun Station, Buiten Zorg Java, 1949, N 83.
Bidaut H. Note préliminaire sur un mode de formation possible des phosphates Dinantien des Pyrenees. — Congr. Geol. Jut. C. r. de la XIX sees., sect. XI, Fasc. XI, Alger, 1953.
Bramlette M. N. The Monterey formation on California and the origin of its silieco-us rocks. — U. S. Geol. Surv. Profess, 1946, Paper, 212.
Buljan M. Deep Submarine volcanisms and the chemistry of ocean.— Bull. volcanol., ser. 2, 1955, 17.
Crowell J. C. Displacement along the San Audreas Fault, California. New York.— CSA Spec. Papers. (Regional reviews), 1962, N 71.
Emery K. O. The sea of Southern California. A modern habitat of petroleum. N. Y., John Wiley and Sons, Jnc., 1960.
Emery K. O. Dietz R. S. Submarine phosphorite deposits of California and Mexico.— Calif. J. Mines and Geol., 1950, 43, N 1.
Emery K. O., Dietz R. S., Shepard F. P. Phosphorite deposits on the sea floor off Southern California.— Bull. Geol. Soc. America, 1942, 53, N 6.
Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and the Upper Mantle.— Bull. Geol. Soc. America, 1965, 76, N 7.
Gucik S., Jasinowicz J., Koszarski L. Atlas Geologiczny polski Zaganmiena Startyczafucznofacjalna. Zesz. I. Warszawa, 1962.
Goguel J. A hypothesis on the origin of the «Cryptovolcanic Structures» of the Central Platform of North America. — Amer. J. Sci., 1963, 261, N 7.
Gower H. D., Madsen B. M. The occurrence of phosphate rock in California.— U. S. Geol. Surv. Profess., 1964, Papers Chap. D, 501 — D.
Green J. Geochemical table of the elements for.— Bull Geol. Soc. America, 1959, 70, N 9.
Hoots H. W. Geology of the Eastern part of the Santa Monica Mountains.— U. S. Geol. Surv. Profess., 1931, Paper 165 — C.
Inagaki Saidzi. Sekko to sekka.— Gyps and Lime, 1964, N 70.
Jasinowicz J., Koszazski L., Szymakowska F. Geologiezna warunki wystepowania konkrecji fosforytowych w pstrych marglach we glowieckich (gorna Kreda) Karpat Srodkowych.— Kwart geol., 1959, 3, N 4.
Kamienski M., Skoczylas-Ciszewska K. O skale wzbogaconej w P_2O_5 w Karpatach fliszowych.— Arch. mineral. (Polska Akad. Nauk), 1956, 19, z. 2.
Love J. D. Uraniferous phosphatic Lake Beds of Eocene age in Intermontane basins of Wyoming and Utah.— U. S. Geol. Surv. Profess. 1964, Papers, 474 — E.
Luft S. J. Mafic lavas of Dome Mountain, Timber Mountain caldera, Southern Newada.— U. S. Geol. Surv. Profess., 1964, Papers, 501 — D.
Mansfield G. R. The role of fluorine in phosphate deposition.— Amer. J. Sci., 1940, 238, N 12.
Menard H. W. Deformation of the northeastern Pasific basin and the west coast of North America.— Bull. Geol. Soc. America, 1955, 66, N 9.
Mero J. L. Sea floor phosphorite.— Mineral Inform. Service. Div. Mining State Calif., 1961, 14, N 11.
Murata K. L., Erd R. C. Composition of sediments from the Experimental Mohole Project (Guadalupe site).— J. Sediment. Petrol., 1964, 34, N 3.
Narembski W. Konkrecje fosforytowe z pstrych margel weglowieckich (Karpaty Fliszowe).— Acta Geol. polon., 1960, 10, N 2.
Okada T. Report of the oceanographical observation in the neighbouring seas of a new Volcanic Island «Jwozima Sinto» in July, 1933.— J. Oceanogr., 1936, N 1.
Palmer H. D. Marine geology of Rodriguez Seamount.— Deep-Sea Res., 1964, 11, N 5.
Reed R. O. California's record in the geologic history of the world. In: Geol. formations and economic development of the oil and gas fields of California. Bull. 1953, N 18.
Rittmann A. Nomenclature of volcanic rocks.— Bull. Volcanology, 1952, ser. 11, 12.
Taliaferro N. L. Geologic history and structure of the central coast ranges of California.— In: Geol. formation and economic development of the oil and gas field of California, 1943, Bull. N 18.
Trueman N. A. The phosphate, volcanic and carbonate rocks of Christmas Island, Indian Ocean.— J. Geol. Soc. Australia, 1965, 12, pt. 2.
Wentworth Ch. K., Williams H. The classification and terminology of the pyroclastic rocks.— Bull. Nat. Res. Council, 1932, N 89.
White W. C., Warin O. N. A survey of phosphate deposits in the South-West Pacific and Australian waters.— Bull. Dept. Nat. Developm. Bureau Mineral Resources, Geol. and Geophys., 1964, N 69.

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ

Глава I

Адамович А. Ф., Чехович В. Д. Основные черты строения Восточной Кубы.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964а, **39**, № 1.

Адамович А. Ф., Чехович В. Д. К вопросу об условиях образования коры выветривания в геосинклинальных областях (на примере Восточной Кубы).— Изв. АН СССР, серия геол., 1964б, № 9.

Бардоши Д. Геология бокситовых месторождений Венгрии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 9.

Горецкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. Труды ВИМС, новая серия, 1960, вып. 5.

Зеленов К. К. Вынос растворенного алюминия термальными водами Курильской гряды и некоторые вопросы образования геосинклинальных месторождений бокситов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960а, № 3.

Зеленов К. К. Перемещение и накопление железа и алюминия в вулканических областях Тихого океана.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960б, № 8.

Зеленов К. К. О возможном вулканогенном источнике вещества геосинклинальных бокситов. Sympos. sur les bauxites oxydes et hydroxydes d'aluminium. Extrait des actes du sympos., 1. Zagreb, 1964.

Калугин А. С. О связи образования бокситов в геосинклинальных областях с развитием рифов и андезитовым эксплозивным вулканизмом.— Докл. АН СССР, 1966, **168**, № 6.

Калугин А. С. О роли вулканизма и рифов в образовании бокситов геосинклинальных областей.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 1.

Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.

Пейве А. В. Тектоника Североуральского бокситового пояса, Изд-во МОИП. 1947.

Формозова Л. Н. 1960 — см. лит., стр. 324.

Хардер Е. Примеры бокситовых месторождений различного происхождения.— В кн. «Происхождение бокситов». ИЛ, 1959.

Хилдебранд Ф. А. Месторождения бокситовой глины в карстовом районе в центральной части северного Пуэрто-Рико.— В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд-во «Мир», 1964.

Цанс В. А. Запасы бокситов на Ямайке.— В кн. «Вопросы геологии и минералогии бокситов». Изд-во «Мир», 1964.

Циссарц А. 1958 — см. лит., стр. 322.

Чехович В. Д. К тектонике Карибского бассейна.— Геотектоника, 1965, № 6.

Чехович В. Д. Геологическое строение и история геологического развития Больших Антилл. Автореф. дисс., 1966.

Aronis G. Geographie distribution, geological placing and aspect on the genesis of Greek bauxite.— Bull. Soc. Geol. Gréce, 1954, **2**, N 1.

Aubouen J. Geosynclines. Amsterdam, Elsevier, 1965.

Cirić B. Über die Diabas-Hornstein-Formation der Dinariden und analoge Bildungen.— Z. deutsch. geol. Ges., 1961, Jahrg. **113**, t. 1.

Gedeon T. G. The possibility of bauxite formation.— Acta geol. Acad. sci. hung., 1952, t. 1, fasc. 1/4.

Grubić A. The stratigraphic position of bauxites in the Yugoslav Dinarids.-Sympos. sur les bauxites oxydes et hydroxydes d'aluminium. Extrait des actes du sympos., 1. Zagreb, 1964.

Jurković I., Sakać K. Stratigraphical, paragenetical and genetical characteristic of bauxites in Yugoslavia. Sympos. sur les bauxites oxydes et hydroxydes d'aluminium. Extrait des actes du sympos., 1. Zagreb, 1964.

Павић. А. Нека запажана о бокситима Црне Горе.— Записницы Спрског Друштва за 1949 год, 1953.

Papastamatiou J. Les gisements de bauxite en Grece. Sympos. sur les bauxites oxydes et hydroxydes d'aluminium. Extrait des actes du sympos., 1. Zagreb, 1964.

Petković K., Marković B., Veselinović B., Andjelković M., Pajović D., Pašić M. Das mesozoikum Jugoslawiens.— Ann. Inst. geol. publ. hung., 1960, **49**, fasc. 1.

Quitzow H. W. Die geologische Stellung der ostadriatischen Bauxitvorkommen.— Z. prakt. geol., 1944, Jahrg. 52, H. 2.

Radoičić R. Stratigrafski položaj nekih boksita u Crnoj Gori i Hercegovini.— Геол. гласник, 1959, кн. 3.

Šiškvić T., Luburić P. Stratigraphische Lage des Bauxites in der Herzegowina und in SW-Bosnien.— Bull. sci., Corseil acad. RSG Yugoslavie, 1964, **9**, N 1—2.

Глава II

Андронов С. М. Девонские бокситовые горизонты восточного склона Урала и их стратиграфическое положение.— Сов. геология, 1965, № 2.

Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзбССР, 1952.
Вифанский К. Н., Высокоостровская Е. Б., Домарев В. С. Восточный горный Алтай.— В кн. «Геологическое строение СССР. Т. 2. Магматизм». Госгеолиздат, 1958.
Горбачев Б. Ф. О размещении железорудных горизонтов в пашийской свите Чусовского района на Урале и о возрасте пашийского бокситового горизонта.— Учен. зап. Казанского гос. ун-та, 1960, **120**, кн. 4.
Горбачев Б. Ф. Некоторые особенности карстовых бокситов Нижнесергинского района на Урале.— Литология и полезные ископаемые, 1965, № 1.
Горецкая Е. Н. Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур.— В кн. «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР, 1962.
Горецкий Ю. К. 1960 — см. лит., стр. 337.
Григорьев В. Н. Осадочные формации нижнекембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. Автореф. канд. дисс., 1963.
Григорьев В. Н. Палеогеографическая обстановка формирования палеозойских геосинклинальных бокситов Средней Азии и их формационное положение.— Труды ГИН АН СССР, 1965, вып. 141.
Григорьев В. Н., Семихатов М. А. Основные типы осадочных формаций нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы и ее обрамление.— Изв. АН СССР, серия геол., 1961, № 1.
Додин А. Л. Алтае-Саянская область.— В кн. «Геологическое строение СССР. Т. 2. Магматизм». Госгеолиздат, 1958.
Зоненшайн Л. П. О сочленении Восточно-Саянского докембрийского складчатого массива с Алтае-Саянской палеозойской геосинклинальной областью.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1959, вып. 3.
Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саянско-Тувинской горной области.— В кн. «Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 19. Каледонская орогения». Изд-во АН СССР, 1960.
Ильина Н. С. Геология и генезис Боксонских бокситов в Восточных Саянах.— В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
Каледа Г. А. Девонские отложения Южной Ферганы.— В кн. «Вопросы геологии Южного Тянь-Шаня». Т. 2. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1960.
Карпова Е. Д. Типы металлогенических зон Тянь-Шаня и Памира.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн. «Вопросы геологии Азии». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1954.
Кушнарев И. П., Каждан А. Б. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 5.
Лучицкий И. В. Среднепалеозойская история древних каледонид Сибири.— В кн. «Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 19. Каледонская орогения». Изд-во АН СССР, 1960.
Медведев Л. Д., Орловский М. Б. Фациально-палеогеографическая характеристика и бокситоносность девонских отложений Южной Ферганы. — Труды Ташкентск. гос. ун-та им. Ленина, 1965, вып. 6.
Миклухо-Маклай А. Д., Верзилин Н. Н., Дмитрук Б. Е. и др. Новые данные по геологии и генезису бокситовых горизонтов Южной Ферганы.— В кн. «Генезис бокситов». Изд-во «Наука», 1966.
Митрофанов Ф. П., Авдонцев Н. А. Восточно-Саянская подвижная область в нижнем палеозое.— Труды Лабор. геологии докембрия, 1964, вып. 18.
Моссаковский А. А. 1963— см. лит., стр. 327.
Моссаковский А. А. 1965— см. лит., стр. 327.
Мухина В. П., Конев П. Н., Шнейдер Б. А., Шуйский В. П. Основные черты палеогеографии Урала в эйфельском веке.— Докл. АН СССР, 1965, **164**, № 3.
Мухина В. П., Шуйский В. П. Основные черты палеогеографии Урала в эйфельский век.— В кн. «Палеогеография Урала». Свердловск, 1965.
Нагорский М. П. Закономерности размещения девонских бокситов Салаира.— В. кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.
Орлова П. В. Литология, условия образования и закономерности размещения бокситов Боксонского месторождения.— В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
Пейве А. В. 1947 — см. лит., стр. 337.
Поршняков Г. С. Типы разрезов среднего палеозоя и надвиговые структуры северного склона Алайского хребта.— Труды упр. геологии и охраны недр при Сов. Мин. Кирг.ССР, 1960, сб. 1.
Поршняков Г. С., Клишевич В. Л., Котельников В. Л., Яговкин А. В.

Сокращенный тип разрезов среднего палеозоя в зоне высоких предгорий Алайского хребта.— В кн. «Геология Средней Азии». Изд-во ЛГУ, 1961.
Поршняков Г. С., Миклухо-Маклай А. Д. К стратиграфии и фациальной характеристике девонских отложений Южной Ферганы.— Вестн. ЛГУ, 1954, № 1.
Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1959.
Ржонсницкая М. А. Кузнецкий бассейн и смежные районы Западной Сибири.— В кн. «Геологическое строение СССР, Т. 1. Стратиграфия». Госгеолиздат, 1958.
Семихатов М. А. Стратиграфия рифейских и нижнекембрийских отложений Енисейского кряжа и распределение в них столбчатых строматолитов.—Труды ГИН АН СССР, 1962, вып. 68.
Семихатов М. А., Серебряков С. Н. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1967, № 4.
Семихатов М. А., Хоментовский В. В. Геологические предпосылки бокситоносности отложений вендского комплекса Манского синклинория (Вост. Саян).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1964, **39**, № 3.
Сергиевский В. М., Петрова Н. А. Основные особенности развития тектонических структур, магматизма Урала и закономерности минерализации.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1962, **86**.
Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Основные черты палеогеографии Урала в фаменский век.— Докл. АН СССР, 1960, **135**, № 4.
Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век.— Труды Горно-геол. ин-та Уральского филиала АН СССР, 1961, вып. 60.
Фомичев В. Д. Салаирский кряж.— В кн. «Геологическое строение СССР. Т. 2. Магматизм». Госгеолиздат, 1958.
Формозова Л. Н. 1960 — см. лит., стр. 324.
Херасков Н. П., Перфильев А. С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 92.
Хоментовский В. В. К тектонике Восточного Саяна.—Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 7.
Хоментовский В. В. Формации структурно-фациальных зон юго-западной Сибири и связь с ними полезных ископаемых.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 3. Изд-во АН СССР, 1960.

Главы III, IV и заключение

Архангельский А. Д. Типы бокситов СССР и их генезис.— В кн. «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». Изд-во АН СССР, 1937.
Бушинский Г. И. Об условиях образования бокситов и о закономерностях размещения бокситовых месторождений.— В кн. «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 1. Изд-во АН СССР, 1958а.
Бушинский Г. И. О генетических типах бокситов.— В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958б.
Бушинский Г. И. Теория А. Д. Архангельского о генезисе бокситов в свете современных данных.— В кн. «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во СССР, 1958в.
Бушинский Г. И. Успехи изучения генезиса бокситов за последние десять лет (1955—1965).— В кн. «Генезис бокситов». Изд-во «Наука», 1966.
Виноградов А. П. О причинах высокого содержания титана в бокситах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957, № 4.
Григорьев В. Н. Генезис верхнебашкирских бокситовых пород в Средней Азии.— Литология и полезные ископаемые, 1968 № 1.
Зеленов К. К. 1960а — см. лит., стр. 337.
Зеленов К. К. 1960б — см. лит., стр. 337.
Зеленов К. К. 1964 — см. лит., стр. 337.
Зеленов К. К. Алюминий и титан в кратерном озере вулкана Кава Иджен (Индонезия).— Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 5.
Зотов А. В. Современное образование алунита в кратерном озере Кипящее (о-в Кунашир).— Докл. АН СССР, 1967, 174, № 3.
Калугин А. С. 1966 — см. лит., стр. 337.
Калугин А. С. 1967 — см. лит., стр. 337.
Коралловые острова. БСЭ. Т. 22, изд. 2-е. Изд-во «Большая сов. энциклопедия».
Котова Л. Н. Литология девонской вулканогенно-осадочной серии хребта Тарбагатай. Автореф. канд. дисс. М., 1966.
Михайлов Б. М. Бокситы западных районов Либерийского щита.— В кн. «Генезис бокситов». Изд-во «Наука», 1966.
Моссаковский А. А. 1965 — см. лит., стр. 327
Муратов М. В. История тектонического развития альпийской складчатой области Юго-Восточной Европы и Малой Азии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 2.
Пейве А. В. 1947 — см. лит., стр. 337.
Пейве А. В., Синицын В. М. 1950 — см. лит., стр. 327.

Родченко Ю. М. Некоторые особенности геологического строения и достоверность результатов разведки североуральских бокситовых месторождений.— В кн. «Закономерности формирования и размещения полезных ископаемых на Урале. Т. 3. Бокситы». Свердловск, 1964.
Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—2. Изд-во АН СССР, 1960.
Ткаченко Р. И. Гидротермальное изменение пород и перемещение основных породообразующих компонентов водами вулканического происхождения. — Труды Второго Всес. вулканологич. совещания, 1966, 1.
Формозова Л. Н. 1960 — см. лит., стр. 324.
Шанс В. А. 1964.— см. лит., стр. 337.
Roch E. La genese des bauxites de Provence et du Bas-Languedoc.— Travaux du Laboratori de Geologie de la faculte sciences de J'Universite de Paris, 1959, 9.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие к тому II 5

Часть первая. **Закономерности образования вулканогенно-осадочных руд железа.** Л. Н. Формозова 7

Введение 7

Глава I. Докембрийская порфиро-лептитовая группа формаций 9

Руды типа Кируна 10

Разрез района Кируны 12

Генезис руд 18

Формационный характер рудоносных толщ Северной Швеции 21

Сравнение рудоносных формаций Северной и Центральной Швеции . . . 23

Выводы 25

Глава II. Кремнисто-сланцевая вулканогенно-осадочная формация нижнего палеозоя и докембрия 27

Ордовикские отложения Баррандовой мульды Чехии и их оолитовые руды 27

Тектонические особенности размещения руд 35

Парагенезы пород кремнисто-сланцевой рудоносной формации 37

Границы и мощности рудоносной формации 41

Связь руд нижнего палеозоя и докембрия с вулканической деятельностью 42

Некоторые данные о палеогеографических условиях образования кремнисто-сланцевой рудоносной формации 46

Выводы 50

Глава III. Вулканогенно-карбонатная группа рудоносных формаций 50

Спилито-кератофировые шальштейновые формации 52

Рейнские сланцевые горы 52

Гарц 63

Восточная Тюрингия (Шлейцкий трог) 73

Моравия 81

Кремнисто-карбонатные формации 87

Вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация Динарид в Югославии 87

Вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация Центрального Казахстана 96

Кварц-кератофировая карбонатная формация 105

Горный Алтай 105

Тектоническая и палеогеографическая обстановка образования рудоносной формации 106

Строение и возраст рудоносной формации 108

Породы формации 110

Рудоносность формации 113

Сравнение рудоносных вулканогенно-карбонатных формаций Горного Алтая, Рейнских сланцевых гор и Динарид 118

Выводы 121

Глава IV. Колчеданные руды, связанные с вулканогенно-осадочными формациями 123
Пиритовые руды, связанные с вулканогенно-карбонатными формациями 126
Месторождение «Единство» в Гарце (ГДР) 126
Месторождение Раммельсберг в Гарце 128
Месторождение Мегген в Зауэрлянде 135
Пиритовые руды, связанные с другими формациями 138
Трифрив (Северный Уэльс) 138
Рио-Тинто (Испания) 141
Гронг и Локкен (Норвегия) 144
Выводы 147
Общие выводы 148

Часть вторая. **Закономерности образования вулканогенно-осадочных марганцевых руд.** Е. А. Соколова 154

Глава I. Морские вулканогенно-осадочные марганценосные отложения 155
Характеристика типов парагенезов 156
Парагенез атасуйского типа 156
Парагенез усинского типа 158
Парагенез калифорнийского типа 160
Парагенез дауташского типа 162
Условия формирования и генезис марганцевых руд в парагенезах атасуйского, усинского, калифорнийского и дауташского типов 163

Глава II. Континентальные вулканогенно-осадочные марганценосные отложения 166
Парагенез колорадского типа 167
Район Пик Артиллери 167
Район Лэйк Мид 176
Условия формирования и генезис марганцевых руд в составе парагенеза колорадского типа 184
Парагенез голкондского типа 187

Часть третья. **Фосфатонакопление в вулканических областях.** Н. Г. Бродская, М. Н. Ильинская 193

Глава I. Фосфатизация эффузивных и вулканокластических пород 197
Свита мтавари (Западная Грузия) и ее фосфорная минерализация . . . 197
Характеристика свиты 197
Поствулканические изменения пород 211
Даубабинская свита (Таласский Алатау) и ее фосфорная минерализация 219
Характеристика свиты 219
Поствулканические изменения пород 224
Фосфатопроявления в породах карадокского яруса Селеты-Степнякского района Северного Казахстана (Терекско-Домбралинская подзона Центрального прогиба) 230
Фосфориты чайской свиты (Прибайкалье) 233
Роль щелочного вулканизма в концентрации фосфора 237

Глава II. Фосфориты, синхронные вулканической деятельности и залегающие в вулканогенно-кремнистых и карбонатных толщах 240
Фосфориты нижнего кембрия Хабаровского края (район хребта Джагды) 240
Фосфориты нижнего кембрия Центрального Казахстана (гора Джамбул) 245
Фосфориты в отложениях карадокского яруса Селеты-Степнякского района Северного Казахстана (Тастыколь-Коксорская подзона) 249
Фосфориты и фосфатизированные породы верхнемеловых отложений южного склона Большого Кавказа 251
Фосфориты в кайнозойских отложениях Сахалина (п-ов Шмидта) 254
Фосфориты и фосфатизированные породы миоценового возраста Калифорнии 259
Некоторые закономерности фосфатонакопления в вулканогенно-кремнистых и карбонатных толщах 263

Глава III. Фосфатизация туфогенных толщ 265
Фосфатизация морских туфогенных пород 265
Фосфатизация озерных туфогенных пород 269
Глава IV. Фосфориты спорного генезиса 274
Некоторые особенности обстановки фосфатонакопления на месторождениях Малого Кара-Тау 274
Глава V. Фосфориты в современных морских отложениях 277
Глава VI. Фосфатонакопление в связи со щелочными породами на о-ве Рождества (Индийский океан) 284
Глава VII. Основные генетические типы фосфатонакопления в связи с эндогенным источником фосфора 287
Часть четвертая. **Геосинклинальные бокситы.** В. Н. Григорьев 293
Глава I. Мезокайнозойские бокситы 295
Бокситы в пределах современной геосинклинальной области Больших Антилл 295
Бокситы в пределах альпийской складчатой области Динарид и Эллинид 297
Глава II. Палеозойские бокситы 303
Бокситы в пределах герцинской Урало-Тяньшанской складчатой области 303
Бокситы в пределах Алтае-Саянской складчатой области 309
Глава III. Некоторые закономерности размещения геосинклинальных бокситов 313
Глава IV. Гипотезы вулканогенного источника глинозема для образования геосинклинальных бокситов 316
Выводы 319
Заключение 321
Литература 323

CONTENTS

Preface to II volume 5

Part one. Regularities of the formation of volcanogene-sedimentary iron ores. L.N.Formozova 7

Introduction 7

Chapter I. Precambrian porphyre — leptite group of Formations 9

Ores of Kirun type 10
Section of Kirun region 12
Genesis of ores 18
Formational type of ore-bearing rock masses of North Sweden 21
Comparison of ore-bearing Formations of North and Central Sweden 23
Summary 25

Chapter II. Chert — shale volcanogene — sedimentary Formations of the Lower Paleozoic and Precambrian 27

The Ordovician Deposits of Barrandien basin of Czechia and their oolitic ores . 27
Tectonic peculiarities of ore arrangement 35
Parageneses of rocks of chert — shale ore — bearing Formation 37
Boundary and thickness of Formations 41
Relation of lower paleozoic and precambrian ores to volcanism 42
Certain data of paleographic conditions of origin chert-shale ore — bearing Formation 46
Summary 50

Chapter III. Volcanogene — carbonate group of Formations 50

Spilite-keratophyre schalstein Formations 52
Rhenish Mountains 52
Harz 63
East Thuringia (Schleiz trog) 73
Moravia 81
Carbonate — hornstein Formations 87
Volcanogene — hornstein — carbonate Formation of Dinarides in Jugoslawia 87
Volcanogene — hornstein — carbonate Formation of Central Kazakhstan . . 96
Quartz-keratophyre carbonate Formation 105
Mountain Altai 105
Tectonic and paleogeographic conditions of the origin of ore — bearing Formation 106
Framework and age of ore — bearing Formation 108
The rocks of Formation 110
The ores of Formation 113
Comparison of ore — bearing volcanogene — carbonate. Formations of Mountain Altai, Rhenish Mountains and Dinarides 118
Summary 121

Chapter IV. Pyrite ores of volcanogene — sedimentary Formations 123

Pyrite ores associated with volcanogene — carbonate Formations 126
«Einheit» (in Harz) 126

Rammelsberg (in Harz) 128
Meggen (in Zauerland) 135
Pyrite ores, associated with other Formations 138
Trefrew in N. Wells 138
Rio — Tinto in Spain 141
Grong and Lokken in Norway 144
Summary 147
General conclusions 148

Part two. **Regularities of formation of volcanogene-sedimentary manganese ores.** E. A. Sokolova 154

Chapter I. Marine volcanogene — sedimentary manganese — bearing deposits 155
Characteristic of types of paragenetic association 156
Paragenesis of Atasu type 156
Paragenesis of Usa type 158
Paragenesis of California type 160
Paragenesis of Dautash type 162
Formational conditions and genesis of manganese ores in paragenesis Atasu, Usa, California and Dautash types 163

Chapter II. Continental volcanogene — sedimentary manganese deposits . . . 166
Paragenesis of Colorado type 167
Pick Artillery area 167
Meed Lake area 176
Formational conditions and genesis of manganese ores in paragenesis of Colorado type 184
Paragenesis of Goikonda tyne 187

Part three. **Phosphate accumulation in volcanic regions.** N. G. Brodskaya, M. N. Iljinskaya 193

Chapter I. Phosphatization of volcanic and volcanoclastic rocks 197
Phosphate mineralization in rocks of Mtavari suite (West Georgia) 197
Characteristic of suite 197
Postvolcanic alterations of rocks 211
Phosphate mineralization in rocks of Daubaba suite (Tallass Alatau) 219
Characteristic of suite 219
Postvolcanic alterations of rocks 224
Phosphate manifestations in rocks of Caradoc stage of Selety — Stepnyak region of North Kazakhstan (Terek — Dombrali subzone of Central trough) . . 230
Phosphorites of Chaisk suite (Prebaikal region) 233
Role of the alkaline volcanism in the phosphorus concentration 237

Chapter II. Phosphorites synchronous with volcanic activity and occurring in volcanogene-siliceous and carbonate rock masses 240
Phosphorites in deposits of Lower Cambrian of Khabarovsk region (Dzhagda range region) 240
Phosphorites of Lower Cambran of Central Kazkhastan (Dzhambul mountain). 245
Phosphorites in deposits of the Caradoc stage of Selety — Stepnyak region of North Kazakhstan (Tastikol — Koksor subzone) 249
Phosphorites and phosphotized rocks of the Upper Cretaceous deposits of the southern slope of the Great Caucasus 251
Phosphorites of Cenozoic deposits of Sakhalin (Schmidt peninsula) 254
Phosphorites and phosphotized rocks of Miocene in California 259
Certain regularities of phosphate accumulation in volcanogene — siliceous and carbonate rock mases 263

Chapter III. Phosphatization of tuffaceous rock masses 265
Phosphatization of marine tuffaceous rocks 265
Phosphatization of lacustrine tuffaceous rocks. 269

Chapter IV. Phosphorites of debatable genesis 274
Certain peculiarities of the environment of phosphate accumulation in localities of Maly Cara-Tau 274
Chapter V. Phosphorites in recent marine deposits 277
Chapter VI. Phosphate accumulation related to alkaline rocks on the Christmas island (Indian Ocean) 284
Chapter VII. Main genetic types of phosphate accumulation related to endogenous supply of phosphorus 287
Part four. **Geosynclinal bauxites** V. N. Grigoriev 293
Chapter I. Meso — Cenozoic bauxites 295
Bauxites within recent geosynclinal area of the Great Antils 295
Bauxites within the Alpine folded zone of Dinarides and Hellenides 297
Chapter II. Paleozoic bauxites 303
Bauxites within the hercynian Ural — Tienshan folded area 303
Bauxites within the Altai — Sayan folded area 309
Chapter III. Some peculiarities of arrangement of geosynclinal bauxites . . . 313
Chapter IV. Hypotheses of volcanogenic origin of alumina for the formation of geosynclinal bauxites 316
Summary 319
Conclusion 321

Осадкообразование и полезные ископаемые вулканических областей, т. II

Утверждено к печати
Геологическим институтом АН СССР

Редактор *В. С. Журавлев*
Художник *А. Я. Михайлов*
Технический редактор *Т. В. Алексеева*

Сдано в набор 17/I 1968 г.
Подписано к печати 27/VI 1968 г. Формат 70×108$^{1}/_{16}$.
Бумага № 1. Печ. л. 21,75. Усл. печ. л. 31,15.
Уч.-изд. л. 32,1. Тираж 1600 экз. Тип. зак. 79. Т-07792.
Цена 2 р. 76 к.

Издательство «Наука»
Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография издательства «Наука»
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.